Aix-Marseille Université

Ecole doctorale : Espaces, Cultures, Sociétés (ED 355)

Discipline : Géographie

Spécialité : Géomorphologie

Laboratoire : CEREGE (UMR 34)

Thèse

en vue de l'obtention du grade universitaire de

Docteur en Géographie

Présentée par

Manon Besset

Morphodynamique récente, évolution et vulnérabilité des littoraux deltaïques : un analyse globale

Directeurs de thèse : Pr. Edward J. Anthony et François Sabatier

Soutenue publiquement le 2017 devant le jury :

Hubert LOISEL	Professeur des Universités	Rapporteur
Serge SUANEZ	Professeur des Universités	Rapporteur
Frédéric BOUCHETTE	Maître de Conférences	Examinateur
Vincent MORON	Professeur des Universités	Examinateur
Fabrice RENAUD	Professeur associé	Examinateur
Edward ANTHONY	Professeur des Universités	Directeur de Thèse
François SABATIER	Maître de Conférences	Co-directeur de Thèse

« La mer jusqu'à l'approche de ses limites est une chose simple qui se répète flot par flot. Mais les choses les plus simples dans la nature ne s'abordent pas sans y mettre beaucoup de formes, faire beaucoup de façons, les choses les plus épaisses sans subir quelque amenuisement. C'est pourquoi l'homme, et par rancune aussi contre leur immensité qui l'assomme, se précipite aux bords ou à l'intersection des grandes choses pour les définir. Car la raison au sein de l'uniforme dangereusement ballotte et se raréfie : un esprit en mal de notions doit d'abord s'approvisionner d'apparences.

Tandis que l'air même tracassé soit par les variations de sa température ou par un tragique besoin d'influence et d'informations par lui-même sur chaque chose ne feuillette pourtant et corne que superficiellement le volumineux tome marin, l'autre élément plus stable qui nous supporte y plonge obliquement jusqu'à leur garde rocheuse de larges couteaux terreux qui séjournent dans l'épaisseur. Parfois à la rencontre d'un muscle énergique une lame ressort peu à peu : c'est ce qu'on appelle une plage.

Dépaysée à l'air libre, mais repoussée par les profondeurs quoique, jusqu'à un certain point, familiarisée avec elles, cette portion de l'étendue s'allonge entre les deux plus ou moins fauve et stérile, et ne supporte ordinairement qu'un trésor de débris inlassablement polis et ramassés par le destructeur.

Un concert élémentaire, par sa discrétion plus délicieux et sujet à réflexion, est accordé là depuis l'éternité pour personne : depuis sa formation par l'opération sur une platitude sans bornes de l'esprit d'insistance qui souffle parfois des cieux, le flot venu de loin sans heurts et sans reproche enfin pour la première fois trouve à qui parler. Mais une seule et brève parole est confiée aux cailloux et aux coquillages, qui s'en montrent assez remués, et il expire en la proférant ; et tous ceux qui suivent expireront aussi en proférant la pareille, parfois par temps à peine un peu plus fort clamée. Chacun par-dessus l'autre parvenu à l'orchestre se hausse un peu le col, se découvre, et se nomme à qui il fut adressé. Mille homonymes seigneurs ainsi sont admis le même jour à la présentation par la mer prolixe et prolifique en offres labiales à chacun de ses bords.

Aussi bien sur votre forum, ô galets, n'est-ce pas, pour une harangue grossière, quelque paysan du Danube qui vient se faire entendre : mais le Danube lui-même, mêlé à tous les autres fleuves du monde après avoir perdu leur sens et leur prétention, et profondément réservés dans une désillusion amère seulement au goût de qui aurait à conscience d'en apprécier par absorption la qualité la plus secrète, la saveur.

C'est en effet, après l'anarchie des fleuves, à leur relâchement dans le profond et copieusement habité lieu commun de la matière liquide, que l'on a donné le nom de mer. Voilà pourquoi à ses propres bords celle-ci semblera toujours absente : profitant de l'éloignement réciproque qui leur interdit de communiquer entre eux sinon à travers elle ou par des grands détours, elle laisse sans doute croire à chacun d'eux qu'elle se dirige spécialement vers lui. En réalité, polie avec tout le monde, et plus que polie : capable pour chacun d'eux de tous les emportements, de toutes les convictions successives, elle garde au fond de sa cuvette à demeure son infinie possession de courants. Elle ne sort jamais de ses bornes qu'un peu, met elle-même un frein à la fureur des flots, et comme la méduse qu'elle abandonne aux pêcheurs pour image réduite ou échantillon d'elle-même, fait seulement une révérence extatique par tous ses bords.

Ainsi en est-il de l'antique robe de Neptune, cet amoncellement pseudo-organique de voiles sur les trois quarts du monde uniment répandus. Ni par l'aveugle poignard des roches, ni par la plus creusante tempête tournant des paquets de feuilles à la fois, ni par l'œil attentif de l'homme employé avec peine et d'ailleurs sans contrôle dans un milieu interdit aux orifices débouchés des autres sens et qu'un bras plongé pour saisir trouble plus encore, ce livre au fond n'a été lu. »

Francis Ponge, "Bords de mer", dans Le parti pris des choses, Paris, 1942.

Remerciements

Cette thèse a été réalisée au sein du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (UM 34 CEREGE). Je tiens à remercier l'établissement et l'ensemble du personnel pour l'accueil, la bienveillance à mon égard. La thèse a été financée par le Ministère de l'Education Nationale et de l'Enseignement supérieur et de la Recherche, par le biais d'une allocation de recherche attribuée par l'Ecole Doctorale 355 « Espace, Culture, Société » de l'Université d'Aix-Marseille (AMU). Les missions à l'étranger et le travail de recherche ont été financé par le projet Belmont Forum « *Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modeling framework for risk assessment* » (DELTA), financé par l'ANR. Je tiens à remercier ces différentes institutions qui, en m'accueillant et en acceptant de financer les travaux de ma thèse, m'ont permis de réaliser mes recherches et de les diffuser internationalement.

Je remercie infiniment les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon (volumineux) travail de thèse. Merci aux rapporteurs Hubert Loisel et Serge Suanez, merci aux examinateurs Fabrice Renaud, Frédéric Bouchette et Vincent Moron.

Je souhaite remercier personnellement mes encadrants de thèse, le professeur Edward J. Anthony et François Sabatier :

Edward, plus qu'un encadrant, un chef ou un superviseur de thèse, vous avez été un soutien, une épaule et un tremplin, à un niveau bien plus grand que ce que j'aurais pu oser espérer. Vous avez été celui qui a repoussé mes limites, qui m'a fait confiance, qui m'a ouvert un boulevard de connaissances, de rencontres, de voyages, d'opportunités. J'ai plus appris auprès de vous que dans les quelques 3000 articles parcourus. Vous m'avez appris que personne ne change le monde tout seul, et que personne ne s'y attend. Vous étiez là pour les moments qui nécessitaient du réconfort, de la critique, de la consolation, de la motivation, de la rassurance. Je vous suis reconnaissante pour toutes ces choses et bien d'autres. Votre confiance et votre bienveillance envers moi ont été à la fois une récompense, une pression et un moteur. Humainement, j'ai découvert quelqu'un d'exceptionnel qui force le plus grand des respects. Mes remerciements pourraient prendre autant de pages que ce manuscrit… En quelques mots, je vous promets de consacrer les prochaines années de ma carrière, encore à ses balbutiements, à tenter de vous rendre fier de moi.

François, vous êtes la première personne de mon parcours qui a cru en mes capacités pour me proposer mon premier travail de recherche. Ce travail m'a conforté dans ma vocation. Pour cela, je vous remercie. Je vous remercie également pour l'intérêt que vous avez porté sur mon parcours, au point de nous suivre, Edward et moi, dans notre projet (un peu fou) de recherche qui est devenu ma priorité durant les trois dernières années. Merci pour votre soutien, vos encouragements, vos avis.

Je tiens également à remercier deux autres personnes ayant fortement contribué à l'aboutissement de cette thèse, Philippe Dussouillez et Frédéric Bouchette :

Philippe, tu as été un véritable pilier pendant ma thèse, depuis mon arrivée en master, je devrais dire. Tu étais le premier présent pendant mes doutes, mes coups durs, mes questions, les dénouements et les succès. Aux moments importants, tu as été l'écoute, l'aide et la critique. Un modèle de générosité, d'ouverture d'esprit, de remise en question, de challenger. Tu as été la bonne humeur du matin, le visage amical et rassurant et une vraie source d'inspiration pour résoudre de nombreux problèmes. Merci pour tout Philippe, merci infiniment.

Frédéric, tu as été un vrai défi. Humainement, tu es une personne précieuse. Professionnellement, tu es devant. Un visionnaire hyperactif qui devance les plus confuses questions que je te pose, avec mes maladresses mathématiques, ou de vocabulaire. Il est relativement logique de voir l'intérêt de ses encadrants de thèse se manifester, car depuis le début, ils sont concernés. Tu es la première personne externe à l'avoir également montré, au point de t'y impliquer, des jours entiers, voire des parties de nuit si l'on se souvient du dernier séjour en retraite. En montrant un tel l'intérêt, j'ai pu voir plus loin que ce qui est à ma portée, j'ai appris l'importance d'échanges, de collaborations, de la mixité des compétences. C'est immense !

Je tiens à remercier Toru Tamura, Marc Goichot, Hubert Loisel et Nicolas Gratiot pour nos collaborations précieuses, ambitieuses et enrichissantes.

Je souhaite également remercier Jules Fleury, Samuel Meulé, Matthieu Ghilardi, Michal Tal, Doriane Delanghe, Lucilla Benedetti, Olivier Bellier, Christophe Morhange, Vincent Moron, Sébastien Marguerite, Vincent Godart, Bertrand Devouard, Nicolas Thouveny, Damien Sous, Raphaël Certain, Sandrine Magnetto, Patricia Rieu, Hadja Barry, Hajer Sebti, Martine Tiercelin. Certains m'ont formé depuis le début de mes études universitaires et ont toujours été bienveillantes à mon égard et d'excellents conseils. Merci à Nicolas Thouveny, directeur du CEREGE, et Olivier Bellier, directeur adjoint, ainsi que tous les membres du service administratif, de m'avoir accueillie au sein du laboratoire et d'avoir permis que ma thèse se déroule dans les meilleures conditions espérées. Certaines des personnes énoncées m'ont également fait confiance pour quelques prises de responsabilité, telles que la participation active à l'animation de l'équipe GMT (merci Lucilla), la co-organisation d'un congrès international (merci Matthieu). Merci Christophe, pour avoir soutenu avec force mon projet de thèse. Merci Doriane, outre ton aide et nos bons moments au laboratoire de sédimentologie, tu m'as donné l'opportunité, trois années consécutives, de participer activement à un atelier pédagogique dans le cadre de la Fête de la Science. Merci Vincent (M), de m'avoir fait confiance pour assurer avec toi l'enseignement en Climatologie, un domaine passionnant, c'était un grand plaisir de travailler à tes côtés.

Merci mille fois aux copains et amis du CEREGE, Sébastien, Virginie, Anne-Laure, Guillaume, Pierre, Wuhib, Eléonore, Morgane, Benjamin, Pierre-Alexandre, Astrid, Laurie,

Jonathan, Maureen, Clément, Yoann, Nicolas & Nicolas, Eugénie, Irene, Ricardo, Thomas, Valenti, Matthieu, Franck, Malvina, Michel, Jimmy, Amandine S., Thiago, Chloé, Céline M., Florin, Manon, Céline G., Solène... Ces trois années n'auraient pas été aussi belles sans vous…

Merci à Anaïs Ricout et Martin Hofmann. Aider à votre encadrement a été une expérience précieuse et enrichissante.

Merci à tous mes étudiants, qui ont été exceptionnels. Ils font partie de ma formation d'enseignement, et ils sont tous la raison pour laquelle je suis sûre d'en faire mon métier : faire de la recherche sans diffuser et enseigner, ce n'est pas suffisant pour moi. La réciproque également.

Merci à mes amis de toujours, Martin, Sophie, Maëlle, Marie B, Mélissa, Chloé, Bastien, Marie G, qui sont restés malgré le peu de temps que je leur ai accordé durant ces trois folles années… Merci aussi à mes amis de Marseille et d'ailleurs qui, en dépit de mon absence durant ce doctorat, ne m'ont pas oublié.

Merci à Poutou, Bubulou et Adibou, mes tortues, un peu silencieuses mais qui savent écouter !

Enfin, je remercie les personnes qui ont rendu mes rêves possibles, qui m'ont soutenu sans faillir, qui m'ont aidé, consolé, encouragé, qui ont cru en moi à ma place, qui méritent bien plus que ce que j'ai pu leur apporter. Ces personnes si importantes sont ma sœur, mes parents, mes grands-parents, et l'amour de ma vie.

Résumé

Les deltas fluviaux font partie des écosystèmes les plus riches, tout en étant des environnements très dynamiques sur le plan géomorphologique, et parmi les plus précaires en matière de vulnérabilité. Les apports de sédiment fluviaux assurent leur développement, permettant de contrebalancer la subsidence intrinsèque à leur évolution et l'érosion susceptible d'être induite par les agents marins. Les deltas sont assujettis à des inondations fluviales et à des submersions marines lors de tempêtes et de tsunamis, et sont communément exposés à d'autres aléas, notamment les séismes. Pourtant, en dépit de ces conditions, les deltas restent des lieux stratégiques de peuplement, de production économique minière et agricole, mais aussi d'enjeux géopolitiques. Leur attractivité accentue de plus en plus la pression exercée par les hommes, rendant ces milieux d'autant plus exposés aux risques et à une vulnérabilité croissante.

Cette thèse a pour principal objectif de cerner le fonctionnement passé et actuel de ces systèmes à partir d'une analyse, à l'échelle globale, des littoraux de soixante deltas fluviaux dont les plus grands. Pour mener à bien cette recherche, une approche holistique systémique a été entreprise. Des données hétérogènes, à caractère spatiale, environnementale, et sociétale, ont été confrontées à des données diverses acquises à partir du traitement et de l'analyse d'images satellitaires. Du fait de l'importance que représentent les littoraux deltaïques en matière de caractérisation morphologique de ces formes côtières, un accent particulier a porté sur la classification tripartite conceptuelle et qualitative de la morphologie des deltas développée dans les années 1970 et axée sur les influences relatives du fleuve, de la houle et de la marée, paramètres de modelage de la forme deltaïque. La mise à jour de cette classification et la proposition de nouvelles approches, en termes de morphologie, de dynamique et de vulnérabilité, ont nécessité une revue des acquis antérieurs, une quantification de l'influence de chacun de ces trois paramètres relatifs à celle des autres, et une approche méthodologique et interprétative quantitative.

L'analyse de l'évolution des littoraux deltaïque a permis de déterminer l'existence d'une tendance générale de diminution de la progradation de nombreux deltas étudiés. En abordant également la comparaison des processus physiques, la dynamique sédimentaire et la morphologie des deltas, la thèse met en évidence les relations complexes entre les influences fluviales, de la houle et de la marée, en intégrant l'impact de l'homme, notamment à travers les blocages de sédiments fluviaux opérés par des barrages. Le travail débouche sur de nouvelles bases de classification à caractère quantitatif et objectif. La thèse compare ensuite les réponses morphodynamiques de littoraux deltaïques de plus en plus vulnérables à des perturbations exceptionnelles, mettant en évidence les limites de capacité de résilience deltaïque face aux pressions humaines. La thèse apporte donc un meilleur éclairage sur l'impact de l'influence humaine sur ces environnements fragiles dont l'équilibre est fortement dépendant de la disponibilité de sédiments fluviaux. Cet équilibre est d'autant plus fragilisé aujourd'hui par les impacts du changement climatique.

Mots clés : Deltas fluviaux, Evolution côtière, Vulnérabilité deltaïque, Processus Morphodynamique deltaïque, Apports sédimentaires fluviaux, Impact humain, Classification des deltas.

Abstract

River deltas are among the richest ecosystems on Earth. These are also geomorphically extremely dynamic and are currently very fragile environments. Deltas depend on fluvial sediment supply to balance natural subsidence and erosion caused by waves and currents. Deltas are affected by river flooding, marine submersion by storms and tsunami, and are commonly exposed to other hazards such as earthquakes. Notwithstanding these conditions, deltas are strategic sites of human settlement, economic hotspots, important in mining and agriculture, and subject to geopolitical pressures. This attraction increases inexorably the pressure exerted on deltas by humans, rendering these systems more and more exposed to risks and increasingly more vulnerable.

The main objective of this thesis is to analyze the past and present functional dynamics of delta shorelines based on 60 of the world's deltas, including the largest. To this end, a holistic and systemic approach is adopted. Heterogeneous data covering spatial, environmental, and societal aspects of deltas are confronted with various data acquired from the analysis of satellite images. Given the importance of delta shorelines in expressing the morphology of these coastal forms, emphasis has been placed in upgrading, quantitatively, the conceptual and subjective delta morphological classification scheme elaborated in the 1970s, and its offshoots, based on the respective influences of river, waves and tides in determining delta plan-shape. Upgrading of this classification and the proposal of new approaches, in terms of morphology, dynamics, and vulnerability, have necessitated revisiting these older schemes, and the adoption of a methodological and interpretative approach aimed at quantification of the weight of each of these three parameters, with respect to the others, in determining delta morphology.

The characterization of patterns of deltaic shoreline shoreline evolution has also served to determine whether there have been common periods of vulnerability and erosion. This analysis revealed a general tendency towards increasing vulnerability of the majority of deltas. The relationship between the three basic classes of parameters (river, waves and tides) is rendered complex by the influence of humans, especially through the blocking of fluvial sediment behind dams. The thesis proposes a new classificatory framework that is not only quantitative and objective, but that also includes the human dimension. Finally, the thesis highlights the morphodynamic responses of increasingly vulnerable deltaic shorelines to exceptional perturbations, and highlights the limits of resilience in the face of human pressures. The thesis thus contributes to a better understanding of the impact of humans on these fragile coastal environments, the equilibrium of which strongly depends on sediment supply. This fragility is further exacerbated by the impacts of climate change.

Key words: River delta, Coastal evolution, Deltaic vulnerability, Delta morphodynamics, Fluvial sedimentary supply, Human impact, Delta classification.

Table des matières

RÉSUMÉ **9**

ABSTRACT **10**

PARTIE I. INTRODUCTION **41**

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE 49

1. Les deltas fluviaux *50*

1.1. Contexte géodynamique morpho-structural 50

1.2. La vie du système deltaïque 51

1.2.1. Morphogénèse 51

1.2.2. Les agents modulant le développement deltaïque 55

1.2.3. Vie et mort naturelle d'un delta 59

1.3. Naissance d'une typologie générale des deltas 61

1.3.1. Typologie morphologique 61

1.3.1.1. Typologie binaire 62

1.3.1.2. Typologie ternaire 63

1.3.2. Typologie sédimentaire et dynamique 64

1.3.3. Premiers essais de classification quantitative des deltas 74

2. Richesses, enjeux et pressions subies des édifices deltaïques *77*

2.1. Ressources 77

2.1.1. Ressources écologiques 77

2.1.2. Ressources souterraines 79

2.1.3. Atout hydrologique 80

2.2. Attrait économique 80

2.2.1. Démographie et urbanisation 80

2.2.2. Agriculture, aquaculture et saliculture 82

2.2.3. Extractions minières et souterraines 83

2.2.4. Régulation hydrique sur le fleuve 84

2.2.5. Echanges fluviaux et maritimes 85

2.3. Pare-feu des événements extrêmes 86

2.4. Carrefour culturel des exploitations du sol 87

3. Contexte scientifique mondial *87*

4. Problématique et plan de thèse *89*

4.1. Problématique 89

4.2. Objectifs ... 91
4.3. Plan de thèse ... 92
CHAPITRE 2 : CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES DELTAS FLUVIAUX ÉTUDIÉS ... 95
1. Généralités sur soixante espaces complexes et fortement variables ... 97
2. Contexte tectonique ... 99
3. Contexte climatique et hydrologique ... 103
3.1. Climat ... 103
3.2. Caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires ... 110
3.2.1. Contexte hydro-sédimentaire des deltas ... 111
3.2.2. Aspects morphologiques globaux de la partie subaérienne des deltas ... 112
4. Sensibilité des deltas ... 116
4.1. De fortes variabilités spatiotemporelles ... 116
4.1.1. Un littoral constamment en mouvement ... 116
4.1.2. Equilibre dynamique et déséquilibre ... 117
4.1.2.1. Boucle de rétroaction ... 118
4.1.2.2. Effet papillon ... 118
4.2. Un équilibre fragile ... 119
4.2.1. Contraintes climatiques ... 120
4.2.2. Actions anthropiques ... 123
BILAN DE LA PARTIE I ... 129
PARTIE II. METHODOLOGIE ... 133
CHAPITRE 1 : BASE DE DONNÉES DES DELTAS ET LEUR CONTEXTE ... 139
1. Choix des deltas ... 139
2. Bases de données ... 140
2.1. Approche multiscalaire et pluridisciplinaire ... 140
2.2. Base de données bibliographiques ... 142
2.3. Base de données supplémentaires ... 146
2.3.1. Morphologie deltaïque ... 146
2.3.2. Climat météo-marin ... 152
2.3.3. Propriétés fluviales et du bassin versant ... 154
2.3.4. Données à caractère anthropique ... 158
CHAPITRE 2 : CARACTÉRISATION DE L'ÉVOLUTION CÔTIÈRE ... 161
1. Données et mise en conformité ... 162
1.1. Travaux antérieurs ... 162
1.2. Données spatiales ... 164
1.2.1. Images satellites ... 165
1.2.1.1. Images satellites de moyenne résolution ... 165
1.2.1.2. Images satellites de haute résolution ... 168

1.2.2. Autres types de données 170
1.2.2.1. Cartes topographiques 171
1.2.2.2. Photographies aériennes et relevés de terrain 173
2. Méthode d'analyse 174
2.1. Vectorisation du trait de côte 175
2.1.1. Définition du trait de côte, choix de délimitation 175
2.1.2. Vectorisation 176
2.2. Analyse métrique d'évolution transversale (cross-shore) 177
2.2.1. Prétraitement 178
2.2.1.1. Baseline 178
2.2.1.2. Transects 179
2.2.2. Analyses statistiques sous DSAS 180
2.3. Analyse surfacique d'évolution côtière 184
2.3.1. Conversion des traits de côtes en surfaces 185
2.3.2. Utilisation de l'outil de superposition surfacique 185
2.4. Adimensionnement des mesures pour une comparabilité des soixante deltas 186
3. Incertitudes 187
3.1. Vectorisation du trait de côte 187
3.2. Analyse métrique 187
3.2.1. End Point Rate 188
3.2.2. Linear Regression Rate 188
3.2.3. Régression linéaire pondérée (Weighted linear regression) 190
3.3. Analyse surfacique 191
3.3.1. Marges d'erreur des analyses d'évolution annuelle de surface 191
3.3.2. Marges d'erreur des évolutions de protubérance 193
CHAPITRE 3 : PROTOCOLE DE CLASSIFICATION DYNAMIQUE 195
1. Données 196
1.1. Données caractéristiques des houles 196
1.2. Données caractéristiques du système fluvial 197
1.3. Données caractéristiques de la marée 199
2. Méthode de classification 199
2.1. Protocole de mise en conformité et formulation des processus 200
2.1.1. Contrôle fluvial 200
2.1.2. Contrôle des houles 201
2.1.3. Contrôle de la marée 202
2.2. Indexation numérique et classification 202
3. Incertitudes statistiques 202

Chapitre 4 : Pulsations saisonnières et variation pluriannuelle du flux sédimentaire en suspension proche du delta 205
1. Données 205
2. Traitements et incertitudes 207
Bilan de la Partie II 209
PARTIE III. CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GLOBALE 211
Chapitre 1 : Base de données du bassin versant et du fleuve 215
1. Variables exploitées 215
2. Relations entre les variables 223
Chapitre 2 : Base de données du delta 235
1. Variables étudiées 235
2. Relations entre les variables 250
Chapitre 3 : Base de données marines 261
1. Variables exploitées 261
1.1. Le climat de houle 261
1.2. La marée 265
2. Relations entre les variables 271
Chapitre 4 : Autres schémas de la base de données, interactions des caractéristiques entre thématiques 273
1. Schéma relationnel entre variables 273
1.1. Analyse croisée fonctionnelle des bases de données 273
1.2. Les limites de l'analyse 278
2. Schéma hiérarchique des deltas 279
Bilan de la Partie III 281
PARTIE IV. ANALYSE MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS 283
Chapitre 1 : Evolution morphodynamique côtière récente, vers une vulnérabilité accrue ? 289
1. Evolution globale 289
1.1. Evolution littorale sur la période d'étude 289
1.1.1. Deltas en avancée significative 292
1.1.2. Deltas sans évolution significative 294
1.1.3. Deltas en érosion 296
1.2. Tendances pluriannuelles, vers une aggravation spatiotemporelle de l'érosion ?.. 299
1.2.1. Deltas en avancée : un développement maintenu ? 299
1.2.2. Deltas sans évolution globale significative. Quelle tendance dans le détail ?.... 305
1.2.3. Deltas en érosion, de plus en plus vulnérables ? 307
2. Evolution spatiale 312

2.1. Une mobilité complexe du rivage 312
2.1.1. Une érosion spatialement généralisée 320
2.1.2. Des parties de deltas abandonnées 321
2.1.3. Cellules sédimentaires littorales 322
2.2. Zone des embouchures et fragilités deltaïques 335
2.2.1. Evolution côtière aux embouchures 335
2.2.2. Evolution géométrique côtière 338
Le cas des deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire 340
2.2.2.1. Vers un aplatissement côtier ? 340
2.2.2.2. Vers une asymétrie accentuée ? 342
2.3. Evolution de la disponibilité en sédiments 346
2.3.1. Sédiments en suspension proche-côtiers : deltas régis par la mousson 346
2.3.1.1. Delta de l'Ayeyarwady 347
2.3.1.2. Delta du Mékong 349
2.3.2. Evolution de la charge sédimentaire en suspension proche-côtière sur 10 ans .. 352
2.4. Flèches littorales et forçages de la houle (Annexe P) 360
3. Réponse des deltas aux contraintes externes 365
3.1. La pression grandissante de l'Homme : le cas des barrages 365
3.2. Résilience à court terme : delta de l'Ayeyarwady VS cyclone Nargis (2008) 378
3.2.1. Cyclogenèse et dégâts 379
3.2.1.1. Formation du cyclone 379
3.2.1.2. Dommages humains et matériels 383
3.2.1.3. Transformations apparentes et réelles du littoral : les traces de la tempête de Nargis 383
3.2.1.4. Réponse sédimentaire au passage du cyclone 385
3.2.2. Résilience à court terme ? 388
3.3. Résilience à plus long terme : delta du Mékong VS dommages collatéraux d'une guerre 392
3.3.1. Guerre du Vietnam, le delta du Mékong pour cible 393
3.3.2. Evolution côtière du delta du Mékong lors de la Guerre du Vietnam 395
3.3.2.1. L'impact direct de la destruction végétale sur la mobilité côtière 396
3.3.2.2. Les dégâts sur la plaine deltaïque : cause indirecte d'une érosion par déficit sédimentaire ? 405
3.3.3. Résilience deltaïque ? 410
CHAPITRE 2 : CLASSIFICATIONS, VERS UNE COMPRÉHENSION ENRICHIE DU FONCTIONNEMENT DELTAÏQUE ACTUEL 413
1. Classification morphologique récente 413

1.1. La place des soixante deltas dans le diagramme ternaire de Galloway (1975), repris par Coleman et Wright (1975) 413
1.2. Classification des deltas à partir d'éléments géométriques 415
2. Classification dynamique 417
2.1. Classification Houle-Marée sur la base des travaux de Masselink et Short (1993) et Hori et Saito (2008) 417
2.2. Classification actuelle Houle-Fleuve-Marée avec forçages hydrodynamiques 422
2.2.1. Deltas dominés par la houle 423
2.2.2. Deltas dominés par le fleuve 424
2.2.3. Deltas dominés par la marée 424
2.2.4. Deltas d'influence mixte 425
2.2.4.1. Influence Houle-Marée 425
2.2.4.2. Influence Houle-Fleuve 425
2.2.4.3. Influence Fleuve-Marée 426
BILAN DE LA PARTIE IV 429

PARTIE V. SYNTHESE ET DISCUSSIONS GENERALES 431

CHAPITRE 1 : FONCTIONNEMENT MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS ÉTUDIÉS 435
1. Hétérogénéité et homogénéité des deltas 435
1.1. Caractéristiques communes et différenciées de l'ensemble des deltas étudiés 435
1.2. Catégorisation des deltas et les limites des classifications 439
2. Fonctionnement global morphodynamique des deltas 442
2.1. Apports sédimentaires fluviaux 442
2.2. Transport côtier 444
CHAPITRE 2 : SENSIBILITÉS RÉCENTES AUX PROCESSUS ET PRESSIONS EXTERNES 447
1. Evolution des littoraux deltaïques sur le moyen terme 447
2. Une réponse inégale des deltas face à l'anthropisation accrue : quelle vulnérabilité ? .. 452

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 467

1. Synthèse de la thèse 469
2. Perspectives 475

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 479

Sommaire des illustrations

Partie I

Figure I - 1. Tendance d'évolution du nombre de publications scientifiques internationales citant les mots clés « deltas » et « deltas fluviaux » depuis 1975 (données de Web of Science© 2017).. 49

Figure I - 2. Schéma conceptuel de la composition d'un système deltaïque intégrant sa partie émergée (plaine deltaïque) et sous-marine (Anthony, 2014). 50

Figure I - 3. Schémas de progression de la progradation deltaïque et de l'évolution associée des couches sédimentaires en coupe transversale. 52

Figure I - 4. Architecture du faciès en coupe transversale et succession de faciès vertical d'un delta montrant une subdivision triple dans les strates superficielle, intermédiaire et de fond (Elliott, 1986, après Gilbert, 1885 et Barrell, 1912). 53

Figure I - 5. Schéma synthétique de la plupart des caractéristiques typiques de la plaine deltaïque (Anthony, 2014). 55

Figure I - 6. Schémas de l'action des vagues et principaux courants proche-littoraux (Héquette, 2001).. 57

Figure I - 7. Effet de résonance sur l'amplitude de marée, exemple en mer de Timor, entre l'Australie et Java. Les données sont issues du 'Tide Model Driver'. 58

Figure I - 8. Représentation graphique simplifiée de la façon dont la vulnérabilité et les termes connexes influencent l'état d'un delta fluvial et ses composantes sociales, écologiques et économiques (Wolters et Kuenzer, 2015). 60

Figure I - 9. Classification des deltas de Fisher et al. (1969) déduisant, en fonction de leur morphologie, le caractère destructif ou constructif des deltas relativement aux forçages physiques. 62

Figure I - 10. Diagramme ternaire des deltas proposé par Galloway (1975), par approche morphologique, dont sont déduites les différentes compétitions physiques entre le fleuve, la houle et la marée..... 64

Figure I - 11. Géométries des formes sableuses de six types de deltas (d'après Coleman et Wright, 1975) représentées sur la classification ternaire des deltas de Galloway (1975), en fonction des influences des vagues, de la marée, du fleuve (Bhattacharya et Walker, 1992). 65

Figure I - 12. Classification des systèmes côtiers proposée par Dalrymple et al (1992), positionnant les deltas au statut du principal système influencé par le fleuve et marquant l'exclusion des estuaires de la famille des deltas 67

Figure I - 13. Schémas conceptuels des deltas influencés par les houles (Bhattacharya et Giosan, 1992). 68

Figure I - 14. Evolution côtière pour les positions d'équilibre des estuaires, des lagunes, des deltas/plaines alluviales et des estrans/zones intertidales (d'après Boyd et al., 1992). 69

Figure I - 15. Diagramme ternaire de classification deltaïque de Galloway (1975) étendu pour inclure la taille des sédiments comme un contrôle fondamental (Reading et Collinson, 1996, après Orton et Reading, 1993). 70

Figure I - 16. Classification des deltas en termes de variation relative du niveau de la mer par rapport à la pente de la plateforme (Porebski et Steel, 2003)..... 72

Figure I - 17. Graphiques conceptuels montrant la famille de plateformes deltaïques immergées formées par le changement parallèle inféré dans le régime hydraulique sur le front deltaïque, (a) par accommodation (« accommodation-driven delta »), générées sur la marge continentale et (b) par apport fluvial (« supply-driven delta ») (Porebski et Steel, 2006). 73

Figure I - 18. Environnements côtiers pour les deltas majeurs de grands fleuves représentés sous graphiques logarithmiques (marée moyenne/hauteur moyenne des vagues) par rapport à (a) la charge en suspension ; et (b) le débit liquide fluvial. (Hori et Saito, 2008)..... 76

Figure I - 19. Carte mondiale montrant la localisation des mangroves, qui couvrent approximativement 137 760 km² de la surface terrestre. 78

Figure I - 20. (Page suivante) Carte mondiale localisant les 60 deltas étudiés 95

Figure I - 21. Densité de population des deltas. 98

Figure I - 22. Illustration schématique de la formation d'une côte de collision et d'une côte de fuite (Inman et Nordstrom, 1971). 100

Figure I - 23. Croquis de définition pour la nomenclature des zones côtières (Inman and Brush, 1973) 101

Figure I - 24. Classification tectonique des littoraux du monde, basée sur les travaux de Inman et Nordstrom (1971), avec la localisation des deltas..... 102

Figure I - 25. Classification mondiale des différentes régions climatiques (Köppen-Geiger)..... 104

Figure I - 26. Lobe deltaïque arqué : exemple du delta du Nil (Image Google Earth) 113

Figure I - 27. Lobe deltaïque cuspide : exemple du delta du Baram (Image Google Earth)..... 114

Figure I - 28. Lobe deltaïque linéaire : exemple du delta du Sénégal (Image Google Earth)..... 114

Figure I - 29. Lobe deltaïque en patte d'oie ou digité : exemple du delta du Mississippi (Image Google Earth)..... 114

Figure I - 30. Lobe deltaïque de baie (bayhead delta) : exemple du delta du Chao Phraya (Image Google Earth). 115

Figure I - 31. Lobe deltaïque à embouchures multiples en éventail : exemple du delta du Gange-Brahmapoutre (Image Google Earth)..... 115

Figure I - 32. Lobe deltaïque estuarien : exemple du delta du Zaïre (Image Google Earth)..... 116

Figure I - 33. Effets anthropogéniques sur l'arrière-pays et les plaines deltaïques : (a) les diverses activités qui réduisent l'apport sédimentaire fluvial, (b) les diverses activités qui augmentent l'approvisionnement fluvial et (c) les effets des hommes sur la plaine deltaïque et les zones marines adjacentes. Evans, 2012. 119

Figure I - 34. Secteurs côtiers mondiaux subsidence sur les décennies récentes (Bird, 1993) 125

Figure I - 35. Images satellites SPOT6 d'une portion littorale du delta du Rhône de 12 km, montrant la succession de 63 épis aménagés le long de la côte à 200 m d'intervalle. 127

Figure I - 36. Variation volumique de 1998 à 2008 du budget sédimentaire de fond des lits du Mékong et du Bassac (Brunier et al., 2014). 127

Partie II

Figure II - 2. Exemple de traitement sur le delta du Nil, via l'outil Google Earth Engine pour déterminer les modes et les distributions de l'occupation du sol deltaïque, à partir d'images Landsat 8. 140

Figure II - 3. Illustration présentant l'imbrication des thématiques étudiées. 143

Figure II - 4. Caractéristiques morphologiques étudiées pour quantifier les dimensions des deltas 146

Figure II - 5. Délimitation schématique de la protubérance deltaïque, en utilisant l'exemple du delta de l'Ombrone. 147

Figure II - 6. Méthode de quantification de l'angle de la protubérance du littoral de chaque côté de l'embouchure du delta (exemple de l'embouchure du Grand Rhône, Rhône)..... 149

Figure II - 7. Méthode de quantification du niveau de symétrie du littoral de part et d'autre de l'embouchure (exemple de l'embouchure du Grand Rhône, Rhône).. 150

Figure II - 8. Méthode pour calculer les marges d'erreur des angles formés par le trait de côte à l'embouchure. 151

Figure II - 9. Distribution spatiale mondiale des stations GRDC en fonction des dates d'arrêt d'acquisition des débits journaliers fluviaux. 155

Figure II - 10. Extraction des données (a) des largeurs et (b) des pentes des fleuves de l'étude chaque tronçon kilométrique parmi la vaste base de données. 157

Figure II - 11. Images satellites Landsat des deltas (a) de la Léna, (b) de la Petchora, (c) du Yukon et (d) de l'Amou Daria. 161

Figure II - 12. Présentation des principales générations d'images satellites Landsat et les résolutions associées, sur l'exemple des embouchures du delta de l'Ayeyarwady. 167

Figure II - 13. Emprise spatiale des images satellites SPOT 6 sur le delta du Rhône. 169

Figure II - 14. Emprise spatiale des images satellites CORONA sur le delta du Mékong. 170

Figure II - 15. Emprise spatiale des cartes topographiques de 1950 sur les embouchures du delta du Rhône. 171

Figure II - 16. Exemple de vectorisation du trait de côte (points noirs), sur image SPOT 5 (2011), sur un tronçon côtier du delta du Mékong. 177

Figure II - 17. Profils générés sur un intervalle régulier de 100 m pour tous les deltas (ici, exemple du delta du Mékong), générés à partir de DSAS. 178

Figure II - 18. Enveloppe d'évolution côtière SCE considérée comme l'extension du profil la plus grande parmi tous les traits de côtes étudiés (Himmelstoss, 2009). 180

Figure II - 19. Mouvement net du littoral NSM : extension du profil entre les traits de côtes le plus ancien et le plus récent (Himmelstoss, 2009). 181

Figure II - 20. Schématisation du traitement statistique EPR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte entre les dates la plus récente et la plus ancienne le long d'un même profil (Himmelstoss, 2009) 181

Figure II - 21. Schématisation du traitement statistique LRR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte le long d'un même profil en tenant compte de toutes les variations de la position sur les dates étudiées (Himmelstoss, 2009). 182

Figure II - 22. Schématisation du traitement statistique WLR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte le long d'un même profil en tenant compte de toutes les variations de la position sur les dates étudiées et du « poids » de chaque date, relatif à la résolution de l'image étudiée (Himmelstoss, 2009) 183

Figure II - 23. Schématisation du traitement statistique LSE pour obtenir l'erreur standard de l'estimation de LRR (Himmelstoss, 2009). 189

Figure II - 24. Schématisation du traitement statistique LSE pour obtenir l'erreur standard de l'estimation de LRR (Himmelstoss, 2009). 190

Figure II - 25. Marges d'erreur surfacique résultantes pour chaque delta, avec un exemple du protocole présenté sur un tronçon du littoral du delta du Mékong. 192

Figure II - 26. Schéma des caractéristiques utilisées pour calculer l'indice de la puissance fluviale $\mathcal{P}R$ 198

Figure II - 27. Carte de la variabilité mensuelle des particules en suspension sur les eaux côtières mondiales au cours de la période 2002 - 2012 (Loisel et al., 2016) 206

Figure II - 28. Tendance d'évolution long therme des particules en suspension sur les eaux côtières mondiale de 2002 à 2012 (Loisel et al., 2016) 207

Partie III

Figure III - 2. Surface des bassins versants des deltas étudiés. 215

Figure III - 3. Altitudes maximales, minimales et moyennes des bassins versants. 216

Figure III - 4. Longueur des fleuves. 217

Figure III - 5. Débit liquide moyen annuel, maximal et minimal des fleuves. 218

Figure III - 6. Indice de fréquence et intensité d'occurrence de débit extrême de 30 ans de temps de retour (Données de Tessler et al., 2015). 219

Figure III - 7. Charge sédimentaire en suspension, de fond et globale moyenne des fleuves..... 220

Figure III - 8. Volume annuel de sédiments potentiellement produit depuis les bassins versants 221

Figure III - 9. Potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants..... 222

Figure III - 10. Densité de drainage dans les bassins versants. 222

Figure III - 11. Relation entre le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface et la densité de drainage dans les bassins versants. 223

Figure III - 12. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la surface des bassins versants, la longueur des fleuves, le débit liquide moyen, maximal et minimal des fleuves et l'altitude moyenne et maximale des bassins de drainage. 225

Figure III - 13. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la surface des bassins versants, la longueur des fleuves, le débit liquide moyen, maximal et minimal des fleuves, l'altitude moyenne, minimale et maximale des bassins de drainage, la charge sédimentaire fluviale globale, en suspension et de fond, l'occurrence de crues de 30 ans de temps de retour, la production

détritique annuelle des bassins versants, le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants et la densité de drainage. 226

Figure III - 14. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre l'altitude minimale des bassins de drainage, la charge sédimentaire fluviale globale, en suspension et de fond, l'occurrence de crues de 30 ans de temps de retour, la production détritique annuelle des bassins versants, le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants et la densité de drainage. 227

Figure III - 15. Corrélogramme des variables principales relatives au bassin versant et au fleuve. 228

Figure III - 16. Eboulis des 8 premières valeurs propres de l'ACP. 229

Figure III - 17. Contribution des individus deltaïques à l'orientation des axes F1 et F2. 230

Figure III - 18. Graphique présentant la position en groupes, en dépendance ou en opposition des deltas et les vecteurs des variables actives sur le plan cartésien ($F1\ F2$). 232

Figure III - 19. Superficie de la plaine deltaïque depuis l'apex et de la surface de protubérance deltaïque. 236

Figure III - 20. Rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque aux deux extrémités côtières des deltas. 237

Figure III - 21. Graphique bivarié des deltas en fonction du nombre d'embouchures avant et après la construction des barrages majeurs. 238

Figure III - 22. Proportion de largeur des embouchures sur la longueur totale du trait de côte des deltas. 239

Figure III - 23. Rapport entre la superficie de la partie deltaïque émergée et la partie sous-marine : en noir lorsque la zone subaérienne est majoritaire sur le système deltaïque, en rouge dans le cas d'une partie sous-marine plus vaste. 240

Figure III - 24. Rapport entre la superficie de la partie deltaïque active et la partie abandonnée 241

Figure III - 25. Pente de la plaine deltaïque. 242

Figure III - 26. Pente sous-marine des deltas 242

Figure III - 27. Relation entre la pente de la plaine deltaïque (abscisses) et la pente sous-marine des deltas. 243

Figure III - 28. Taille moyenne des sédiments. 244

Figure III - 29. Budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte. 244

Figure III - 30. Taux de subsidence des plaines deltaïques. 245

Figure III - 31. Amplitude de l'angle formé par le trait de côte de part et d'autre des embouchures. 247

Figure III - 32. Classement synthétique des deltas en fonction de l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte de part et d'autre de leurs embouchures.. 248

Figure III - 33. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre le rapport entre la surface deltaïque émergée et sous-marine, le rapport entre la surface active et abandonnée, le rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque, le nombre actuel, avant et après construction des barrages des embouchures, la pente du delta sous-marin, la granulométrie et le taux de subsidence. 251

Figure III - 34. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre le rapport entre la surface deltaïque émergée et sous-marine, le rapport entre la surface active et abandonnée, le rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque, le nombre actuel, avant et après construction des barrages des embouchures, la pente du delta sous-marin, la granulométrie et le taux de subsidence, la longueur du trait de côte deltaïque, la largeur des embouchures, le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque, la surface de protubérance deltaïque, la pente de la plaine deltaïque, la profondeur maximale du front deltaïque, le budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte, l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte aux embouchures et le nombre de flèches littorales..... 252

Figure III - 35. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la longueur du trait de côte deltaïque, la largeur des embouchures, le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque, la surface de protubérance deltaïque, la pente de la plaine deltaïque, la profondeur maximale du front deltaïque, le budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte, l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte aux embouchures et le nombre de flèches littorales. 253

Figure III - 36. Eboulis des 10 premières valeurs propres de l'ACP. 255

Figure III - 37. Contribution des individus deltaïques à l'orientation des axes F1 et F2. 256

Figure III - 38. Graphique présentant la position en groupes, en dépendance ou en opposition des vecteurs des variables actives sur le plan cartésien ($F1\,F2$), ainsi que la variable qualitative illustrative des influences physiques..... 258

Figure III - 39. Relation entre la hauteur significative des vagues et la période des vagues des littoraux deltaïques..... 262

Figure III - 40. Relation entre la hauteur maximale des vagues (20% plus fortes valeurs de la série temporelle) à et la période associée des vagues des littoraux deltaïques. 264

Figure III - 41. Indice de fréquence et intensité d'occurrence de vagues extrêmes (tempêtes de 30 ans de temps de retour) (Données de Tessler et al., 2015). 265

Figure III - 42. Graphique de relation entre le marnage principal de la marée, défini par le résultat du rapport F..... 269

Figure III - 43. Les points noirs positifs et négatifs représentent respectivement les valeurs moyennes des hautes et basses eaux sur 19 ans pour chaque delta par rapport au référentiel de marée, le tracé noir les rejoignant montre l'amplitude de la marée, et les indications numériques montrent les deltas touchés par un marnage d'au moins 2 m..... 270

Figure III - 44. Elévation du niveau marin connue à proximité de chaque delta. 271

Figure III - 45. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la puissance des houles (issue de la littérature), la montée du niveau marin, le risque d'occurrence d'une tempête de 30 ans de temps de retour, la période et hauteur maximales des houles, la hauteur significative et la période associée des houles et le marnage. 272

Figure III - 46. Matrice des corrélations quantifiées combinant l'ensemble des principales caractéristiques étudiées sur le bassin versant, le fleuve, le delta et l'environnement marin. 274

Figure III - 47. Graphiques montrant les relations significatives entre le volume sédimentaire atteignant la côte et (a) la charge sédimentaire fluviale de fond, (b) la charge sédimentaire fluviale en suspension, (c) la charge sédimentaire globale, (d) la superficie du bassin versant, (e) le débit liquide moyen annuel du fleuve, (f) le débit maximal du fleuve et (g) la longueur du fleuve.... 275

Figure III - 48. Graphiques montrant les relations significatives entre la surface de protubérance deltaïque et (a) la charge sédimentaire fluviale de fond, (b) la charge sédimentaire globale et (c) la charge sédimentaire fluviale en suspension..... 276

Figure III - 49. Graphiques montrant les relations significatives entre l'indice de risque d'occurrence d'une crue extrême et (a) la granulométrie et (b) la précipitation moyenne annuelle, ainsi qu'entre (c) cette dernière et le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface 277

Figure III - 50. Graphiques montrant les relations significatives entre la puissance marine et (a) la pente sous-marine du delta et (b) le rapport entre la superficie de la plaine deltaïque et la surface sous-marine du delta, ainsi qu'entre (c) le taux de subsidence et l'élévation du niveau marin et (d) entre le marnage et le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque..... 278

Partie IV

Figure IV - 1. (Page suivante) Cartes représentant la répartition mondiale et l'état d'évolution des deltas étudiés. 290

Figure IV - 2. Pourcentage de surface deltaïque créée sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés significativement en progradation, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site 292

Figure IV - 3. Graphiques montrant (a) la surface de protubérance deltaïque des deltas en progradation significative, (b) leur taux d'évolution surfacique annuelle, (c) leur charge sédimentaire fluviale et (d) le rapport entre le taux d'évolution côtière et la surface de protubérance deltaïque et la charge sédimentaire fluviale 293

Figure IV - 4. Pourcentage de surface deltaïque créée ou perdue sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés sans changement côtier significatif, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site..... 294

Figure IV - 5. Taux annuels de gain et de perte surfacique pour chaque delta sans évolution globale significative..... 295

Figure IV - 6. Pourcentage de surface deltaïque créée sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés significativement en progradation, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site 296

Figure IV - 7. Graphiques présentant l'état de sensibilité des deltas en termes d'érosion en fonction de leurs dimensions. 298

Figure IV - 8. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de l'Orange, de 1984 à 2015, et (c) du delta du Zambèze, de 1972 à 2015, confrontés aux variations temporelles de leurs débits fluviaux (respectivement (b) et (d)). 300

Figure IV - 9. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Baram, de 1978 à 2015, (b) du delta de l'Amazone, de 1984 à 2014, (c) du delta du Yangtze-Kiang, de 1974 à 2010 et (d) du delta de la Vistule, de 1964 à 2015. 302

Figure IV - 10. Evolution des températures de surfaces mondiales de 1970 à 2015..... 303

Figure IV - 11. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Paraíba do Sol, de 1975 à 2015, (b) du delta du Paraná, de 1985 à 2015 et (c) du delta de l'Orénoque, de 1984 à 2014..... 304

Figure IV - 12. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Mékong, de 1973 à 2015, (b) du delta du Gange-Brahmapoutre, de 1973 à 2015, (c) du delta du Tana, de 1985 à 2015, (d) du delta du Niger, de 1990 à 2015, (e) du delta du Sénégal de 1972 à 2015, (f) du

delta du Pô, de 1975 à 2015, (g) du delta de l'Ayeyarwady, de 1974 à 2015 et (h) du delta du Danube, de 1978 à 2015. 306

Figure IV - 13. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Rhône, de 1974 à 2015, (b) du delta du Mahanadi, de 1972 à 2015, (c) du delta de la Volta, de 1985 à 2015, (d) du delta de l'Ombrone, de 1972 à 2014, (e) du delta du Dniepr de 1984 à 2014 et (f) du delta du Mangoky, de 1973 à 2015. 308

Figure IV - 14. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Cunene, de 1984 à 2015, (b) du delta de la Moulouya, de 1974 à 2015, (c) du delta du Burdekin, de 1980 à 2015, (d) du delta du Limpopo, de 1979 à 2015 et (e) du delta du Sao Francisco de 1985 à 2015. 309

Figure IV - 15. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de la Magdalena, de 1973 à 2015, (b) du delta de l'Arno, de 1938 à 2015 et (c) du delta du Mississippi, de 1932 à 2015. 310

Figure IV - 16. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de la Medjerda, de 1972 à 2015, (b) du delta de l'Ebre, de 1985 à 2015, (c) du delta du Godavari, de 1930 à 2015, (d) du delta du Shatt el Arab, de 1985 à 2015, (e) du delta du Pô de 1975 à 2015, (f) du delta du Mackenzie, de 1967 à 2013, (g) du delta de l'Indus, de 1979 à 2015 et (h) du delta du Krishna, de 1965 à 2015. 311

Figure IV - 17. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) du Sao Francisco, (b) du Burdekin, (c) du Paraná, (d) du Sénégal, (e) du Zambèze, (f) de l'Orange et (g) du Shatt el Arab 313

Figure IV - 18. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) du Fleuve Rouge, (b) du Colville, (c) du Limpopo, (d) du Mangoky, (e) du Colorado (Mx), (f) du Cunene et (g) du Mississippi 314

Figure IV - 19 . Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) de l'Ayeyarwady, (b) du Gange-Brahmapoutre, (c) du Chao Phraya et (d) de la Magdalena. 315

Figure IV - 20. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) de l'Amazone, (b) du Baram, (c) du Colorado (Tx), (d) du Brazos et (e) de l'Indus 316

Figure IV - 21. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) de l'Arno, (b) du Ceyhan-Seyhan, (c) du Danube, (d) de la Moulouya, (e) du Nil, (f) du Rhône, (g) du Pô, (h) de l'Ebre, (i) de la Medjerda et (j) de l'Ombrone. 317

Figure IV - 22. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) du Krishna, (b) du Moa, (c) de l'Orénoque, (d) du Klang, (e) du Paraíba do Sol, (f) de la Volta et (g) de la Vistule.. 318

Figure IV - 23. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion et d'accrétion des deltas (a) du Fly, (b) du Mékong, (c) du Tana, (d) de la Grijalva, (e) du Mahanadi et (f) du Niger. 319

Figure IV - 24. Evolution temporelle du pourcentage de débit du Mississippi, à Tarbert Landing, attribué au chenal d'Atchafalaya à Simmesport (Xu, 2014). 320

Figure IV - 25. Variation spatiale du littoral du delta du Gange-Brahmapoutre, en termes d'érosion et d'accrétion et localisation de la zone deltaïque abandonnée à mangroves denses des Sundarbans. 322

Figure IV - 26. Variation spatiale du littoral des deltas (a) de l'Ebre et (b) du Niger, en termes d'érosion et d'accrétion et indication sur chaque image de la direction dominante des houles et de la dérive littorale déduite 323

Figure IV - 27. Variation spatiale du littoral des deltas (a) de l'Orénoque, (b) du Danube, (c) de l'Amazone, (d) du Pô et (e) du Godavari, en termes d'érosion et d'accrétion et indication sur chaque image de la direction dominante des houles et de la dérive littorale déduite. 324

Figure IV - 28. Morphodynamique récente du littoral du delta du Mékong, divisé en trois secteurs, la zone des embouchures (S1), la région vaso-sableuse au Sud-Est (S2) et le littoral du Golfe de Thaïlande (S2), de 1965 à 2015, avec (a) une carte spatialisant la variation annuelle côtière et (b) une proposition d'interprétation synthétique de la dynamique morpho-sédimentaire du littoral. 326

Figure IV - 29. Comparatif de la répartition des variations annuelles du rivage le long du delta du Mékong (ordonnées), par période pluriannuelle étudiée (abscisses), de 1965 à 2014. 327

Figure IV - 30. Variation annuelle côtière surfacique le long des trois secteurs identifiés du littoral du delta du Mékong, la zone des embouchures, du sud-est des embouchures en Mer de Chine Méridionale et du Golfe de Thaïlande 328

Figure IV - 31. Organisation des cellules littorales le long du delta du Rhône (Sabatier et Suanez, 2003). 329

Figure IV - 32. Photographies montrant les types de littoral oriental du delta de l'Ayeyarwady et la transition d'une côte Est riche en vase vers une présence plus forte des sables vers l'Ouest. 330

Figure IV - 33. Photographies montrant les types de littoral occidental du delta de l'Ayeyarwady et la transition d'une côte Est riche en vase vers une présence plus forte des sables vers l'Ouest. 331

Figure IV - 34. Caractéristiques granulométriques des dépôts de plage du delta de l'Ayeyarwady. 332

Figure IV - 35. Variations le long du littoral des caractéristiques granulométriques des plages sur le delta de l'Ayeyarwady, montrant une tendance nette vers un environnement de sédiments plus fins vers l'Est. 334

Figure IV - 36. Carte de synthèse indiquant une tendance vers une taille des sédiments plus fine vers l'Est et le rôle des courants induits par les vents, les vagues et les marées dans le transport vers l'Est des sédiments. 335

Figure IV - 37. Evolution annuelle côtière surfacique du littoral des deltas étudiés. 336

Figure IV - 38. Evolution temporelle de la répartition du débit fluvial entre les principaux chenaux distributaires du delta du Danube sur la période 1840 – 2003 (Bondar et Panin, 2000 ; Panin et Overmars, 2012) 338

Figure IV - 39. Angle que forme le trait de côte à l'embouchure deltaïque. 339

Figure IV - 40. Analyse statistique de l'évolution de l'angle du linéaire côtier à aux embouchures de chaque delta, entre le début des années 1970 et 2015. 341

Figure IV - 41. Evolution des embouchures qui présentent une asymétrie côtière, avec un angle en rive et des dérives littorales déduites, initialement orientées vers la rive gauche de ces embouchures. 344

Figure IV - 42. Evolution des embouchures qui présentent une asymétrie côtière, avec un angle en rive et des dérives littorales déduites, initialement orientées vers la rive droite de ces embouchures. 345

Figure IV - 43. Evolution des embouchures qui ne présentent pas de dissymétrie côtière. 346

Figure IV - 44. Climat mensuel moyen des particules en suspension au large des embouchures du delta Ayeyarwady et le long de la côte d'Andaman, basée sur la totalité des archives MERIS, sur la période 2002-2012 (Données GlobCOAST). 348

Figure IV - 45. Climat des forçages physiques marins à proximité du littoral de l'Ayeyarwady, avec (a) la rose des houles et (b) le marnage. 348

Figure IV - 46. Climat mensuel des particules en suspension dans les eaux proche-côtières du delta du Mékong, basée sur la totalité des archives MERIS, sur la période 2002-2012 (Données GlobCOAST)..... 351

Figure IV - 47. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall ($p < 0,05$), des deltas (a) du Mékong, (b) du Krishna, (c) du Fly, (d) de l'Ebre, (e) du Gange-Brahmapoutre et (f) du Shatt el Arab (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017). 353

Figure IV - 48. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) de l'Indus, (b) du Mahanadi et (c) du Chao Phraya (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017). 354

Figure IV - 49. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) du Nil, (b) de l'Ayeyarwady, (c) du Sao Francisco et (d) du Niger (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017)..... 355

Figure IV - 50. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) de la Magdalena, (b) du Mackenzie, (c) du Mississippi, (d) de la Volta, (e) du Rhône, (f) du Limpopo, (g) de la Grijalva et (d) du Godavari (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017). 356

Figure IV - 51. Cartographie synthétique du passage du cyclone Katrina (août 2015) à travers le delta du Mississippi, trajectoire du cyclone et vitesse des vents associés et représentation spatiale des précipitations..... 359

Figure IV - 52. Taux annuel d'allongement des flèches littorales pour chaque delta qui en possède. 362

Figure IV - 53. Graphique mettant en relation la longueur des flèches littorales des deltas en 2015 et leur rayon de courbure..... 363

Figure IV - 54. Graphique mettant en relation le rapport du rayon de courbure sur la longueur des flèches littorales en 2015 et le même rapport pour les flèches littorales des années 1980 364

Figure IV - 55. Graphique mettant en relation le taux d'allongement des flèches littorales des années 1980 à 2015 et le taux d'évolution de leur rayon de courbure au cours de la même période 364

Figure IV - 56. Pourcentage de variation de la charge sédimentaire fluviale entre la période antérieure à la construction des barrages (à peu près avant 1970) et actuellement. 366

Figure IV - 57. Nombre de barrages de plus de 1 km^3 de rétention, en aval des stations de débits et la capacité de rétention de leurs réservoirs, qui n'ont pas été pris en compte dans l'étude des variations de charge sédimentaire pré- / post-barrages. 368

Figure IV - 58. Nombre de barrages de dimensions supérieures à 1 km^3 pour chaque delta qui en possède et la capacité de stockage associée 369

Figure IV - 59. Effectif temporellement cumulé croissant de la capacité volumique de stockage des barrages lors de leur construction, pour les fleuves des deltas (a) du Burdekin, (b) du Sénégal, (c)

de la Volga, (d) de la Medjerda, (e) de la Magdalena, (f) du Dniepr, (g) du Mahānadī, (h) de l'Ayeyarwady, (i) de la Volta, (j) du Nil, (k) du Mékong, (l) de la Moulouya, (m) du Colorado (Tx), (n) de l'Orénoque, (o) de la Grijalva, (p) du Chao Phraya, (q) de l'Amazone, (r) du Tana, (s) du Zaïre, (t) de l'Amou-Daria et (u) du Fleuve Jaune. 371

Figure IV - 60. Effectif temporellement cumulé croissant de la capacité volumique de stockage des barrages lors de leur construction, pour les fleuves des deltas (a) du Limpopo, (b) du Niger, (c) du Sao Francisco, (d) du Yangtze-Kiang, (e) du Danube, (f) de la Vistule, (g) du Gange-Brahmapoutre, (h) de l'Indus, (i) du Rhône, (j) de l'Ebre, (k) du Murray, (l) du Godavari, (m) du Brazos, (n) du Zambèze, (o) du Mississippi, (p) du Colorado (Mx), (q) de l'Orange, (r) du Paraná, (s) du Krishna, (t) du Shatt el Arab et (u) du Pô. 372

Figure IV - 61. Distribution spatiale des barrages construits dans le bassin versant du Mississippi (a) et effectif cumulé de la capacité volumique de stockage des réservoirs de 1930 à 2000 (b). 373

Figure IV - 62. Proportion de perte potentielle de sédiments fluviaux si les barrages atteignent leur maximum de capacité de stockage. 374

Figure IV - 63. Connexions planifiées entre les cours d'eau principaux de l'Inde dans le projet Interlinking Rivers Project (données de Bagla, 2014). 376

Figure IV - 64. Localisation de la première connexion amorcée des fleuves d'Inde, entre le Ken et le Betwa, en 2015, dans le projet Interlinking Rivers Project (Daily News and Analysis of India, Jadhav, R., 24 août, 2014). 377

Figure IV - 65. Carte topographique ombrée (a) et image satellite Google Earth (b) montrant les caractéristiques physiques de la Birmanie et du bassin du fleuve Ayeyarwady et image de Google Earth du delta Ayeyarwady (c) avec des indications de points kilométriques (d'est en ouest) utilisés pour identifier les secteurs littoraux (données de International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS), Knapp et al., 2010). 379

Figure IV - 66. (Page suivante) Trajectoire du cyclone tropical Nargis (a) en mai 2008 sur une période de 6 heures du 18 avril 2008 (12:00 UT) au 4 mai 2008 (00:00 UT) à partir de la base de données Cyclone de l'UNOSAT, (b) climat de houle au large du delta de l'Ayeyarwady pendant le passage de Nargis, calculé à partir de la base de données ERA-Interim générée par le modèle Atmosphérique des vagues ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) et les marées astronomiques au large du delta (c) à partir du programme WXTide32© (v. 4.6) de prédictions de marée et de courants 381

Figure IV - 67. Position de la ligne de hautes eaux au large du delta de l'Ayeyarwady, provoquée par la surcôte le 4 mai 2008, à la suite du cyclone Nargis, par rapport à la ligne de haute mer du 18 avril 2008. 384

Figure IV - 68. Evolution du littoral dans le delta de l'Ayeyarwady entre le 18 avril 2008 et le 24 août 2008, trois mois après le passage du cyclone Nargis (a) et du 24 août 2008 au 25 avril 2010, 20 mois après Nargis (b). 385

Figure IV - 69. (Page suivante) Concentrations de particules en suspension (MES) dans la zone proche du delta de l'Ayeyarwady (les zones couvertes sont représentées par les rectangles) comprenant le passage du cyclone Nargis (données du projet GlobCoast): (a) les valeurs de 2008 par rapport à une moyenne sur 10 ans (2002-2012), (b-f) changements de concentration sur un temps de 2 mois. 386

Figure IV - 70. Précipitations et inondations dans le delta de l'Ayeyarwady générées par le cyclone Nargis: (a) cartes montrant des niveaux annuels d'inondation de mousson pour 2013 et 2014 (bleu pâle) et les précipitations du 3 mai a) et du 4 mai 2008 b) dans l'ouest Baie du Bengale (Brakenridge et al., 2017); (c, d) Images satellites MODIS montrant le delta avant le cyclone Nargis le 15 avril 2008 et les inondations dévastatrices du 5 mai 2008 (suite au passage du cyclone dans le delta de l'Ayeywarwady (projet Rapid Response MODIS, NASA/GSFC).. 388

Figure IV - 71. Tracé des missions d'épandage d'herbicides sur le Vietnam, de 1965 à 1971 (U.S. Department of the Army) 394

Figure IV - 72. Evolution côtière du delta du Mékong de 1965 à 1973. Les zones entourées en rouge ne sont en érosion intense qu'au cours de cette période. 396

Figure IV - 73. Photographies montrant (a) et (b) deux secteurs côtiers vaseux orientaux du delta de l'Ayeyarwady en érosion sévère, ainsi qu'un secteur sablo-vaseux, également en recul, du littoral des embouchures du delta du Mékong, sur le lobe de Ba Dong, montrant l'attaque des vagues et de la marée sur le pied de la dune..... 398

Figure IV - 74. Illustration schématique du traitement des données relatives aux épandages d'herbicides durant la Guerre du Vietnam (1961 – 1971) (Stellman, 1986). 399

Figure IV - 75. Tracés et localisations principaux des zones épandages d'herbicides et bombardements sur le delta du Mékong au cours de la Guerre du Vietnam (1961-1971) 401

Figure IV - 76. Evolution côtière du delta du Mékong au cours de la Guerre du Vietnam (1961 – 1971), (a) de 1961 à 1965 à partir des images satellites CORONA le long du Golfe de Thaïlande et (b) de 1950 à 1965 à partir de cartes topographiques IGN et USGS dans la zone des embouchures principales du delta. 402

Figure IV - 77. Confrontation spatiale des zones littorales touchées par les herbicides au cours de la Guerre du Vietnam (1961 – 1971) et des zones en érosion sur la période 1965 – 1973. 404

Figure IV - 78. Comparaison le long du littoral du delta du Mékong entre (a) les valeurs ROE (« Résultat d'Opportunité d'Exposition » : Hits pondérés par le volume d'herbicides, la distance de pulvérisation et la persistance des herbicides dans l'environnement) entre 1961 et 1971, (b) les

taux d'évolution côtière entre 1965 et 1973 et (c) le nombre de hits (pulvérisations dans un périmètre de 2 km). 405

Figure IV - 79. Photographie illustrant (a) les missions aériennes d'épandage du défoliant chimique Agent Orange sur le delta du Mékong en mai 1966 (photo AP), (b) un tronçon de fleuve et de végétation avant la pulvérisation et (c) l'état de la même zone que (b), après l'épandage. 406

Figure IV - 80. Photographies de ponts détruits par les bombardements de la Guerre du Vietnam en 1966 (Photo AP, Lloyd, 2013)..... 407

Figure IV - 81. (Page suivante) Années de crues et de sécheresse, de 1960 à 2008, le long du Mékong sur 6 stations (MRC, 2010). 408

Figure IV - 82. Evolution côtière globale pluriannuelle du delta du Mékong de 1965 à 2003.... 410

Figure IV - 83. Classification ternaire des deltas selon l'étude morphologique globale de leur littoral, d'après les travaux de Galloway (1975) et Coleman et Wright (1975). 414

Figure IV - 84. (Page suivante) Classement des deltas initialement regroupés morphologiquement suivant la classification ternaire de Galloway (1975) et Coleman et Wright (1975), sur la base de l'étude de l'angle formé par le trait de côte à l'embouchure actuellement (2015) et la présence éventuelle de flèches littorales..... 415

Figure IV - 85. Rapport RTR mettant en confrontation les influences des vagues et de la marée pour chaque delta. L'indice RTR (Masselink et Short, 1993) distingue les littoraux dominés par les vagues (RTR $<$ ~3), dominés par la marée (RTR $>$ 10) et modifiés par la marée et les vagues (3 $<$ RTR $<$ 12). 418

Figure IV - 86. Relation entre l'indice RTR et la largeur relative des embouchures deltaïques. 419

Figure IV - 87. (Page suivante) Influence de l'environnement des deltas, en confrontant (a) la valeur logarithmique du débit liquide fluvial avec la valeur logarithmique du RTR, puis (b) la valeur logarithmique du rapport entre le débit liquide et la charge solide du fleuve et la valeur logarithmique du RTR..... 420

Figure IV - 88. Classification ternaire des deltas (houle – fleuve – marée) en fonction des magnitudes relatives de leurs flux de densité d'énergie. 423

Figure IV - 89. Schéma de redistribution d'ondes frontales à l'embouchure. 426

Partie V

Figure V - 2. Niveau d'importance des paramètres principaux caractéristiques des deltas et de leur environnement continental et marin 437

Figure V - 3. Série temporelle de l'évolution de deux embouchures du Mississippi, sur la base d'images satellites Landsat®, de 1984 à 2015. 441

Figure V - 4. Nuage de points avec régression linéaire et intervalle de confiance moyenné et sur observations (95%), entre le pourcentage de perte sédimentaire à l'issue de la construction des barrages et le taux d'évolution côtière surfacique..... 444

Figure V - 5. (Page suivante) Nuage de points avec régression linéaire et intervalle de confiance moyenné et sur observations (95%), entre le pourcentage de perte sédimentaire à l'issue de la construction des barrages et le taux d'évolution côtière surfacique aux embouchures 449

Figure V - 6. Graphique confrontant les changements sédimentaires fluviaux, la subsidence de la plaine deltaïque et la montée du niveau marin avec les évolutions côtières surfaciques des deltas: (a) l'évolution littorale en variation surfacique annuelle ; (b) la charge sédimentaire fluviale actuelle ; (c) le budget sédimentaire parvenant à la côte documenté ; (d) le pourcentage de perte sédimentaire fluviale depuis la construction des barrages ; (e) le taux de subsidence de la plaine deltaïque ; (f) le taux d'élévation annuelle du niveau marin. Les bandes rose pâle indiquent les données non documentées. 453

Figure V - 7. (Page précédente) Comparaison des niveaux de vulnérabilité deltaïque entre la classification élaborée dans ces travaux de thèse et la classification de Syvitski et al. (2009)).. 461

Figure V - 8. Graphiques emboîtés fournissant des indications de comparaison entre les deltas étudiés concernant leur vulnérabilité actuelle, leur résistance et leurs enjeux humains..... 463

Figure V - 9. Changements prévus en moyenne de la répartition mondiale des précipitations par degré de réchauffement (pourcentage de variation des précipitations par degré de réchauffement, par rapport à la période de référence 1900 – 1950), en saison sèche, basés sur une suite de 22 simulations du modèle de circulation générale Océan – Atmosphère (Atmosphere–Ocean General Circulation Models, AOGCM) pour un scénario futur modéré (scénario A1B, Meehl et al., 2007). (Solomon et al., 2009)..... 464

Sommaire des tableaux

Partie I

Tableau I - 2. Liste des deltas étudiés par continent. 97

Tableau I - 3. Classification des types d'espaces côtiers en fonction des dimensions et des contrôles en action. 100

Tableau I - 4. Tableau synthétique des caractéristiques du climat tempéré chaud et deltas associés à chaque sous-groupe. 105

Tableau I - 5. Tableau synthétique des caractéristiques du climat tropical et deltas associés à chaque sous-groupe. 107

Tableau I - 6. Tableau synthétique des caractéristiques du climat continental froid et deltas associés à chaque sous-groupe. 108

Tableau I - 7. Tableau synthétique des caractéristiques du climat semi-aride à aride et deltas associés à chaque sous-groupe. 110

Partie II

Tableau II - 2. Tableau présentant les différentes disciplines croisées dans l'étude, couvrant des échelles de temps variées et emboîtées, et en interaction 141

Tableau II - 3. Présentation par thématique générale des différentes caractéristiques étudiées directement et indirectement relatives au système deltaïque. 145

Tableau II - 4. Références bibliographiques des données d'évolution côtière pour les deltas renseignés dans la littérature 163

Partie III

Tableau III - 2. Contribution des variables à l'orientation des axes F1 et F2. 230

Tableau III - 3. Corrélations entre les variables et les facteurs F1 et F2. 233

Tableau III - 4. Nombre actuel d'embouchures des deltas. 238

Tableau III - 5. Nombre de flèches littorales. 246

Tableau III - 6. Dominance du ou des forçages physiques sur l'évolution des deltas, considérées dans la littérature. 249

Tableau III - 7. Contribution des variables à l'orientation des axes F1 et F2..... 257

Tableau III - 8 : (Page suivante) Valeurs des harmoniques principales de la marée (M2 à K2, semi-diurnes ; K1 à MN4, diurne à plus) ; Hauteur moyenne des hautes et basses eaux par rapport au niveau marin global et profondeur marine à la position de la station de mesure. 266

Tableau III - 9. Nombre de deltas renseignés pour chaque variable étudiée. 279

Partie IV

Tableau IV - 2. Tableau indiquant les deltas en phase progressive de linéarisation littorale. ... 340

Tableau IV - 3. Références bibliographiques des données de charge sédimentaire fluviale pour les deltas renseignés dans la littérature 367

Partie V

Tableau V - 2. Tableau proposant la hiérarchisation de la vulnérabilité à partir d'un classement d'importance de dix critères sélectionnés sur chaque delta, discrétisés statistiquement individuellement en six classes sur la méthode des séries géométriques. 458

Sommaire des équations

Equation 1 : Proxy de la puissance marine P_m (Syvitski et Saito, 2007) : $P_m = (W_a^2 + T_i^2)$ 74

Equation 2 : Proxy de la puissance fluviale P_r (Syvitski et Saito, 2007) : $P_r = 11 Q_{av} D_{grd}$ 74

Equation 3 : Décalage angulaire du trait de côte par rapport à l'incertitude : $D_t = \left|\overline{R}_y\right| + E_p$ 151

Equation 4 : Rayon de courbure d'une flèche littorale : $R = \frac{F}{2} + \frac{C^2}{8F}$ 152

Equation 5 : Charge sédimentaire fluviale (Syviski et Morehead, 1999) : 155

$$Q_s = 25{,}19 Q^{-2{,}209} * Q^{\left(\left[\frac{\log\left(\frac{0{,}02 H^{1,5} A^{0,5}}{25{,}19 Q^{-2{,}209}}\right)}{\log \overline{Q}}\right] - 1 - 0{,}238\right) + 1}$$

Equation 6 : Charge sédimentaire fluviale simplifiée (Syviski et Morehead, 1999) : $Q_s = a Q^{b+1}$ 155

Equation 7 : Taux de concentration sédimentaire (Syvitski et al., 1998 a,b) : $a = 25{,}19 Q^{-2{,}209}$ 155

Equation 8 : Elément b de l'équation simplifiée (6) : $b = \left(\left[\log\left(\frac{0{,}02 H^{1,5} A^{0,5}}{a}\right)\right] - 1 - c\right)$ 156

Equation 9 : Indice d'écoulement fluvial : $Run = \frac{Q}{A_b}$ 157

Equation 10 : Densité des chenaux distributaires : $D_d = \frac{L_{Chenaux}}{A_b}$ 158

Equation 11 : Taux de dénudation des bassins versants : $D = \frac{Q_s}{A_b}$ 158

Equation 12 : Concentration sédimentaire : $C_s = \frac{Q_s}{Q}$ 159

Equation 13 : Concentration sédimentaire stockée dans les réservoirs : $C_{s_{stockée}} = C_s * V_{stockage}$ 159

Equation 14 : Poids des données spatiales sur la régression linéaire pondérée : $w = \frac{1}{E_p^2}$ 183

Equation 15 : Erreur de positionnement du trait de côte : $E_p = \sqrt{{E_r}^2 + {E_g}^2 + {E_c}^2}$ 187

Equation 16 : Incertitude de EPR : $ECI = \frac{\sqrt{(E_{p_0})^2 + (E_{p_1})^2}}{t_1 - t_0}$ 188

Equation 17 : Equation de la droite de régression : $y = mx + b$ 188

Equation 18 : Ecart-type de l'estimation de LRR : $LSE = \sqrt{\frac{\sum (y - y\prime)^2}{n-2}}$ 188

Equation 19 : Marge d'erreur globale de l'évolution côtière métrique : $E_{evol} = \frac{\sqrt{E_{tr_i}^2 + E_{tr_{i+1}}^2 + \cdots + E_{tr_n}^2}}{n}$ 191

Equation 20 : Marge d'erreur de l'évolution surfacique : $E_{surf} = \frac{\sqrt{ShaE_{t_0}^2 + ShaE_{t_1}^2}}{t_1 - t_0}$ 191

Equation 21 : Marge d'erreur de la surface de protubérance : $E_{S_{pr}} = \frac{L_{tdc} * E_p}{S_{pr}}$ 192

Equation 22 : Erreur relative d'évolution de la surface de protubérance : $E_{surf_{\%}} = \frac{L_{tdc} * E_{S_{pr}} * 100}{S_{pr}}$ 193

Equation 23 : Hauteur significative des houles en eau profonde : $H_w = \frac{1}{N.M}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M} H_s(i,j)$ 196

Equation 24 : Période moyenne des houles en eau profonde : $T_w = \frac{1}{N.M}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M} T_{01}(i,j)$ 196

Equation 25 : Seconde loi de Newton appliquée au volume élémentaire δV : $\delta m.\vec{g} + \vec{\tau}_f = \delta m.\frac{d\vec{U}}{dt}$ 197

Equation 26 : Débit fluvial : $Q = U.h_R.W_R$ 198

Equation 27 : Projection de la force de friction de l'écoulement liquide sur l'axe $\vec{x}_o$: $\vec{\tau}_f.\vec{x}_0 = 0$ 198

Equation 28 : Seconde loi de Newton projetée sur les axes $\vec{x}_o$ et $\vec{z}_o$: $\delta m.\vec{g}.\vec{x}_0 + \vec{\tau}_f.\vec{z}_0 = 0$ 198

Equation 29 : Seconde loi de Newton appliquée à l'axe $\vec{y}_o$: $-\delta m.g + \tau_f.\sin\beta_R = 0$ 198

Equation 30 : Formule simplifiée de l'équation (29) : $\tau_f = \frac{\delta m.g}{\sin\beta_R}$ 198

Equation 31 : Excursion tidale : $H_T = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} H_t(i,j)$ 199

Equation 32 : Formule générale des indices de puissance des grandes fluviale, tidale et des houles : $\mathcal{P}_i = \int_0^{L_i} \delta\varepsilon_i.C_i dl$ 200

Equation 33 : Energie produite dans un volume élémentaire représentatif $\delta V = \delta s\delta l$ 200

Equation 34 : Flux de densité d'énergie du fleuve : $\mathcal{P}_R = \rho g\beta Q$ 201

Equation 35 : Flux de densité d'énergie des houles : $\mathcal{P}_W = \frac{\rho g^2}{64\pi}H_0^2 T_0$ 201

Equation 36 : Flux d'énergie par unité de longueur de crête de vague : $\mathcal{P}_W = \mathcal{E}_0 C_g$ 201

Equation 37 : Vitesse de groupe des vagues : $C_g = \frac{1}{2}\frac{L}{T}\left[1 + \frac{\frac{4\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{L}\right)}\right] = nC$ 201

Equation 38 : Formule de l'indice n de l'équation (37) : $n = \frac{1}{2}\left[1 + \frac{\frac{4\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{L}\right)}\right]$ 201

Equation 39 : Formule simplifiée de la vitesse de groupe des vagues : $C_g = \frac{1}{2}\frac{L}{T} = \frac{1}{2}C$ 202

Equation 40 : Flux de densité d'énergie de la marée : $\mathcal{P}_T = \frac{\rho g^{\frac{3}{2}}\sqrt{p}h^2}{2}$ 202

Equation 41 : Intervalle de confiance de probabilité 95% d'une série de données statistiques : $\left[\bar{x} - t_{n,95\%}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}}; \bar{x} + t_{n,95\%}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}}\right]$ 203

Equation 42 : Valeur exacte de la proportion relative des flux de densité d'énergie calculés : $x_e = \langle x\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} xP(x)dx$ 203

Equation 43 : Ecart-type quadratique moyen : $\sigma = \sqrt{\langle(x - x_e)^2\rangle} = \sqrt{\int_{-\infty}^{\infty}(x - x_e)^2 P(x)dx}$ 203

Equation 44 : Ecart-type expérimental d'une série de mesures : $\sigma_{n-1} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$ 203

Equation 45 : Marge d'erreur statistique calculée : $\Delta x_e = t_{n,p}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}}$ 203

Equation 46 : Indice de marée diurne/semi-diurne : $F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$ 268

Equation 47 : Indice entre la hauteur des vagues au déferlement et celle de la marée de vive-eau : $RTR = \frac{T_{spring}}{H_b}$ 417

PARTIE I. INTRODUCTION

Sommaire de Partie I

PARTIE I. INTRODUCTION 41

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE 49

1. Les deltas fluviaux 50

1.1. Contexte géodynamique morpho-structural 50

1.2. La vie du système deltaïque 51

1.2.1. Morphogénèse 51

1.2.2. Les agents modulant le développement deltaïque 55

1.2.3. Vie et mort naturelle d'un delta 59

1.3. Naissance d'une typologie générale des deltas 61

1.3.1. Typologie morphologique 61

1.3.1.1. Typologie binaire 62

1.3.1.2. Typologie ternaire 63

1.3.2. Typologie sédimentaire et dynamique 64

1.3.3. Premiers essais de classification quantitative des deltas 74

2. Richesses, enjeux et pressions subies des édifices deltaïques 77

2.1. Ressources 77

2.1.1. Ressources écologiques 77

2.1.2. Ressources souterraines 79

2.1.3. Atout hydrologique 80

2.2. Attrait économique 80

2.2.1. Démographie et urbanisation 80

2.2.2. Agriculture, aquaculture et saliculture 82

2.2.3. Extractions minières et souterraines 83

2.2.4. Régulation hydrique sur le fleuve 84

2.2.5. Echanges fluviaux et maritimes 85

2.3. Pare-feu des événements extrêmes 86

2.4. Carrefour culturel des exploitations du sol 87

3. Contexte scientifique mondial 87

4. Problématique et plan de thèse 89

4.1. Problématique 89

4.2. Objectifs 91

4.3. Plan de thèse 92

CHAPITRE 2 : CARACTERISTIQUES GENERALES DES DELTAS FLUVIAUX ETUDIES 95

1. Généralités sur soixante espaces complexes et fortement variables 97

2. Contexte tectonique 99

3. Contexte climatique et hydrologique 103

3.1. Climat 103

3.2. Caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires 110

3.2.1. Contexte hydro-sédimentaire des deltas 111

3.2.2. Aspects morphologiques globaux de la partie subaérienne des deltas 112

4. Sensibilité des deltas 116

4.1. De fortes variabilités spatiotemporelles 116

4.1.1. Un littoral constamment en mouvement 116

4.1.2. Equilibre dynamique et déséquilibre....117
4.1.2.1. Boucle de rétroaction....118
4.1.2.2. Effet papillon....118
4.2. Un équilibre fragile....119
4.2.1. Contraintes climatiques....120
4.2.2. Actions anthropiques....123
Bilan de la Partie I 129

PARTIE I Introduction

La finalité du travail fourni durant mes trois ans de thèse s'inscrit dans un cadre de recherche en essor et en constante expansion depuis les années 2000. Cette thèse n'a pas pour prétention de fournir une théorie inédite sur la compréhension des deltas, notamment leur littoral, mais de porter un regard nouveau et pluridisciplinaire sur ces systèmes, en intégrant et en enrichissant les connaissances déjà acquises, en croisant les informations, et en apportant des propositions d'explication aux vulnérabilités récentes et croissantes des deltas, particulièrement leurs pourtours littoraux, susceptibles donc d'inévitablement affecter les populations qui les occupent.

Ce travail a été financé par Aix-Marseille Université et l'Ecole doctorale 355 « Espaces, Cultures, Sociétés ». Cette thèse a également fait partie du Projet international « Sustainable Deltas » - "*Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modelling framework for risk assessment*", 2013 – 2017), financé par l'Agence Nationale de Recherche (ANR)en partenariat au sein du Belmont Forum. Enfin, un projet comportant une mission de terrain en novembre 2016 a été financé par le Worldwide Fund For Nature (WWF), à travers des fonds provenant de la fondation Helmsley.

Ce travail de thèse a été accompagné par des communications orales et écrites à des conférences et par des articles. Les articles sont, pour certains, cités dans le manuscrit et figurent en annexe.

Articles publiés ou en cours de publication :

- Anthony, E.J., **Besset**, M., Brunier, G., Goichot, M., Dussouillez, P., Nguyen, V.L., 2015. Linking rapid erosion of the Mekong River delta to human activities. *Scientific Reports*, 5: 14745, DOI: 10.1038/srep14745.

- **Besset**, M., Anthony, E.J., Brunier, G., Dussouillez, P., 2016. Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

- **Besset**, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017a. River delta shoreline reworking and subsidence in response to sediment starvation in the Mediterranean and Black Seas. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 5, 54, 20 p. https://doi.org/10.1525/elementa.139.

- Anthony, E.J., Dussouillez, P., Dolique, F., **Besset**, M., Brunier, G., Nguyen, V.L., Goichot, M., 2017. Implication of shoreline erosion at the mouths of the Mekong River delta: a short-to-long-term perspective. *Continental Shelf Research*, http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.018..

- **Besset**, M., Anthony, E.J., Dussouillez, P., Goichot, M., 2017b. The impact of Cyclone Nargis (May, 2008) on the Ayeyarwady River delta shoreline and nearshore zone (Myanmar): towards degraded delta resilience? *Comptes Rendus Geosciences*, accepté.

Communications scientifiques (seules les interventions orales relatives au travail de thèse sont citées) :

- **Besset** M., Anthony E. "Recent morphological changes of the coastline of the Mekong River Delta : towards increased vulnerability", Journées des Jeunes Géomorphologues, Nantes, France, 29-30 Janvier, 2015.

- **Besset** M., Brunier G., Anthony E. "Recent morphodynamic evolution of the coastline of the Mekong River Delta: towards increased vulnerability", European Geosciences Union Meeting General Assembly, Vienne, Autriche, 12 – 17 Avril 2015.

- **Besset** M., "Processus géomorphologiques, vulnérabilité et devenir des littoraux des grands deltas Méditerranéens dominés par la houle", International Symposium Rivers 2015, Lyon, France, 22 – 26 Juin 2015.

- **Besset** M., Anthony E., Brunier G., Dussouillez P., Dolique F., Nguyen V.L., Goichot M., "Shoreline changes at the mouths of the Mekong River Delta (2003-2015): fluctuating sediment supply and shoreline cells", International Coastal Symposium 2016, Sydney, Australie, 6 – 11 mars 2016.

- **Besset** M., Anthony E., Dussouillez P., Sabatier F. "Shoreline change in 48 river deltas: towards indexing erosion as a criterion of delta vulnerability", European Geoscience Union Meeting General Assembly 2015, Vienne, Autriche, 12 – 22 Avril 2016.

- **Besset** M., Tamura T., Anthony E., Brunier G., Saito Y., Dussouillez P., Nguyen V.L., Ta O. "2500 years of changing shoreline accretion rates at the mouths of the Mekong River delta", European Geoscience Union Meeting General Assembly 2015, Vienne, Autriche, 12 – 22 Avril 2016.

- **Besset** M., Tamura T., Anthony E., Brunier G., Saito Y., Dussouillez P., Nguyen V.L., Ta O. “Late Holocene to present shoreline change at the mouths of the Mekong River Delta”, Japan Geoscience Union Meeting 2016 (Chiba, Tokyo, Japon), 22 – 26 Mai 2016.

- **Besset** M., Anthony E., Sabatier F. “Mediterranean river deltas: Towards indexing shoreline erosion as a criterion of delta vulnerability”, International Conference Littoral 2016 "The changing littoral. Anticipation and adaptation to climate change", Coastal and Marine Union (EUCC) Meeting, Biarritz, France, 25 – 29 Octobre 2016.

- **Besset** M., Anthony E., Sabatier F. “The wave-tide-river delta classification revisited: Introducing the effects of Humans on delta equilibrium”, American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA, 12 – 16 Décembre 2016.

- Anthony, A.J., **Besset**, M., Dussouillez, P. “Ayeyarwady Delta – Status and trends based on morpho-sedimentary analysis”, presented by Goichot, M. (WWF), Myanmar World Water Day, Nay Pyi Taw, Birmanie, 13 – 14 mars 2017.

Chapitre 1 : Introduction générale

Les deltas fluviaux sont des espaces côtiers qui suscitent un intérêt grandissant à l'image de la progression du nombre de publications scientifiques internationales employant les mots-clés spécifiques « deltas » et « deltas fluviaux » (Figure I - 1). En réalité, il s'agit davantage d'une réorientation des motivations d'études plutôt que de l'émergence d'un nouvel objet d'intérêt. En effet, le volume édité par Giosan et Bhattacharya (2005) raisonne notamment sur un changement important dans l'emploi des deltas pour sujet d'étude, vers une approche plus diversifiée, initialement portée en majeure partie sur les enjeux de l'industrie pétrolière. Les éditeurs ont mis évidence la relation entre la volonté générale de moderniser l'industrie du pétrole, dans les années 1980-1990, l'adaptant aux systèmes en eaux-profondes et la difficulté de conduire des recherches en avant-côte en utilisant les outils traditionnels de travail océanographique ou terrestre. L'étude des deltas a alors pris un évident retard par rapport à celle des systèmes de dépôts fluviaux et d'eaux profondes. Cependant, ils ont également bien noté l'accent renouvelé sur les deltas en raison de leur importance mondiale dans l'environnement et d'autres préoccupations sociétales. Ce chapitre présente, de manière non exhaustive, les deltas intégrés dans leur environnement spatial, ainsi que les dernières tendances qui reflètent non seulement la diversité des approches et des thèmes d'étude mais aussi la façon dont leur complémentarité permet d'amorcer une meilleure connaissance sur la vulnérabilité et la réhabilitation des deltas.

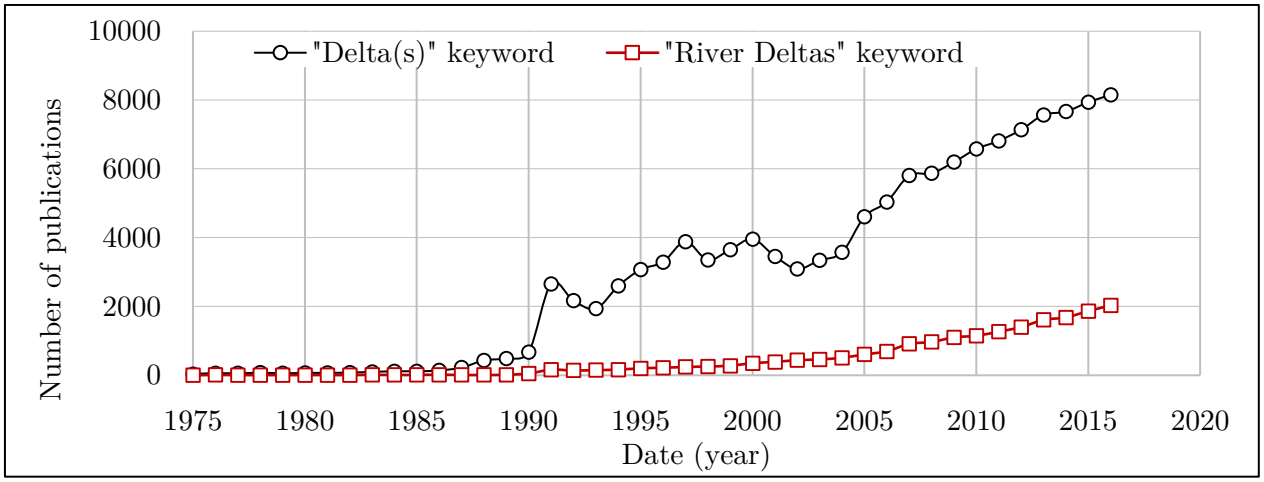


Figure I - 1. Tendance d'évolution du nombre de publications scientifiques internationales citant les mots clés « deltas » (noir) et « deltas fluviaux » depuis 1975 (données de Web of Science© 2017).

1. Les deltas fluviaux

Les deltas fluviaux sont des espaces littoraux complexes, mobiles, écologiquement riches, intégrés dans des systèmes vastes et évolutifs que sont principalement les bassins versants, leur réseau hydrographique, l'environnement marin.

1.1. Contexte géodynamique morpho-structural

Le delta s'inscrit dans un vaste système géomorphologique, catalyseur de morphogénèse superficielle, qui assure en permanence des échanges privilégiés entre l'atmosphère, la surface terrestre et l'eau continentale et océanique, à l'interface subaérienne-subaquatique. Il constitue la terminaison d'un fleuve débouchant aux marges d'un bassin marin ou océanique, ou d'une rivière finissant sa course dans un lac, un étang ou un lagon. Dans sa morphologie et son fonctionnement, l'appareil deltaïque peut être défini comme un cône alluvial particulier. Cette extrémité accueille les sédiments fournis par le cours d'eau en formant les accumulations subaériennes et subaquatiques qui le constituent. Mais le delta est aussi le principal contributeur de sédiments aux marges continentales, agissant de concert avec les agents proche-côtiers de transport et de dispersion, tels que la houle, la marée, leurs courants littoraux et les courants de turbidité. Comme dans tout système, un delta est fortement dépendant des caractéristiques

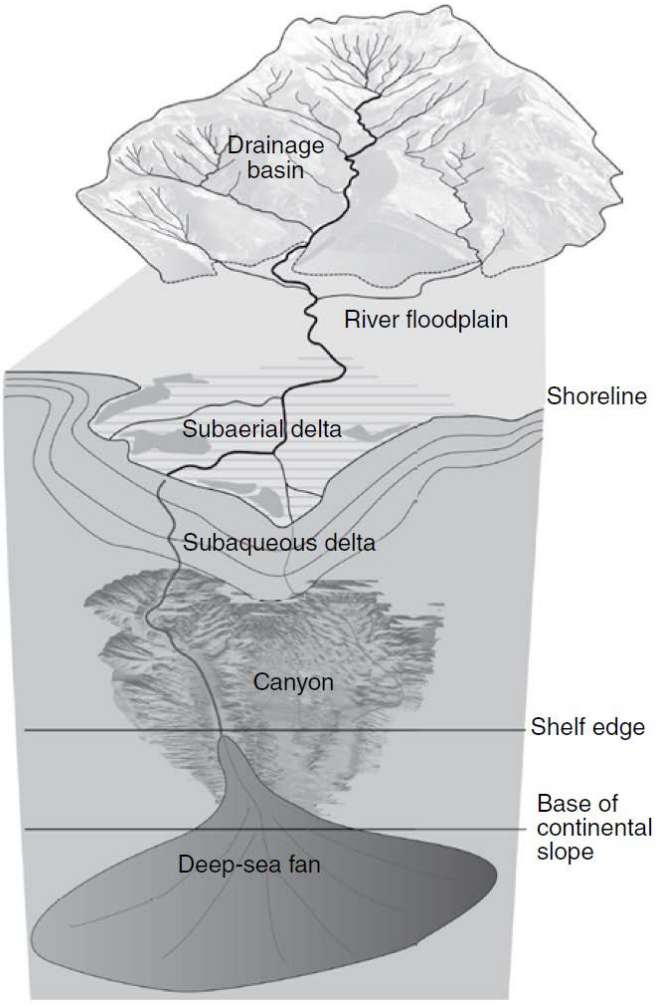


Figure I - 2. Schéma conceptuel de la composition d'un système deltaïque intégrant sa partie émergée (plaine deltaïque) et sous-marine (Anthony, 2014).

en amont de l'ensemble (Figure I - 2). Les surfaces continentales terrestres sont subdivisées en bassins de drainage par des lignes de partage des eaux. Les échanges entre ces bassins, notamment souterrains, étant considérés négligeables par rapport à ceux liés aux précipitations, la ligne de partage des eaux peut, à l'échelle globale, être approximée par la ligne de crêtes définissant topographiquement un bassin versant. Plusieurs bassins élémentaires de drainage alimentent, par le biais de leurs affluents respectifs, un bassin principal et le cours d'eau majeur associé, directement connecté au delta. Chacun d'eux se compose d'un réseau hydrographique indépendant drainant par gravitation le matériel liquide et solide, issu des précipitations, de la fonte des neiges des plus hauts reliefs et de l'érosion mécanique sédimentaire, vers un même exutoire. L'architecture hydrologique dépend des caractéristiques internes au bassin versant, telles que la morphologie, le relief en termes de surface, d'altitudes et de pentes, la couverture végétale, la structure géologique du bassin, régie par l'orogénèse zonale, la pédologie, mais aussi l'aménagement anthropique. Cependant, le modelage de ce paysage et le tracé du cours d'eau répondent aussi à d'autres forçages exogènes comme notamment le contexte climatique, la fréquence pluviométrique et son intensité. La forte variabilité spatiotemporelle et dimensionnelle de ces caractéristiques rend le contexte de formation deltaïque complexe, changeant et unique sur de nombreux aspects (Figure I - 2).

1.2. La vie du système deltaïque

Les deltas sont considérés comme des espaces côtiers à durée de vie variable. Le mode de construction est relativement similaire mais leur évolution varie fortement.

1.2.1. Morphogénèse

Au maximum de la dernière glaciation, il y a environ 22 000 ans, le niveau de la mer était 115 m à 120 m inférieur à ce qu'il est actuellement (Milne et Mitrovica, 2008). La position du littoral au dernier maximum glaciaire, très proche des limites du plateau continental, ne permettait alors pas le développement de grands espaces deltaïques comme aujourd'hui. Ce n'est qu'au début de la fonte des glaciers, il y a entre 6 500 et 8 500 ans, que le niveau de la mer s'est élevé jusqu'à celui que nous lui connaissons aujourd'hui. Les premiers deltas sont progressivement apparus, dans un contexte de relative stabilité en termes de sorties fluviales et d'équilibre climatique (Van Andel, 1967 ; Coleman and Wright, 1971 ; Kazmi, 1984 ; Kazmi, 1984 ; Xue, 1993 ; Stanley and Warne, 1993 ; Ibanez et al., 1996, 1997, 2010 ; Tornqvist et al., 1996 ; Roberts, 1997 ; Giosan et al., 2006).

La naissance d'un delta est inhérente au transport de sédiments par le cours d'eau provenant du bassin versant tributaire. Ce matériel solide est extrait par érosion mécanique et chimique, par l'action des pluies, de l'écoulement hydrique en place qui dégrade et affouille les berges, qui creuse le lit et charrie par roulage les sédiments ou transporte les grains mis en suspension sur l'ensemble de la colonne d'eau pour le cas des particules les plus fines. Le transport est rendu possible par la pente amont-aval du lit du cours d'eau, jouant sur la valeur du débit et assurant ainsi un courant capable de transporter les sédiments depuis la source vers l'embouchure du fleuve ou de la rivière. La pente varie et tend à diminuer à mesure que l'altitude du cours d'eau converge vers le niveau de la mer. Cette atténuation conduit à une réduction progressive, plus ou moins forte selon la morphologie du bassin versant, du débit et de la vitesse du transport sédimentaire vers la région exutoire du système. Ce processus est responsable d'une dispersion des sédiments par panache fluvial, notamment les plus fins en suspension, et du dépôt sédimentaire au niveau de la zone d'embouchure qui constitue le delta. L'accumulation sédimentaire du delta peut se faire tant sur l'espace subaérien côtier que dans la zone littorale subaquatique, pouvant s'étendre sur une distance notable si l'intensité d'expulsion des sédiments à l'embouchure, liée au débit et la nature de la charge, est importante et si le panache sédimentaire à l'exutoire évolue dans une zone de large talus continental, de faibles pente et profondeur (Figure I - 3).

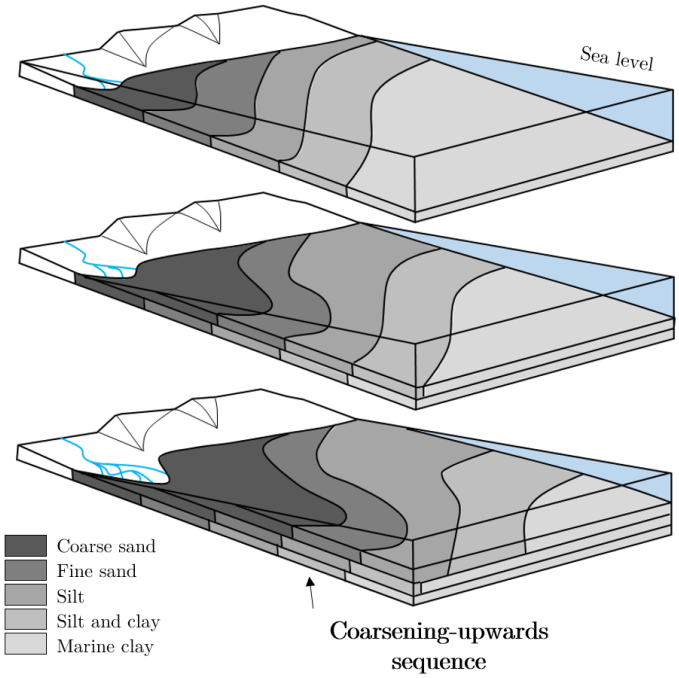


Figure I - 3. Schémas de progression de la progradation deltaïque et de l'évolution associée des couches sédimentaires en coupe transversale.

Le développement deltaïque se manifeste dans un espace à trois dimensions. Le dépôt sédimentaire conduit à une élévation progressive du cône d'accumulation, processus appelé aggradation, mais également à une progression frontale et latérale de la côte sur la mer, c'est-à-dire une progradation. Ces deux mécanismes assurent la formation rapide du delta relativement à la disponibilité sédimentaire. La stratigraphie des deltas est décrite conceptuellement depuis le XIXème siècle, à partir des travaux de Gilbert (1885), puis Barrel (1912), en passant par les nombreux travaux à caractère de prospection pétrolière. Elliott (1986) propose une excellente synthèse de ces aspects stratigraphiques. L'aggradation ralentit lorsque la partie subaérienne du delta n'est plus inondée par les submersions marines liées à la marée et aux houles de tempête ainsi que par les crues fluviales modérées. Elle n'a alors pour rôle que de compenser la subsidence deltaïque par compaction des sédiments meubles déjà en place, relatif à un mécanisme de réajustement isostatique de la lithosphère (Figure I - 4).

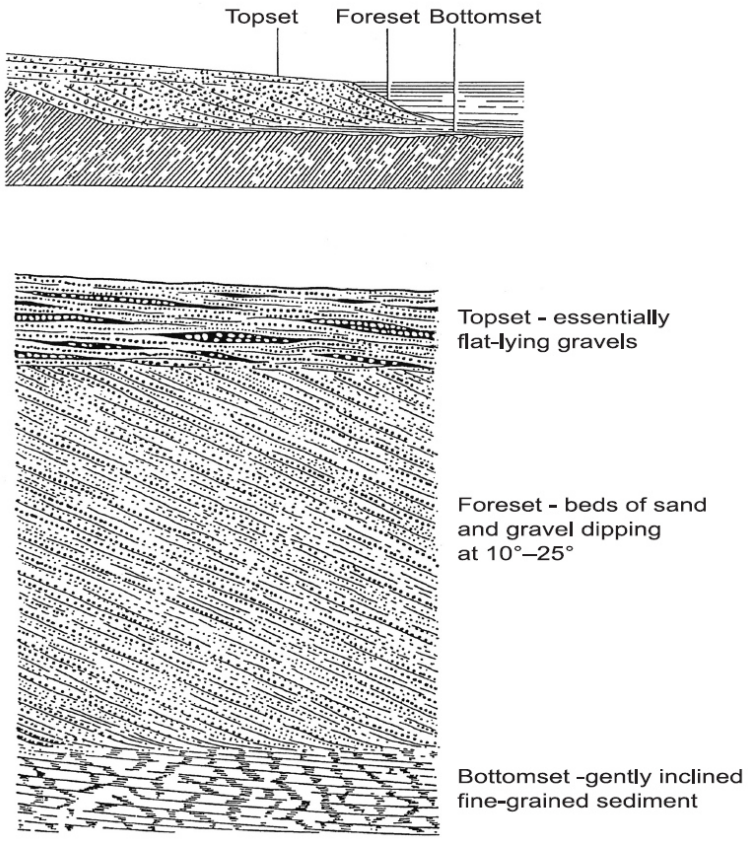


Figure I - 4. Architecture du faciès en coupe transversale et succession de faciès vertical d'un delta montrant une subdivision triple dans les strates superficielle, intermédiaire et de fond (Elliott, 1986, après Gilbert, 1885 et Barrell, 1912).

Par sa formation rapide et récente à l'échelle de l'Histoire géologique (quelques milliers d'années pour les plus anciens), le delta actif n'est pas un édifice consolidé. Il reste modelable, très sensible aux déséquilibres des forces physiques impliquées et aux volumes sédimentaires fournis. Il évolue constamment, n'a pour limite de développement que la rupture de pente sous-marine définie par la terminaison du talus continental et il est susceptible de rétrograder voire disparaître s'il y a baisse des apports sédimentaires et que la houle, agent de remaniement littoral, est prépondérante dans la dynamique du delta.

De manière générale, un delta fluvial s'érige à la bordure avale du bassin de drainage dans le prolongement d'une plaine fluviale d'inondation. Il s'organise de manière hiérarchique, suivant le sens d'écoulement, en constituant en premier lieu une plaine deltaïque subaérienne marécageuse de très faible altitude et de très faible pente, principalement régie par les processus fluviaux. Elle est succédée par deux régions de dépôt subaquatique distinguées par un tri granulométrique des sédiments, fonction de la capacité de transport par le jet fluvial. La première est le front deltaïque, peu profond et en pente plus forte, au niveau de laquelle se déposent les sédiments les plus grossiers ; la seconde est la zone la plus externe, la partie basale, définie comme le talus prodeltaïque. Plus profond, il accueille la fraction sédimentaire la plus fine, en suspension. Ainsi, le schéma théorique de structuration deltaïque se dessine notamment sur la base d'une hiérarchie des sédiments en termes de granulométrie, suivant la compétence fluviale, le relief, l'énergie des forçages marins, mais également la rugosité terrestre et la nature géologique des sédiments (Figure I - 5).

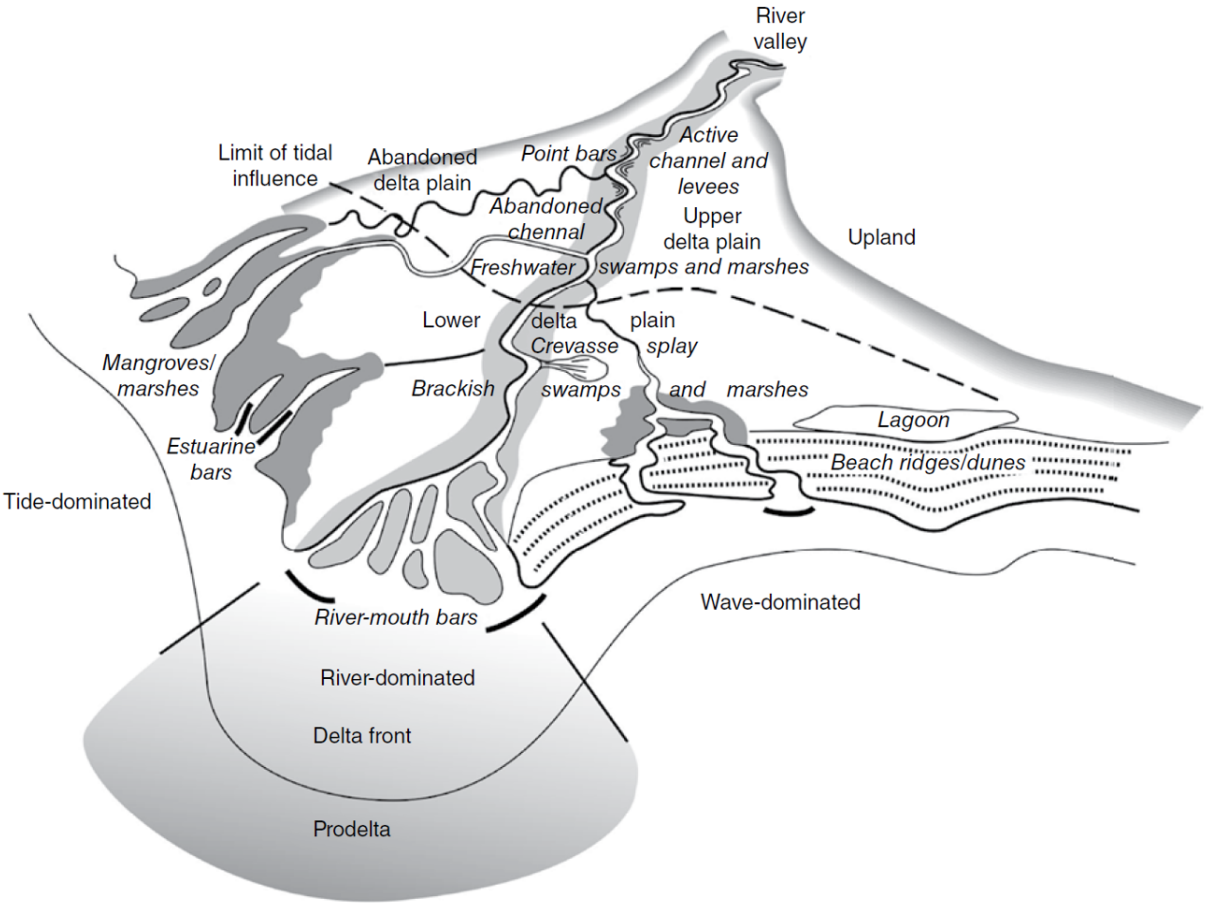


Figure I - 5. Schéma synthétique de la plupart des caractéristiques typiques de la plaine deltaïque (Anthony, 2014).

1.2.2. Les agents modulant le développement deltaïque

Le delta doit son existence à la présence d'un fleuve, de son apport énergétique mais aussi et surtout de sa fourniture sédimentaire. Le fleuve construit une nouvelle surface terrestre superficielle, le delta, théoriquement dans le prolongement de son tracé. Ce développement est modulé dynamiquement et morphologiquement par des forçages d'origine climatique et marine.

En effet, la progradation et l'aggradation deltaïque varient en fonction de l'intensité et la fréquence des précipitations, plus largement selon le contexte et l'évolution climatique de la région du bassin de drainage. Ces paramètres régissent la vitesse d'écoulement, la capacité d'érosion sédimentaire et celle du transport jusqu'à l'embouchure.

La diffusivité latérale deltaïque et la vitesse de développement du delta sont par ailleurs régulées par la dynamique des houles, des courants, de la marée et du niveau marin, ce dernier augmentant actuellement globalement de 1,8 à 3 mm/an (Bindoff et al., 2007). La direction, la

hauteur et la période des vagues du large et du proche-côtier agissent sur le littoral deltaïque en redistribuant les sédiments de manière longitudinale et normale à la côte. Ces forçages entrent naturellement en compétition avec la dynamique du fleuve, lorsque le delta y est exposé.

La vague est un mouvement d'oscillation sinusoïdale des couches superficielles de l'eau, généré principalement par le vent si sa période est comprise entre 3 et 25 secondes. La houle, créée à partir des vagues, peut se propager sur de plus longues distances. Son intensité est fonction de la force du vent et de la distance de propagation libre. Sur la zone littorale, les vagues vont exercer une force de pression et une force d'inertie, longitudinalement et perpendiculairement à la côte. Sous la contrainte de la bathymétrie et du cisaillement sur le fond induit, les vagues produisent un courant, induisant un mouvement de masse orthogonal et latéral, capable de mettre en mobilité et de transporter les sédiments en place. La dérive littorale est un courant qui se développe principalement dans la zone de déferlement et de brisance de la houle, et qui s'étend jusqu'au trait de côte, si on inclut le jet de rive qui évolue lui aussi dans le même sens de propagation. Ce secteur est en général délimité par la formation, dans cette zone d'avant côte, d'une barre de sable (ou gravier) qui peut être rectiligne, festonnée ou transverse et qui délimite un couloir emprunté par la dérive littorale. Le transit longitudinal est surtout fonction de l'obliquité des vagues incidentes à la côte. Son intensité dépend des variations bathymétriques. Il s'agit de l'élément principal de la diffusivité deltaïque de part et d'autre de l'embouchure, et ainsi de la symétrie deltaïque et son emprise spatiale latérale. Sur l'estran, le retrait de l'eau se fait avec un angle de réflexion presque équivalent à l'angle d'incidence. Les matériaux sont donc déplacés à chaque aller et venue des vagues en suivant une trajectoire en zigzag, dont la résultante est un transport parallèle à la côte. La houle est donc agent de remaniement morpho-sédimentaire sur le delta mais elle peut être également moteur de destruction si l'énergie fournie est importante telle que lors de tempêtes ou cyclones. Dans cette situation, la houle submerge davantage le littoral, ce qui lui permet d'avoir un champ d'action plus important, et d'arracher les sédiments pour les projeter vers le large ou vers l'intérieur, par mécanisme « d'*overwash* ». Les courants liés à la houle segmentent la barre d'avant-côte, mais aussi le cordon littoral voire la crête de dunes, frayant un chemin aux sédiments en transit. Lors d'une tempête, le courant de dérive littorale est nettement moins important que celui d'arrachement (Figure I - 6).

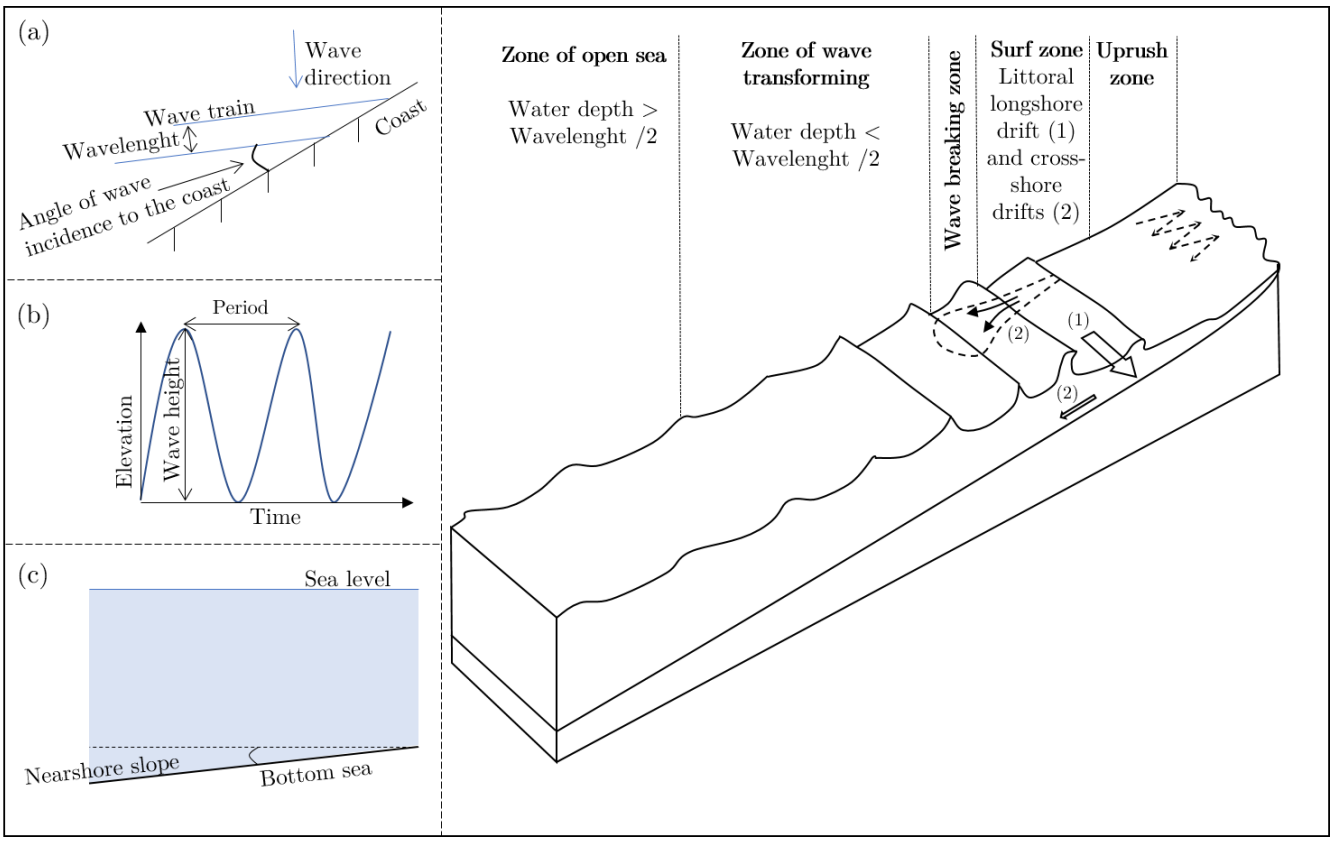


Figure I - 6. Schémas de l'action des vagues et principaux courants proche-littoraux (Héquette, 2001). Les figures de gauche présentent les caractéristiques principales des houles qui permettent une mobilisation et un transport induit des sédiments avec (a) l'orientation de l'incidence des houles, (b) la période et hauteur des houles et (c) l'évolution bathymétrique vers la côte. La figure de droite (d) illustre les zones de transformation et d'action des houles à l'approche du littoral.

La marée est une variation du niveau marin induite par la gravitation de la Terre, sa rotation sur elle-même, le mouvement de révolution de la Lune autour de la Terre, la rotation du système Terre-Lune autour du Soleil. Ces mouvements induisent des déformations de la surface des océans responsables des courants de marée. Les littoraux deltaïques, très sensibles aux variations du niveau de la mer, sont soumis à ces courants de marée et aux fluctuations du niveau marin liées à la marée. La vitesse du courant dépend du marnage, mais aussi de la profondeur et de la forme des côtes. Ce sont donc des courants qui accélèrent en même temps que la marée, au niveau des caps et des chenaux. Il s'agit d'un courant périodique, initialement giratoire au large du fait de l'influence de la force de Coriolis, progressivement transformé en courant alternatif à l'approche de la côte. Les courants tidaux jouent un rôle dans le transport sédimentaire des littoraux deltaïques, avec une amplitude augmentée par la résonnance, principalement en domaine estuarien, lorsque la houle est de moindre énergie ou agit de concert avec elle, et lorsque l'énergie

fluviale est faible (Figure I - 7). Les formes caractéristiques de la sédimentation liée aux courants de marée sont les marais qui se décomposent en schorres et slikkes. La période de la marée est spatialement variable, d'un cycle semi-diurne à diurne, tandis que l'amplitude varie d'un régime microtidal à macrotidal. Le déplacement de la masse d'eau importante par les courants de marée est notamment responsable d'une érosion des fonds marins et distaux et d'un important transport de sédiments.

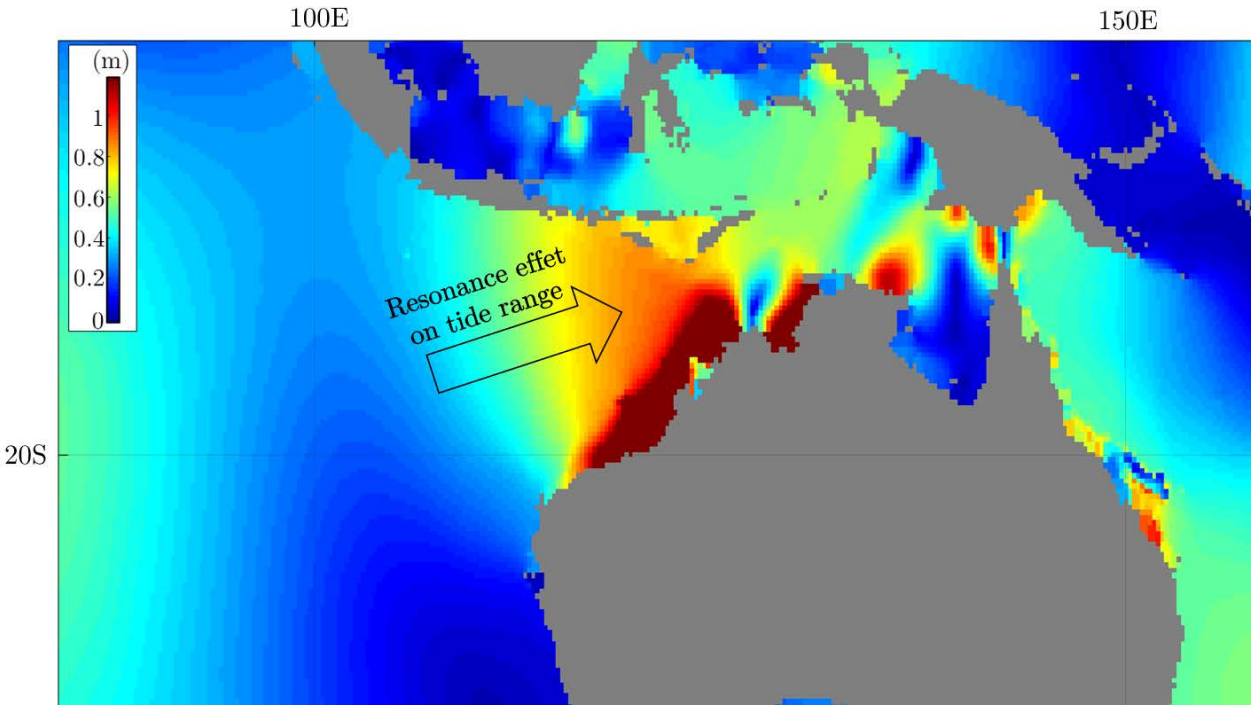


Figure I - 7. Effet de résonance sur l'amplitude de marée, exemple en mer de Timor, entre l'Australie et Java. Les données sont issues du 'Tide Model Driver' (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.2).

La morphologie et la dynamique des deltas possèdent une mémoire de leur évolution sur les derniers milliers d'années. L'évolution et le temps de réponse morphodynamique de ces espaces dépendent alors de leur état à la fois passé et présent. « *La compréhension de la réponse deltaïque en termes de morphologie changeante, de temps de réponse et de temps de latence à ces fonctions de forçage est impérative, d'autant plus qu'elles sont susceptibles d'avoir un impact profond à l'échelle décennale et donc d'interagir avec les échelles humaines* » (Overeem et Syvitski, 2009).

1.2.3. Vie et mort naturelle d'un delta

La construction d'un delta dépend de la variation du niveau marin, du taux de sédimentation et du taux de subsidence. La progradation deltaïque est principalement assurée par l'apport régulier de sédiments fluviaux et la constance de la trajectoire du cours d'eau dans son prolongement. Même si l'apport détritique est continu en volume, l'allongement progressif du delta et surtout de son embouchure provoque un ralentissement du développement deltaïque, au regard de la confrontation côtière croissante aux forçages marins. L'avancement du prodelta vers la marge du talus continental, en eaux profondes, est également un facteur du ralentissement de la progradation. Cette atténuation est d'autant plus marquée lors d'une multiplication des bras d'embouchures. Un basculement peut survenir lorsqu'il y avulsion du chenal principal (abandon d'un tronçon de chenal au bénéfice d'un autre), conduisant à l'abandon progressif du lobe deltaïque au profit de la formation d'un nouveau, assurant une nouvelle pente de la terminaison du fleuve suffisante pour permettre un apport détritique constructeur. Sur un plan plus global, la mort d'un delta survient graduellement, avec une baisse importante des apports les plus grossiers et une diminution plus lente des sédiments fins. Le déséquilibre avéré entre le dépôt sédimentaire et les remaniements par les vagues et les courants de marée amène le delta vers un état de rétrogradation jusqu'à sa disparition éventuelle totale, accélérée par une subsidence qui intervient avec le déficit d'accumulation sédimentaire sur la plaine deltaïque, un dépôt alors insuffisant pour contrebalancer la compaction naturelle des couches superficielles (Salomon, 2008).

La durée de vie d'un delta est principalement fonction de sa capacité de résilience. Pour Wolters et Kuenzer (2015), la résilience définit le « degré auquel un système et ses composants sont capables d'anticiper, d'absorber, de s'adapter, ou de récupérer contre les perturbations ou le stress ». Les processus internes qui peuvent contribuer à la résilience deltaïque par compensation géomorphologique comprennent par exemple la formation de crevasses et le déplacement de chenaux, conduisant à l'émergence de multiples embouchures, d'étendues d'eaux, et de dépocentres sédimentaires en avant-côte. Les processus externes, notamment liés au bassin de drainage ou encore tels que les fluctuations du niveau marin et les pollutions de grande ampleur par les déversements de pétrole, peuvent affecter les deltas de manière significative ainsi que les marges océaniques de ceux-ci (Day et al., 2016). La survie d'un delta, au sens géomorphologique, dépend de la durabilité écologique qui elle-même est dépendante de la viabilité sédimentologique et géomorphologique du delta mais qui contribue également, par le biais de son apport en biens et

services écosystémiques, à la pérennité économique et sociale (Figure I - 8). Cette importante synergie est soulignée par Day et al. (2016).

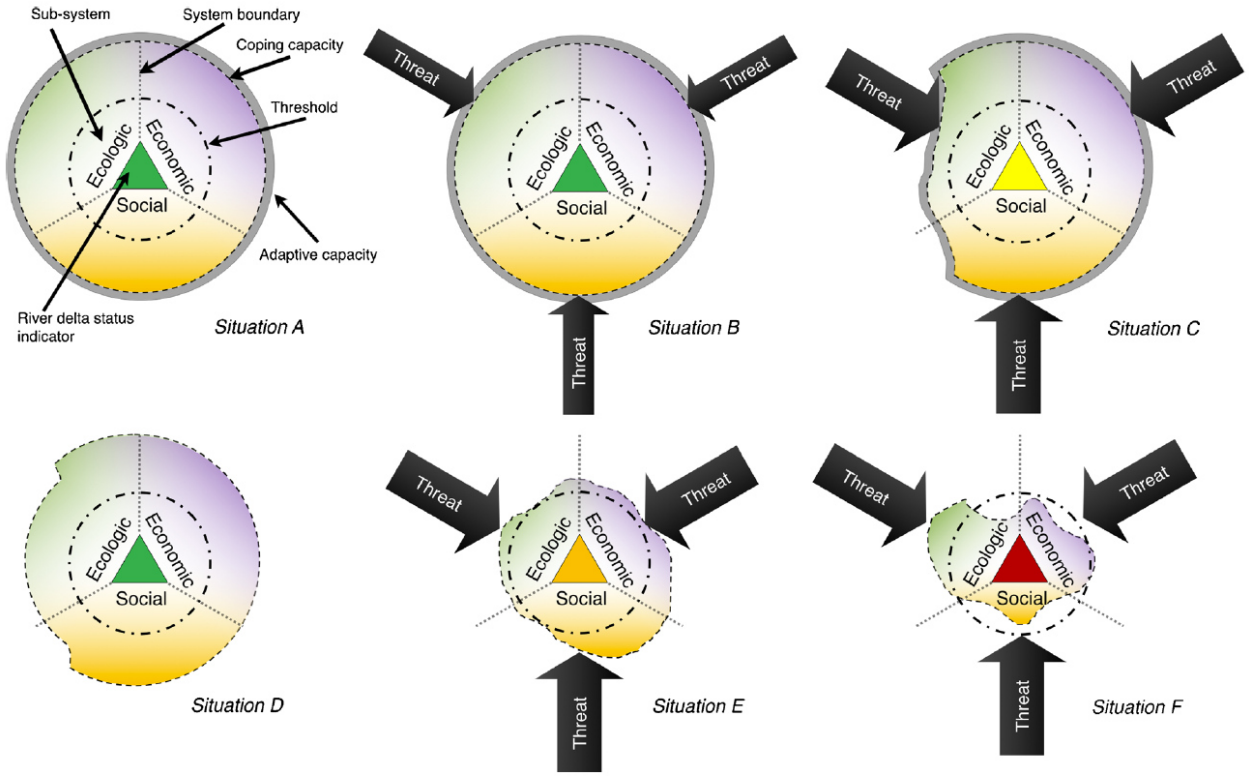


Figure I - 8. Représentation graphique simplifiée de la façon dont la vulnérabilité et les termes connexes influencent l'état d'un delta fluvial et ses composantes sociales, écologiques et économiques (Wolters et Kuenzer, 2015).

Les deltas sont des systèmes subdivisés en trois composantes : (1) la composante sociale (en orange) (e.g. démographie, santé, emploi, éducation) ; (2) la composante économique (en violet) (industrie, transport, tourisme) ; (3) la composante écologique (en vert) (e.g. biodiversité, flore et faune des écosystèmes). Chaque composante a une certaine limite (ligne pointillée). Les composantes peuvent se chevaucher (par exemple, socio-écologie, socio-économie.
Le delta dans la situation A est stable et résilient (situation « idéale »). Chaque composante du système a une capacité de lutte élevée (coping capacity, cercle externe en pointillés), ce qui lui permet de faire face à différentes menaces. Les composantes possèdent également une certaine capacité d'adaptation (Adaptative capacity, cercle gris autour de la capacité d'adaptation). Ce sont les moyens disponibles pour renforcer la capacité de lutte lorsque cela est nécessaire, ou pour se rétablir rapidement en cas de diminution de la capacité de lutte.
La situation B montre que le delta est menacé par des processus externes (flèches noires épaisses). Les répercussions de ces impacts sont mineures, car le delta a une capacité de lutte élevée (e.g. digues assez fortes peuvent faire face à une légère surcôte de tempête,

en protégeant les composantes du système situées à l'intérieur des terres). Les deltas dans les pays développés pourraient relever de cette catégorie.
Dans la situation C, les impacts menaçant le delta s'intensifient et érodent progressivement la capacité de lutte. Le delta devient moins résilient et plus vulnérable à ces impacts (triangle jaune). Le degré de capacité de lutte est encore supérieur à un certain seuil (cercle pointillé interne), donc il n'y a pas de réelles raisons de préoccupation. Chaque composante du système répond différemment aux impacts et certaines peuvent perdre leur capacité de lutte plus rapidement que d'autres. En raison des fortes interrelations de chaque composante, si l'une devient plus vulnérable et perd sa capacité de lutte, d'autres peuvent également être affectées.
La situation D permet de visualiser un système deltaïque en rétablissement, après avoir été affecté par des menaces de la situation C. Les acteurs de décision dans le delta utilisent leurs ressources disponibles (capacité d'adaptation) pour restaurer la capacité de lutte perdue, en prévision des menaces futures. Ce faisant, le degré de capacité d'adaptation diminue, mais l'état du système deltaïque est renforcé. L'état du delta passe d'un peu vulnérable à un peu résilient.
Dans la situation E, le delta est à nouveau fortement menacé, ce qui réduit considérablement la capacité de lutte de tous les composantes du système (sociale, écologique, économique). Le delta est maintenant vulnérable, car la capacité de lutte de certaines composantes s'est érodée presque jusqu'à la ligne de seuil. Il n'y a plus de capacité d'adaptation suffisante pour renforcer ces composantes.
Enfin, la situation F montre un delta très vulnérable (triangle rouge). La capacité de lutte s'est érodée au-dessous du seuil, ce qui pourrait entraîner un changement de régime ou l'effondrement de certains systèmes au sein des composantes, d'une composante entière ou de tout le delta. (D'après Wolters et Kuenzer, 2015).

1.3. Naissance d'une typologie générale des deltas

La caractérisation des deltas fluviaux est un exercice complexe, impliquant la prise en compte d'échelles spatiales emboîtées, la combinaison d'une multitude de paramètres anatomiques, dynamiques, d'actions et d'effets directs et indirects. De nombreux efforts ont été fait pour proposer une définition type des deltas en les classant dans des modèles conceptuels relatifs à la morphologie et aux observations dynamiques.

1.3.1. Typologie morphologique

La conceptualisation progressive des deltas en grands ensembles a initialement émergé d'une étude morphologique des littoraux deltaïques à leurs embouchures.

1.3.1.1. Typologie binaire

Parmi les premiers travaux visant à caractériser morphologiquement les types de deltas modernes figurent ceux de Fisher et al. (1969). Les éléments morphologiques deltaïques ont amené ces auteurs à classer les deltas en deux catégories. Les deltas ayant une morphologie côtière lobée ou digitée (en pattes d'oie) sont alors considérés comme « hautement constructeurs », en admettant que le développement deltaïque par le fleuve domine les autres processus physiques. En opposition, les deltas dominés par la houle et la marée sont classés « hautement destructeurs », en considérant leur littoral aplati voire rectiligne ou en estuaire, et ainsi l'absence de surface développée en direction du large (Figure I - 9).

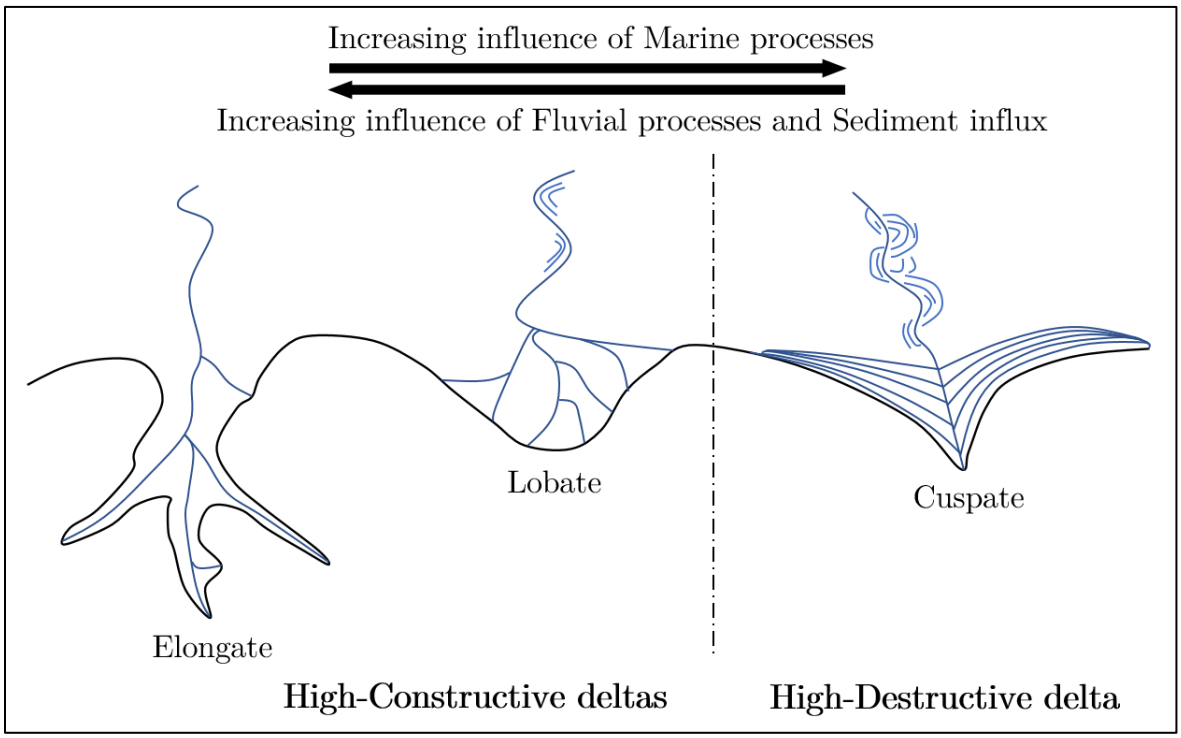


Figure I - 9. Classification des deltas de Fisher et al. (1969) déduisant, en fonction de leur morphologie, le caractère destructif ou constructif des deltas relativement aux forçages physiques.

Cette nomination binaire est cependant sujette à confusion dans la notion fondamentale de delta actif car cet espace est défini comme étant une zone d'accumulation sédimentaire à l'embouchure d'un cours d'eau. L'idée d'un delta destructif suggère alors qu'une nuance est à apporter dans cette concise définition. D'autre part, cette classe de deltas « destructifs » range dans un même ensemble les deltas aux embouchures actives mais soumises à une dominance des

forçages modeleurs, diffuseurs et destructeurs que sont la houle et la marée et les deltas dits abandonnés par avulsion ou fermeture d'un ou plusieurs bras d'embouchure, antérieurement définis comme en phase de destruction par Scruton (1960).

Cette typologie présente néanmoins l'idée novatrice d'état de santé d'un delta en fonction de sa morphologie qui reflète la compétition des processus physiques fluviomarins. Le principal apport sédimentaire alimentant un delta et lui permettant ainsi de développer une morphologie avancée sur la mer comme pour les deltas digités ou de forme cuspide provient du cours d'eau. Dans le cas où sa compétence énergétique et/ou son stock sédimentaire sont insuffisants, les forçages marins dominent alors la dynamique morpho-sédimentaire du littoral deltaïque et produisent le phénomène inverse, avec un aplatissement progressif, vu en plan, de la côte, un effacement total du lobe deltaïque initialement formé, voire une transgression marine dans certains cas estuariens extrêmes.

1.3.1.2. Typologie ternaire

La plus connue des typologies deltaïques est une modification de l'approche de Fisher et al. (1969). Elle caractérise morphologiquement les deltas en fonction des contributions relatives des flux d'énergie du fleuve, de la houle et de la marée. Cette classification provient des travaux de Galloway (1975). Elle est représentée sous forme de diagramme ternaire et elle fait intervenir les trois principaux forçages physiques impliqués dans la dynamique deltaïque (Figure I - 10). Comme l'étude de Fisher et al. (1969), la typologie est réalisée sur la base des caractéristiques morphologiques générales des deltas. Tout comme ses prédécesseurs, Galloway (1975) considère qu'un delta de forme digitée est dominé par le fleuve. Il définit les deltas de morphologie lobée, cuspide, comme étant dominés par la houle. Enfin, il catégorise les deltas de forme estuarienne dans la classe des deltas dominés par la marée. Les principales nouvelles idées qui émergent alors dans cette étude sont la compétition des forçages houle-fleuve-marée et la possibilité d'observer des deltas d'influence mixte pour les cas où la morphologie deltaïque correspond à la fois à deux ou trois de ces classes.

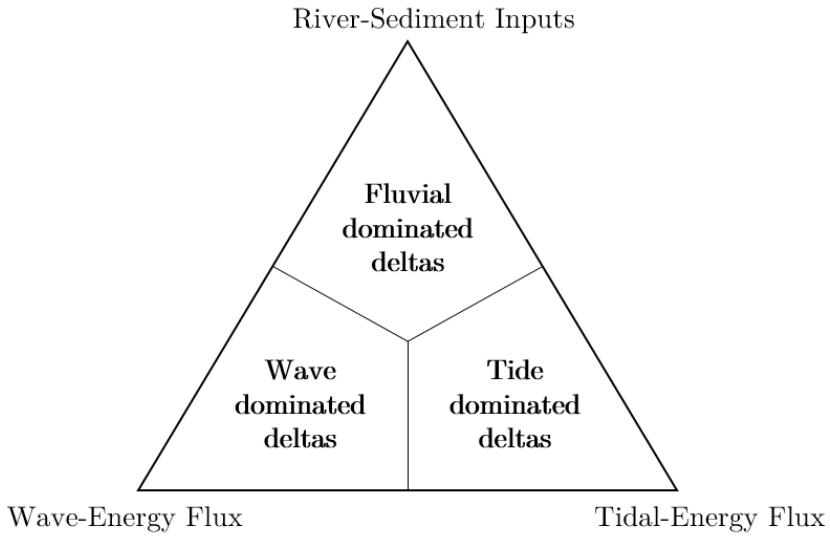


Figure I - 10. Diagramme ternaire des deltas proposé par Galloway (1975), par approche morphologique, dont sont déduites les différentes compétitions physiques entre le fleuve, la houle et la marée.

1.3.2. Typologie sédimentaire et dynamique

Coleman et Wright (1974, 1975) proposent une typologie sur la base de 34 deltas et près de 400 variables relatives aux processus et paramètres du bassin de drainage, de la vallée fluviale, de la plaine deltaïque et du bassin de réception sédimentaire. Ils établissent une analyse multivariée morpho-sédimentaire qui permet une discrétisation, en six groupes, des deltas étudiés suivant la distribution sableuse et leur séquence stratigraphique (Figure I - 11). Ils relient ainsi les conditions énergétiques des processus physiques avec les morphologies sableuses observables. De cette façon, les deltas sont apparentés à l'une des six classes proposées.

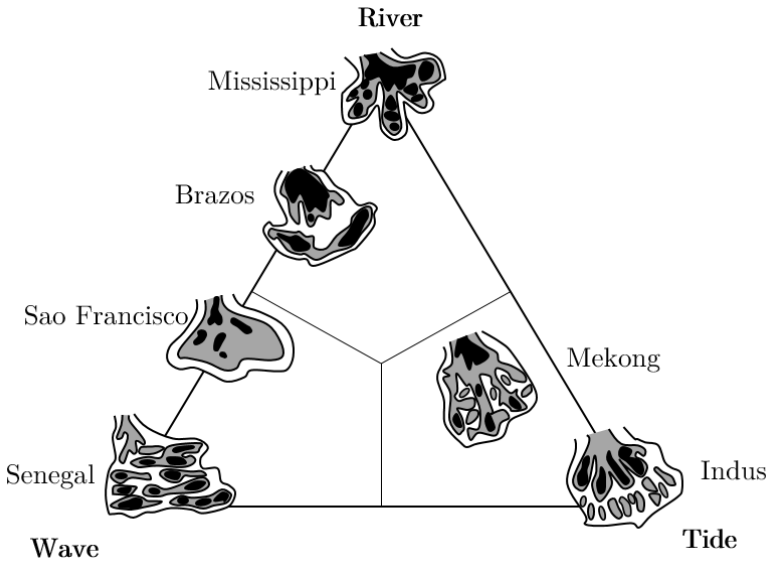


Figure I - 11. Géométries des formes sableuses de six types de deltas (d'après Coleman et Wright, 1975) représentées sur la classification ternaire des deltas de Galloway (1975), en fonction des influences des vagues, de la marée, du fleuve (Bhattacharya et Walker, 1992).

- Le premier type de deltas s'inscrit dans un contexte de faible énergie marine, en termes de houle, de marée et de courant de dérive littorale, de faible pente subaquatique et de charge sédimentaire fine. Les caractéristiques morphologiques décrivent pour cet ensemble une ou plusieurs embouchures sableuses digitées, avec une forte extension normale à la côte. Le delta caractéristique de ce groupe est, selon Coleman et Wright (1975), le delta moderne du Mississippi aux Etats-Unis d'Amérique, en Louisiane.

- La deuxième classe comprend un climat des houles de faible énergie, avec une dérive littorale faible mais une amplitude tidale importante et un bassin étroit. La morphologie de ce type de deltas est un chenal sableux digité et prolongé de barres sableuses tidales individualisées. Les exemples donnés dans l'étude sont les deltas de l'Ord en Australie, de l'Indus au Pakistan, du Gange-Brahmapoutre en Inde et au Bengladesh.

- Le troisième type de deltas présente des conditions de houle dites intermédiaires, un fort marnage, une faible dérive littorale et un bassin peu profond et stable. La forme théorique caractéristique du delta associé est identifiée par des chenaux sableux développés orthogonalement à la côte, mais connectés latéralement par des îles-barrières sableuses. Les auteurs y listent les

deltas du Burdekin en Australie, de l'Irrawaddy (Ayeyarwady) en Birmanie et du Mékong au Vietnam.

- La classe suivante inscrit les deltas qui évoluent dans un contexte d'énergie des houles intermédiaire, avec une faible pente sous-marine et un faible apport sédimentaire. La morphologie typique est un chenal coalescent avec des barres sableuses d'embouchure prolongées vers le large d'îles-barrières. Le delta du Brazos aux Etats-Unis d'Amérique, au Texas, est caractéristique de ce groupe.

- Le cinquième type deltaïque est défini par des conditions de forte énergie des houles, par une faible dérive littorale et par une pente sous-marine raide. La forme deltaïque correspondant à cette classe est une morphologie de plages-barrières sableuses latéralement pérennes, en forme de « feuille » avec des chenaux sableux établis en amont. Les deltas du Sao Francisco au Brésil et du Grijalva au Mexique en sont les exemples.

- Enfin, le dernier ensemble de deltas est décrit par un climat de houles de haute énergie, avec une forte dérive littorale et une pente sous-marine raide. La morphologie caractéristique se définit par une succession d'îles-barrières sableuses étendues longitudinalement à la côte, et parallèles entre elles et par un chenal d'embouchure peu développé vers le large. Le delta du Sénégal au Sénégal est le cas donné en exemple.

L'étude sédimentaire des deltas pour apporter des éléments de caractérisation commune a été reprise dans les travaux de Dalrymple et al. (1992) qui opposent les deltas, dominés par le fleuve, la houle, et principalement ceux influencés par la marée qu'ils définissent comme estuaires et qu'ils excluent de l'ensemble des deltas (Figure I - 12). Ils qualifient de fait l'estuaire de système de dépôt sédimentaire « transgressif », par opposition au caractère « régressif », progradant du delta. Leurs travaux approfondissent la caractérisation des embouchures fluviales dominées par la marée en subdivisant les estuaires en plusieurs groupes suivant les observations morphologiques et en identifiant notamment un type particulier, l'estuaire de baie, défini selon l'auteur comme étant la terminaison fluviale dans un contexte de vallée incisée. Cette classification a été reprise par Bhattacharya et Giosan (2003) avec un rétablissement des estuaires dans la grande famille des deltas, considérant que l'estuaire reste un système de dépôt fluvial, donc cohérent avec la définition générale des deltas (Figure I - 13). Ils apportent également une nuance à la définition de « delta de baie » qu'ils jugent trop restrictive, en donnant l'exemple d'un delta de baie qui s'est développé

dans des lagunes plutôt qu'une vallée incisée. Ces auteurs alimentent également la caractérisation typologique des deltas dominés par la houle avec l'apport d'une notion de géométrie à l'embouchure deltaïque. Ils proposent un modèle conceptuel d'asymétrie côtière à l'embouchure, résultant d'un rapport entre la charge sédimentaire fluviale et le transport sédimentaire longitudinal à la côte.

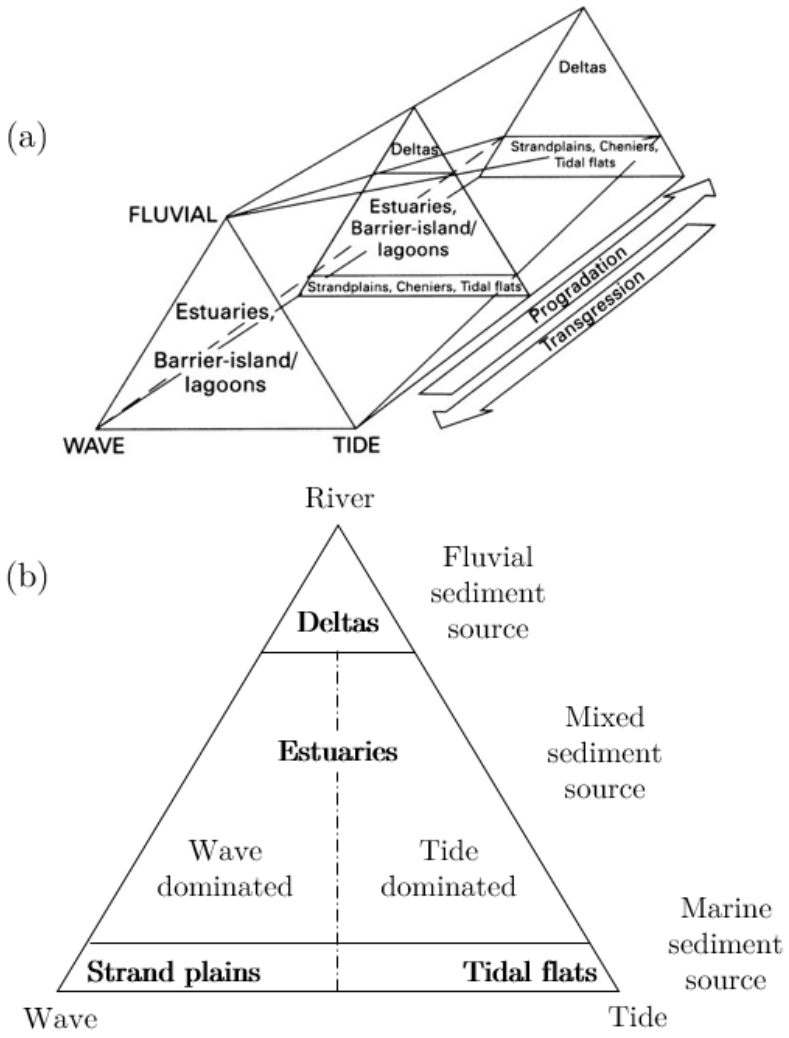


Figure I - 12. Classification des systèmes côtiers proposée par Dalrymple et al (1992), positionnant les deltas au statut du principal système influencé par le fleuve et marquant l'exclusion des estuaires de la famille des deltas : (a) prisme montrant un schéma général de classification côtière basé sur les intrants des fleuves, des vagues et des processus de marée, et leur variation de temps (changements de niveau de la mer) (repris par Reading et Collinson, 1996) ; (b) coupe transversale à travers le prisme montrant des deltas par rapport à d'autres formes de relief côtières.

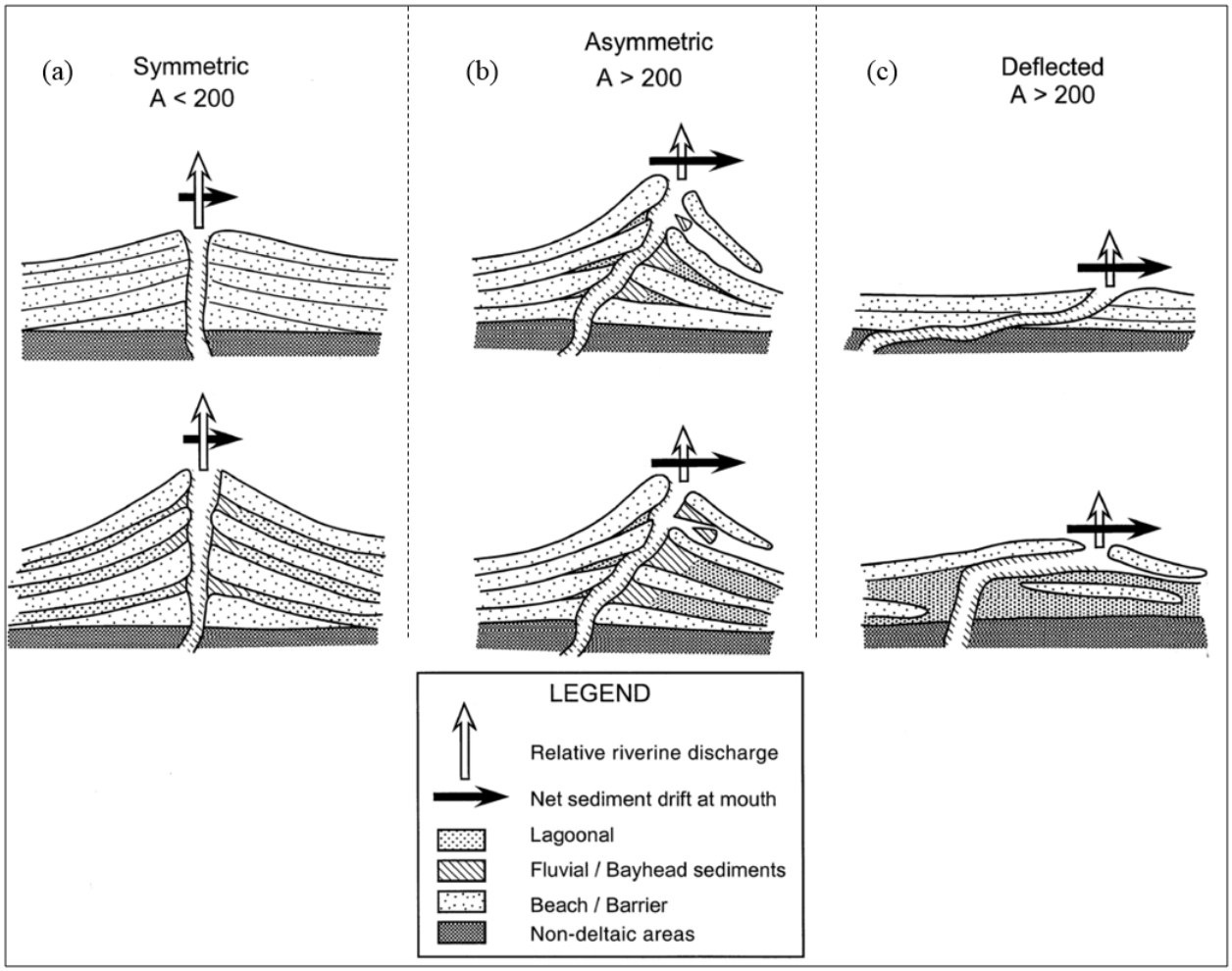


Figure I - 13. Schémas conceptuels des deltas influencés par les houles (Bhattacharya et Giosan, 1992). Des morphologies deltaïques générales correspondant à différentes valeurs de l'indice d'asymétrie sont indiquées : les trois schémas de la rangée du haut comprennent des deltas préservant une proportion plus faible de boue apportée par le fleuve (principalement sableux), tandis que la rangée inférieure représente des exemples de deltas comprenant plus de dépôts hétérolytiques (mélange ou succession de sables, argiles, limons). La proportion de sable par rapport aux sédiments fins dans un delta influencé par les houles peut être affectée par des facteurs autres que ceux considérés explicitement dans l'indice d'asymétrie, comme la taille des sédiments ou la fréquence des crues, ce qui pourrait se traduire par des variations de la morphologie de la symétrie des deltas symétriques (a), asymétriques (b) et déviés par les vagues (c). L'indice d'asymétrie représente le rapport entre la charge sédimentaire fluviale et le taux de transport des sédiments côtiers.

Boyd et al. (1992) apportent une dimension temporelle dans la typologie deltaïque, admettant à partir d'une étude des dépôts stratifiés des deltas qu'ils évoluent généralement d'un

état estuarien vers un delta avec un espace développé sur la mer si la charge sédimentaire est suffisante (Figure I - 14).

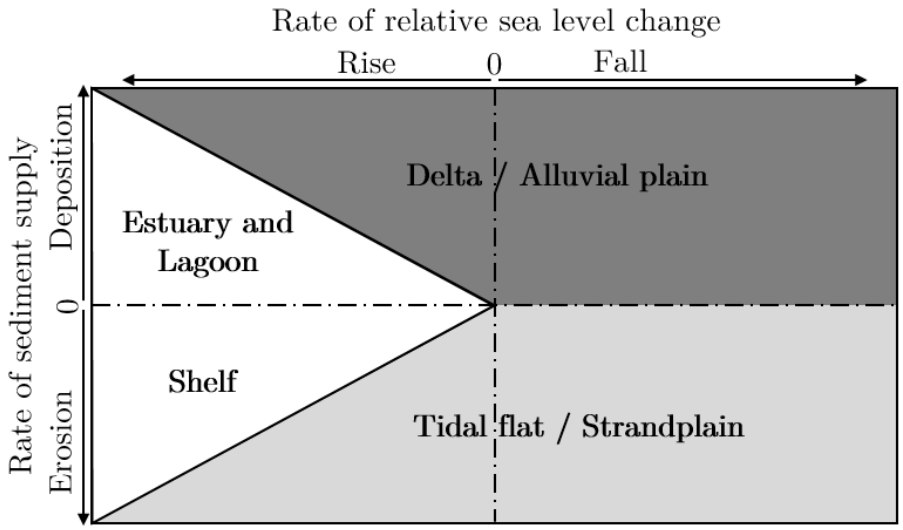


Figure I - 14. Evolution côtière pour les positions d'équilibre des estuaires, des lagunes, des deltas/plaines alluviales et des estrans/zones intertidales. La moitié supérieure de la figure montre la montée et la baisse de l'élévation du niveau marin et la transgression/régression sur les côtes (embouchures) avec des littoraux lobés, allongés, enclavés. La moitié inférieure de la figure montre les mêmes relations pour les côtes linéaires loin de l'influence de l'embouchure fluviale. Les lignes diagonales représentent la division entre les conditions de régression et de transgression, mettant l'accent sur la génération des estuaires et des lagunes uniquement dans des conditions transgressives (d'après Boyd et al., 1992).

Reading et Collinson (1996) complètent les travaux d'Orton et Reading (1993) qui permettent de mettre en relation la granulométrie connue des deltas avec les niveaux d'influence de la houle et de celle de la marée (Figure I - 15). Ils y interprètent une corrélation de la croissance de l'effet de l'énergie tidale avec une diminution de la taille de grain des sédiments fournis, du sable grossier à l'argile et le limon.

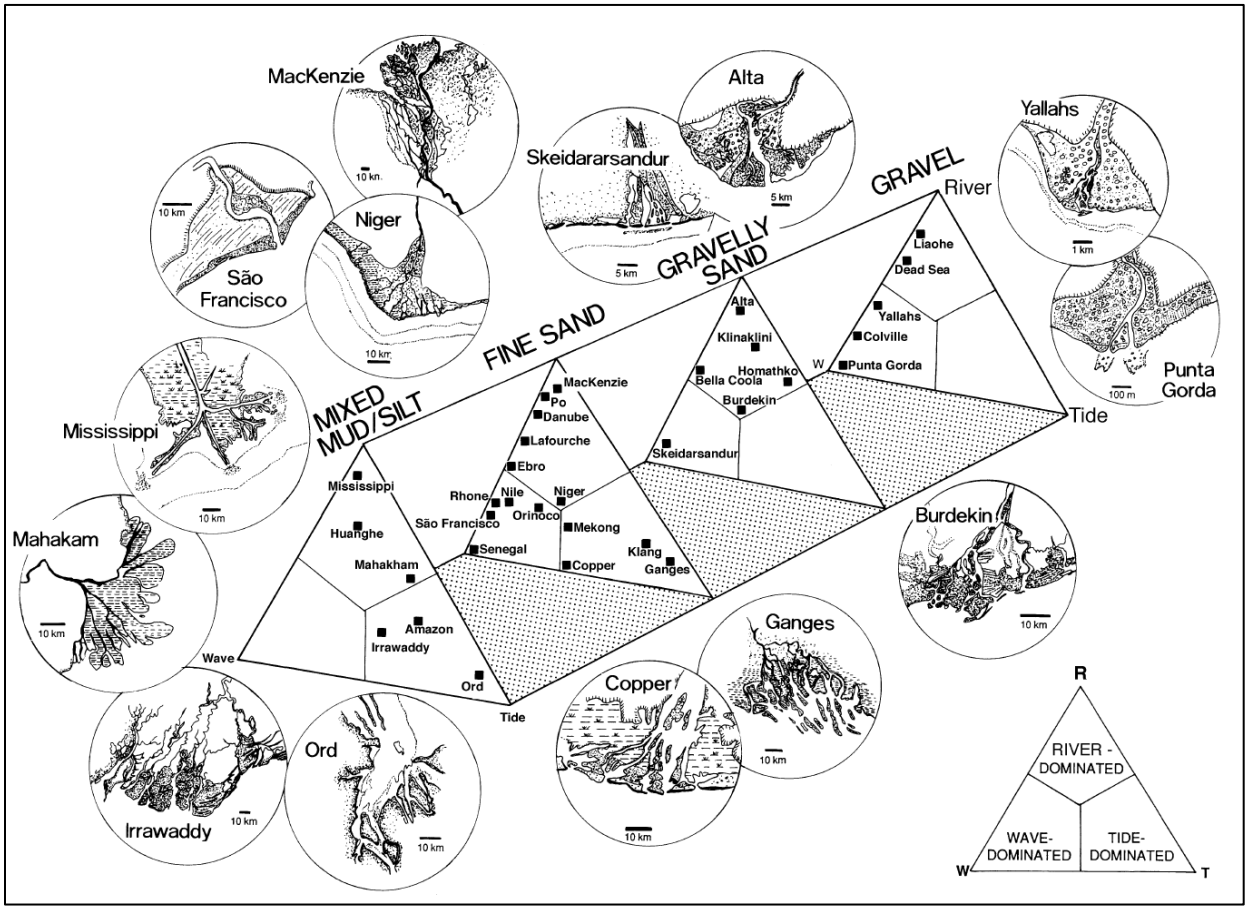


Figure I - 15. Diagramme ternaire de classification deltaïque de Galloway (1975) étendu pour inclure la taille des sédiments comme un contrôle fondamental (Reading et Collinson, 1996, après Orton et Reading, 1993).

Un delta se développe lorsque les conditions fondamentales sont stables, avec notamment un apport conséquent de sédiments fluviaux. Cependant, il peut également prograder lorsqu'une baisse du niveau marin est observée. Porebski et Steel (2003 ; 2006) se sont justement émancipés des bases posées par Galloway en proposant une nouvelle forme de classification deltaïque par le biais de l'étagement stratigraphique enregistré au cours du temps (Figure I - 16, Figure I - 17). Ils différencient ainsi les deltas sous quatre ensembles distincts : les deltas de baie, les deltas d'étages inférieur, intermédiaire et en marge de plateforme continentale. Ils mettent alors en relation pour la première fois la progression du delta avec les fluctuations du niveau marin, une théorie reprise des travaux de van Rijn (1998) qui oppose la transgression érosive à la régression déposante relativement à la variation du niveau marin sur le long terme, et les variations d'influences fluviomarines. Le concept de van Rijn est lui-même basé sur les travaux de Bruun (1962, 1988), selon lesquels le profil d'équilibre dynamique de la plage et de la zone de surf se déplace vers le

haut et vers la terre en réponse à l'élévation du niveau marin. Sur ce schéma, ils identifient deux grandes familles de deltas : les deltas développés par accommodation et ceux développés par alimentation sédimentaire. La progression de ces derniers ne dépend pas de la baisse du niveau marin de par leur suffisance en sédiments, tandis que les autres s'ajustent effectivement par rapport aux fluctuations du niveau de la mer. La base de ce modèle conceptuel fournit des indications indirectes sur les influences du fleuve, de la houle et de la marée, via la position de la marge deltaïque par rapport au plateau continental et au niveau de la mer. Par ailleurs, cette classification est rendue complexe par l'intégration de l'apport sédimentaire en tant que paramètre clé pour distinguer un « *accommodation-driven delta* » d'un « *supply-driven delta* ».

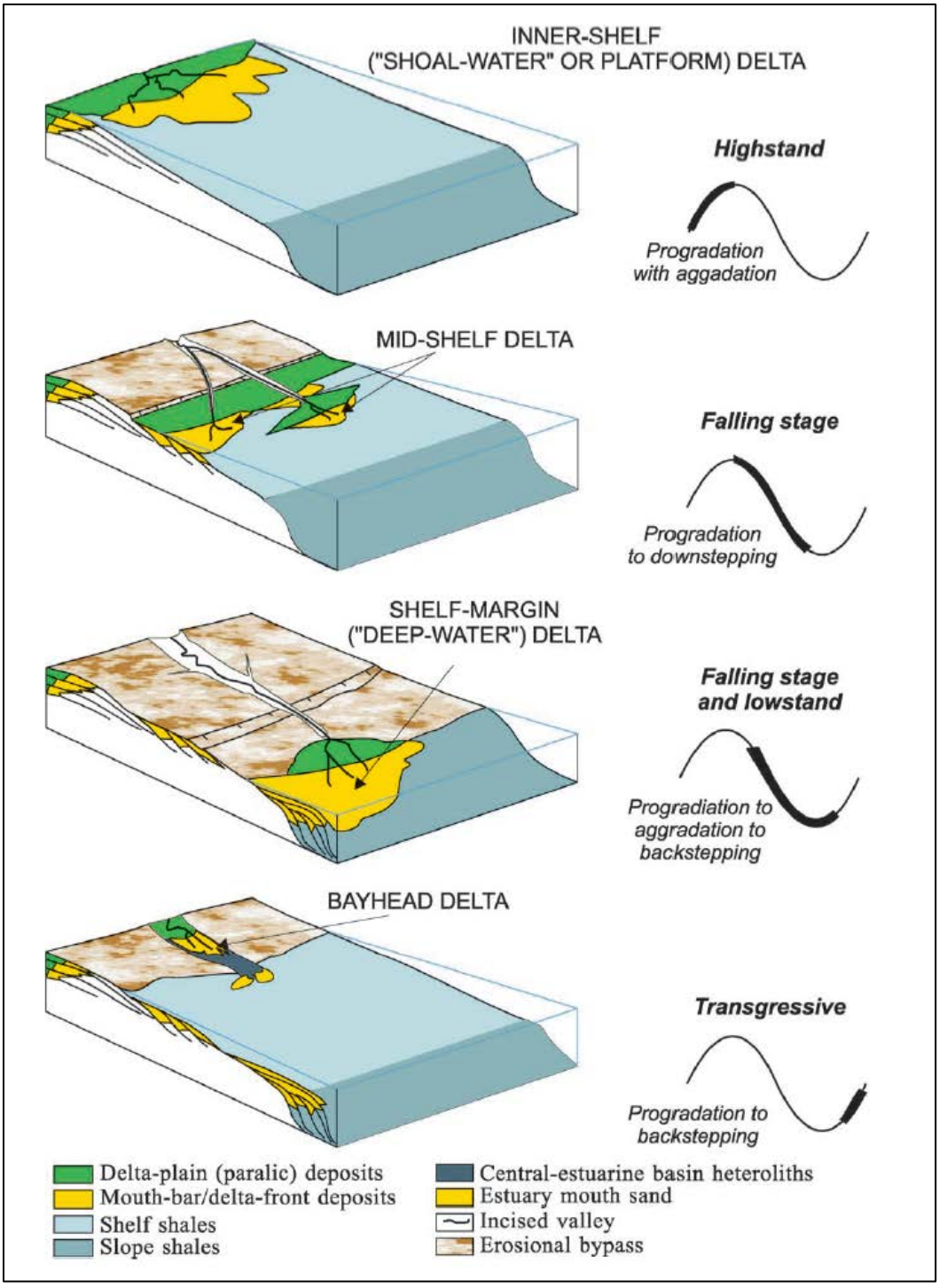


Figure I - 16. Classification des deltas en termes de variation relative du niveau de la mer par rapport à la pente de la plateforme (Porebski et Steel, 2003).

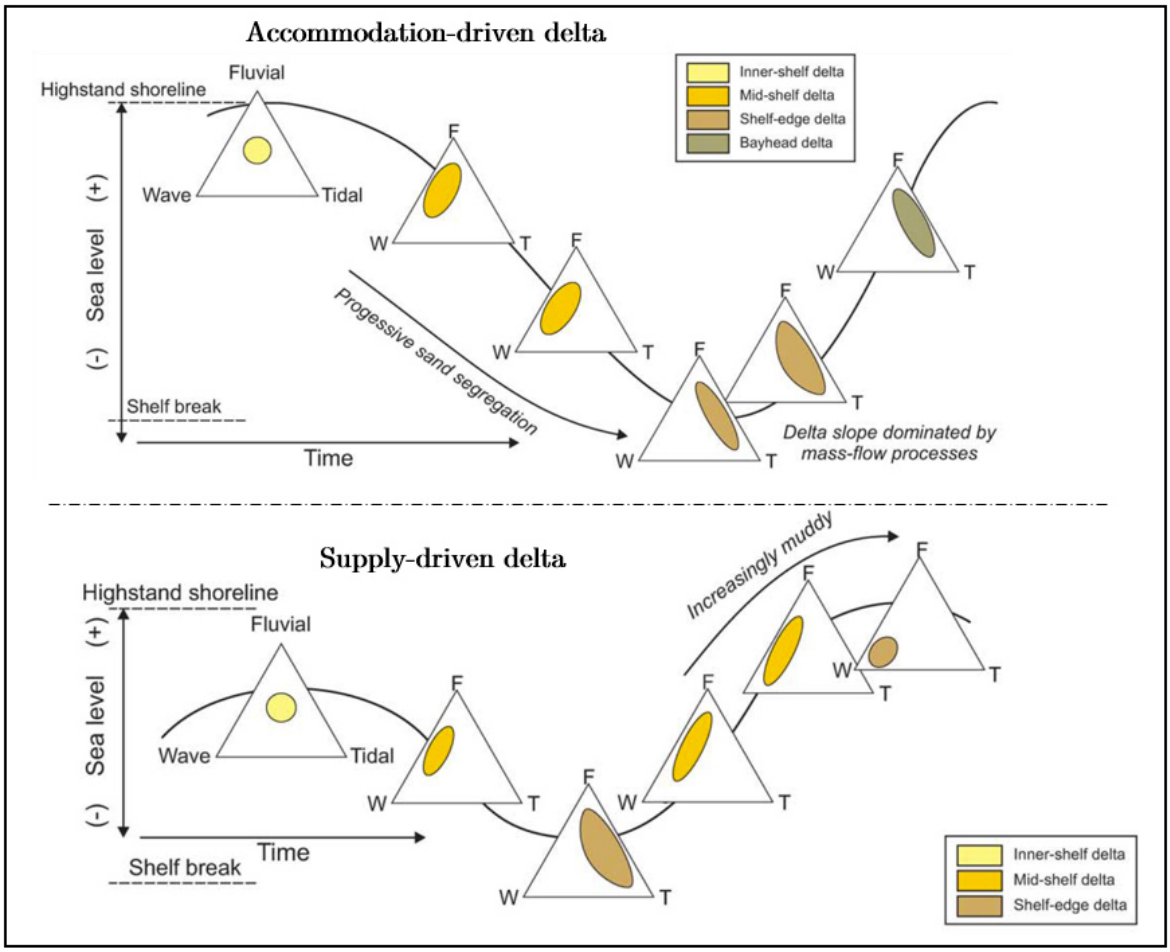


Figure I - 17. Graphiques conceptuels montrant la famille de plateformes deltaïques immergées formées par le changement parallèle inféré dans le régime hydraulique sur le front deltaïque, (a) par accommodation (« accommodation-driven delta »), générées sur la marge continentale et (b) par apport fluvial (« supply-driven delta »). Dans le cas (b), bien que la baisse du niveau marin n'ait pas affecté la totalité de la plateforme, le fort apport sédimentaire suffit pour faire progader le delta au-delà de la marge continentale. La marge échappe à une incision majeure car elle se construit continuellement vers le large sur les chenaux distributaires durant la progradation deltaïque. Au cours de l'élévation du niveau marin, les deltas dominés par les vagues sont en retrait sur la zone externe du plateau continental et sont suivis d'un paquet schisteux transgressif qui, en raison de l'approvisionnement élevé, ne devrait pas s'étendre loin vers les terres sur le plateau. Le haut niveau de progradation pourrait conduire les deltas vers un retour à la marge continentale préexistante, mais la pente étendue favoriserait le remaniement par les vagues et une perte de masse à grande-échelle plutôt qu'une accrétion deltaïque. Par conséquent, une bordure inclinée des glissements peut enregistrer le développement des deltas jusqu'au bord du plateau. Lorsque les deltas sont déjà à cet endroit, la chute subséquence, même d'une ampleur très faible, peut cependant entraîner la dissection de la marge continentale et la formation d'un éventail en aval (voir Figure I - 2) (Porebski et Steel, 2006).

Bhattacharya (2006) propose une synthèse très complète des travaux apportant une contribution dans la définition des deltas fluviaux. Il s'agit de la première tentative d'assemblage des connaissances acquises sur les deltas, en termes de faciès tridimensionnels, de sédiments et de processus physiques. Récemment, Anthony (2016) a regroupé et réanalysé la plupart des classifications deltaïques déjà publiées dans une synthèse complète qui met clairement en évidence les avantages et les inconvénients des modèles existant.

1.3.3. Premiers essais de classification quantitative des deltas

La rigueur des travaux sur les typologies deltaïques précédemment citées a pour limite l'approche naturaliste du questionnement, dépendant du jugement interprétatif, qualitatif, des données par le géomorphologue. Les observations de la morphologie côtière sont visuelles, les données physiques ne sont pas indexées. De ce fait, une globalisation de la typologie par intégration de toutes ces classifications n'est à ce jour pas aboutie. La complexité des deltas, leur diversité multiscalaire et la carence en précision dimensionnelle induit immanquablement des effets stochastiques sur la compréhension des édifices deltaïques.

La préoccupation d'une indexation quantitative des influences physiques sur l'évolution des deltas a récemment émergé. Les premières idées sont apparues dans l'étude morphodynamique des deltas sous l'influence des Hommes, conduite par Syvitski et Saito (2007). Pour l'étude de 51 deltas fluviaux, les auteurs ont proposé des formules mathématiques afin de quantifier des indicateurs de la puissance marine (P_m), de la puissance fluviale (P_r). Le ratio calculé du proxy de la puissance marine sur celui de la puissance fluviale permet un aperçu purement dynamique de la compétition des influences fluviomarines sur les deltas étudiés. Ces résultats sont ainsi confrontés aux données sédimentaires pour nuancer l'opposition établie.

Le proxy de la puissance marine est défini par les auteurs à partir de la formule suivante :

$$P_m = \left(W_a^2 + T_i^2\right), \qquad \text{(Equation 1)}$$

où W_a est la hauteur maximale mensuelle des vagues (m) et T_i est le marnage (m).

L'indice de la puissance fluviale est le suivant :

$$P_r = 11 Q_{av} D_{grd}, \qquad \text{(Equation 2)}$$

où Q_{av} est le débit liquide moyen du fleuve (m^3/s) et D_{grd} est le gradient de la plaine deltaïque (m/km). Le coefficient a été choisi par Syvitski et Saito (2007) de sorte que $\sum P_m = \sum P_r$.

L'année suivante, les travaux de Hori et Saito (2008) cherchent, dans le cas d'une étude sur les douze plus grands deltas fluviaux du monde, à quantifier l'opposition des forces fluviales et des forces marines, houle et marée confondues (Figure I - 18). Ils comparent dans cette étude le rapport de ces forçages avec le rapport entre les contraintes marines et la charge sédimentaire disponible. La comparaison des forçages marins principaux est basée sur les travaux de Masselink et Short (1993) qui exploitent la hauteur des vagues au déferlement et celles de la marée sous forme d'un rapport RTR (*Relative Tide Range*), afin d'identifier le forçage qui domine sur le littoral. Les travaux de Hori et Saito (2008) reprennent cet indice en intégrant graphiquement simultanément un paramètre solide et liquide du fleuve associé. Cependant, dans un souci de classer les deltas en trois groupes distincts, ceux influencés principalement par la houle, ceux dominés par la marée et ceux qui ont une influence mixte, l'interprétation des auteurs se limite à une lecture visuelle de la distribution des deltas dans ces relations, avec un tracé « à l'œil » des limites entre les trois classes. D'autre part, dans les trois études citées, l'adimensionnemment des variables s'est fait sur la base de données au nombre limité et aux grandeurs différentes, tant sur le nombre de sites étudiés que sur le nombre de variables de quantification. Pour identifier une dominance d'influence, seules les hauteurs de houle et de marée, ainsi que le débit liquide/solide fluvial sont pris en compte dans l'effort de comparaison. Or, l'influence, notamment marine, ne se limite pas à une dimension unique de chaque forçage, mais plutôt une combinaison de paramètres menant notamment à une quantification énergétique, pouvant se traduire par un transport, capable de remanier la morphologie littorale.

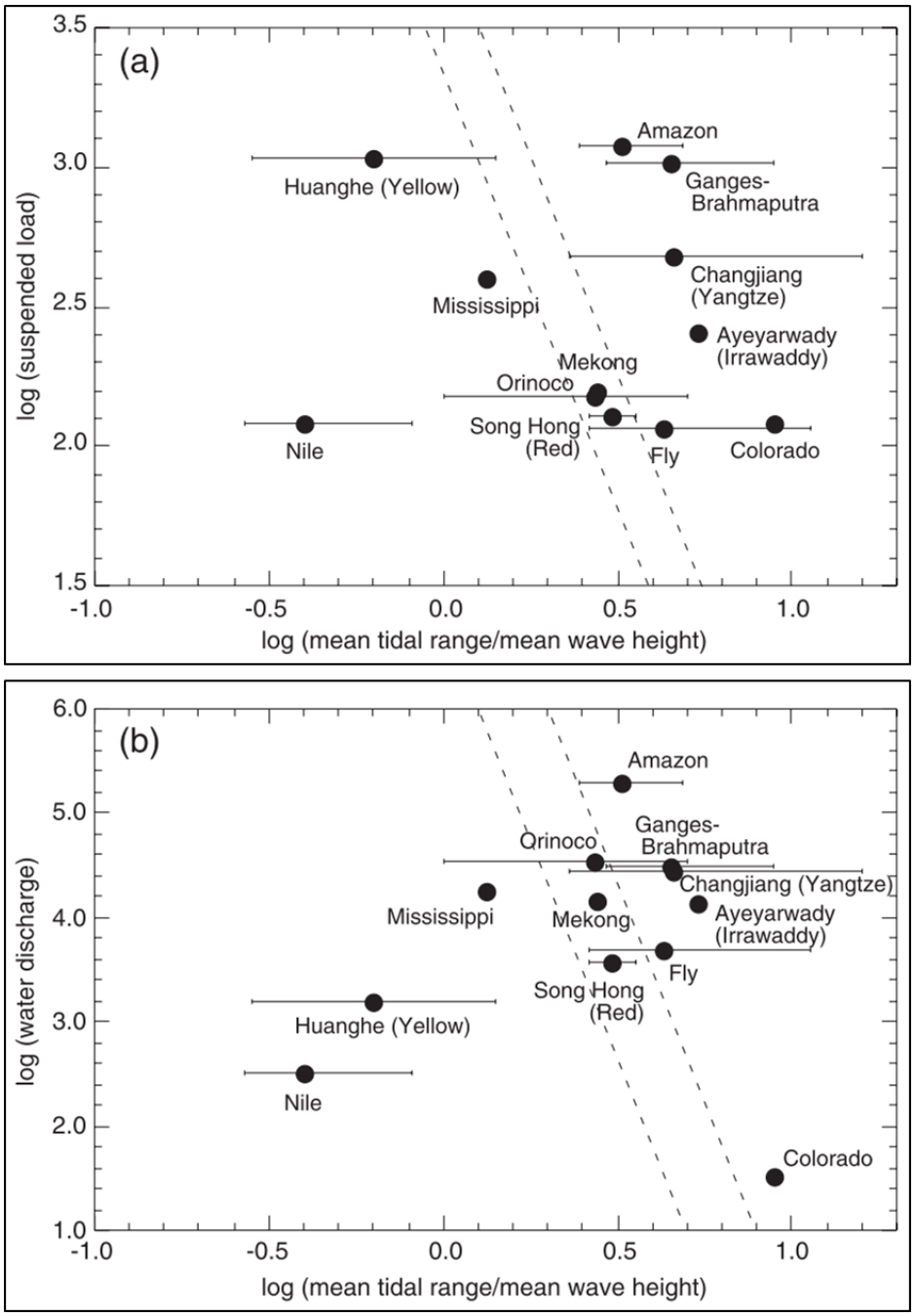


Figure I - 18. Environnements côtiers pour les deltas majeurs de grands fleuves représentés sous graphiques logarithmiques (marée moyenne/hauteur moyenne des vagues) par rapport à (a) la charge en suspension ; et (b) le débit liquide fluvial. Les lignes pointillées divisant les trois groupes (deltas influencés par la houle, deltas influencés à la fois par la marée et les vagues et deltas influencés par la marée) ont été tracées à l'œil (Hori et Saito, 2008).

Les débuts d'essai de classification morphodynamique des deltas sont riches d'idées à exploiter pour améliorer la compréhension de ces systèmes complexes et changeants. Le nombre important de travaux menés depuis le milieu du XXe siècle témoigne de l'intérêt grandissant de ces espaces pour les populations contemporaines. La croissance démographique mondiale et les besoins constamment plus importants, notamment en espace d'accueil et en ressources primaires,

font des deltas un sujet d'étude scientifique pluridisciplinaire prisé et un objet stratégique, politique et économique précieux.

2. Richesses, enjeux et pressions subies des édifices deltaïques

Les deltas fluviaux sont un atout majeur et convoité pour les pays qui les inscrivent dans leurs limites frontalières. Le devenir de ces espaces ressort alors de plus en plus comme une préoccupation sociétale de première importante.

2.1. Ressources

Les systèmes deltaïques, en constante évolution, possèdent de nombreuses ressources dont la richesse est à la hauteur de leur fragilité.

2.1.1. Ressources écologiques

Générateurs de terres fertiles, humides et de basse altitude, les fleuves apportent à leur exutoire un sédiment meuble riche en nutriments et font des deltas un espace écosystémique unique à l'interface des mondes aquatique et terrestre. La faune et la flore y sont en diversité et en quantité extrêmement importantes, au regard de la grande variété d'espaces eutrophes, tels que le littoral et sa biologie benthique, côtière, les zones fluviales, les étangs, marécages et lagunes, les zones périodiquement inondées par les eaux marines et/ou fluviales, les espaces avec un relief modeste mais suffisant pour rester émergés. Les espèces végétales et animales varient en fonction de la zonalité climatique des deltas. Elles se distribuent également spatialement sur le système deltaïque suivant leur tolérance et leur capacité d'adaptation, notamment relatives aux conditions amphibies et halines.

La mangrove constitue les trois quarts de la végétation des deltas en région tropicale (Spalding et al., 2010a, 2010b) (Figure I - 19). Ces derniers fournissent par ailleurs un espace prééminent capable d'héberger ce type de végétation. Ecosystème à part entière, la mangrove est l'abri d'une vaste faune variée, principalement microphage et totalement dépendante de sa survie. La mangrove est une forêt littorale des régions tropicales, tolérante aux eaux salines, le plus souvent saumâtres. La mangrove se développe en zone intertidale, abritée des houles, grâce à ces longues racines, et sa cime peut atteindre 30 m de haut en conditions favorables. Lorsqu'elles le

sont moins, c'est-à-dire dans un contexte plus aride et/ou plus salin, peu d'espèces de mangrove subsistent et leur hauteur ne dépasse que rarement 3 m (Clough, 1992 ; De Lacerda, 2002). Cette sensibilité rend précieux et étroit l'espace offert par le delta pour son installation et son extension. En retour, la mangrove, tout comme les zones marécageuses, contribue à la sauvegarde du littoral deltaïque par son pouvoir de dissipation des houles et son action indirecte d'aide à la fixation des sédiments fins transitant le long de la côte (Woodroffe, 1992 ; Paskoff, 2003, Mitra, 2013).

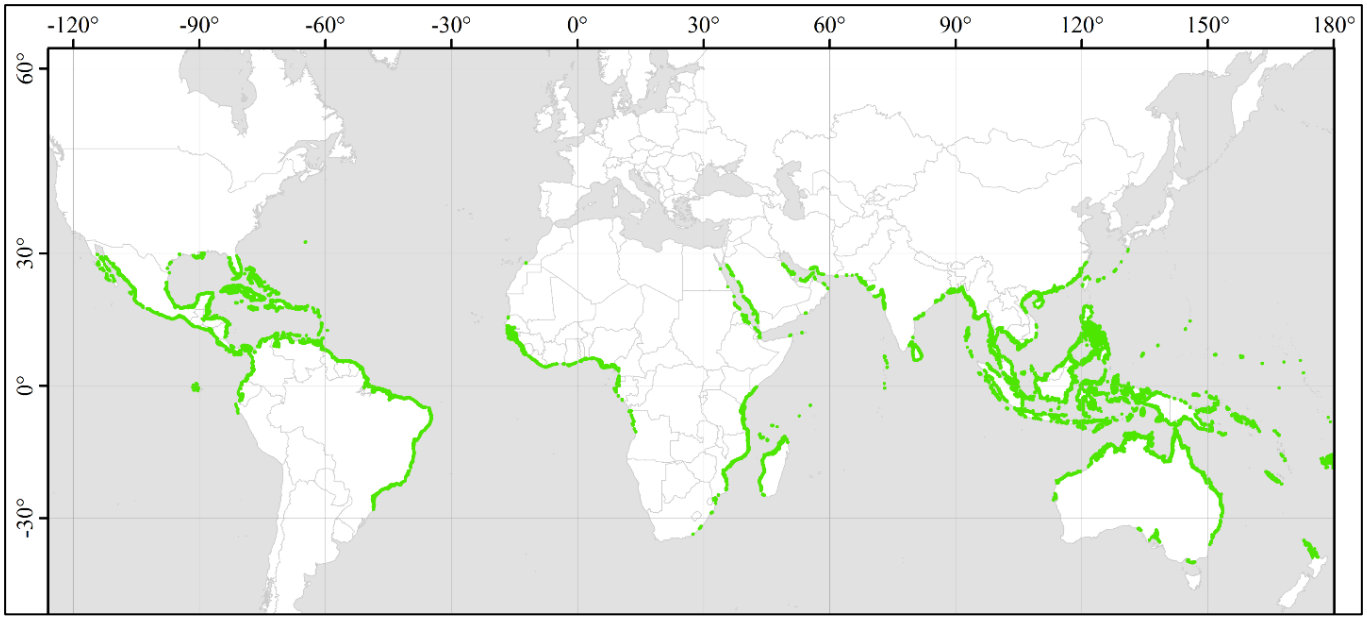


Figure I - 19. Carte mondiale montrant la localisation des mangroves (vert sur la carte), qui couvrent approximativement 137 760 km² de la surface terrestre. Les forêts peuvent être observées dans 118 pays et territoires différents, mais près de 75% de leur superficie totale se trouve dans seulement 15 pays. Les données proviennent de la base de données Global Mangrove Distribution (USGS). L'état et les distributions des mangroves ont été extraits en utilisant les données de Global Land Survey (GLS), récemment disponibles, et les archives Landsat (1997 – 2000). Environ 1 000 images Landsat ont été interprétées en utilisant des techniques de classification d'images numériques supervisées et non supervisées (méthode NDVI). Chaque image a été normalisée pour la variation de l'angle solaire et de la distance terre-soleil, en convertissant les valeurs numériques en réflectance du sommet de l'atmosphère. Les données de vérification au sol et les cartes et bases de données existantes ont été utilisées pour sélectionner des échantillons expérimentaux. Les résultats ont été validés en utilisant les données GIS existantes et la littérature publiée pour cartographier les mangroves.

Le delta accueille une multitude d'autres types de forêts, notamment de ripisylve longeant le fleuve et ses branches distributaires, ainsi que des milliers d'espèces arbustives et herbacées.

La diversité faunistique est également extrêmement riche avec une grande partie sédentaire, de nombreuses espèces endémiques, mais aussi avec une part non négligeable d'espèces qui en font un point d'étape pour les migrations sauvages, voire même un lieu de passage privilégié incontournable, notamment pour les espèces halieutiques (Robertson et Blaber, 1992 ; Shokita, 2004).

2.1.2. Ressources souterraines

Le delta est une véritable oasis de sources minières minéralogiques et organiques limitées.

Le gaz naturel, produit à partir de grands gisements de mélanges gazeux d'hydrocarbures, provient principalement des dépôts lithostratigraphiques de sédiments fluviomarins superposant des roches clastiques avec des couches de charbon (Elliot, 1986). Les systèmes deltaïques sont des espaces idéaux pour cette production de carbone organique, notamment grâce à la quantité importante de bioclastes terrigènes fournis par le fleuve et transportés de concert avec des sables et des vases. Pendant que les bioclastes contribuent en tant que matière première à la production de gaz, ces sédiments sablo-vaseux constituent par accumulation un sol riche, fertilisant d'autant plus l'espace végétalisé et par extension aidant à produire davantage de matériel qui deviendra à terme du charbon. Les deltas sont ainsi un environnement majeur de production de ces énergies fossiles, favorisé en contexte de régression marine relatif au développement d'un lobe deltaïque, où le dépôt diffusif de sédiments est assuré, couvrant alors l'éventail formé par la plaine deltaïques de hauts arbres, par opposition à des conditions de transgression marine, limitant le développement optimal des végétaux (Deng, 2016). Les plaines deltaïques subaériennes sont les zones préférentielles de dépôt de calcaires et charbons, principales matières premières pour la production de gaz naturel. Par ailleurs, la quantité des matières organiques décroît en direction du prodelta (Deng, 2009).

Considérés comme de véritables puits de carbones (Mulholland, 1981), les deltas sont également définis comme des « gîtes pétrolifères », des lieux propices à la production et au stockage d'hydrocarbures liquides, particulièrement pour ceux inscrits dans un contexte de faible énergie marine, à l'image des capacités de production dans les lacs, lagunes, mers fermées, exception faite de quelques rares deltas comme celui du Godavari (Pinot, 1969 ; Naidu, 1969).

2.1.3. Atout hydrologique

L'eau, agent de transport, de construction et de remaniement, est un élément principal du delta. Le drainage hydrologique naturel du système deltaïque s'opère par le cours d'eau principal et les chenaux secondaires mais aussi par la contribution d'un vaste réseau de canaux, souvent jalonnés de plans d'eau stationnaires, et d'écoulements capillaires souterrains. Les pulsations hydriques suivent la saisonnalité climatique, permettant un équilibre des fluctuations des niveaux d'eaux avec la structure morphologique du delta. La connectivité structurale est un concept développé par Bracken et al. (2013) pour illustrer notamment l'ajustement morphologique des espaces de basse altitude tels que les deltas, contrôlés par la forte connectivité des flux hydrologiques en place. De ce fait, la morphogénèse est inhérente à la structuration du réseau hydrique des deltas, en constante évolution. Cette connectivité de bourrelés topographiques et d'écoulements est justement un agent de contrôle naturel des inondations et assure une large diffusivité des eaux, des sédiments et des nutriments sur l'ensemble de l'édifice deltaïque Bracken et al. (2013).

2.2. Attrait économique

Les systèmes deltaïques et leurs richesses géologiques et écologiques sont un atout majeur pour les pays concernés en termes de développement économique sur le plan de la production énergétique, de l'ouverture aux échanges nationaux et extérieurs, de la production agroalimentaire, du développement urbain et industriel (Day et al., 2007). Costanza et al. (1997) ont rapporté que la valeur moyenne des biens et services écosystémiques globaux pour les zones humides, les lacs, les rivières et les estuaires varie de 8 500 $ à 22 800 $ (USD) par hectare et par an. Pour comparaison, la gamme pour la plupart des autres écosystèmes terrestres varie de 90 $ à 2 000 $ (USD) par hectare et par an.

2.2.1. Démographie et urbanisation

Les régions littorales du monde, sur une frange de 60 km de largeur, avec une altitude inférieure à 100 m, et de près de 620 000 km de trait de côte, accueillent près de 60% de la population mondiale (Brotosusilo et al., 2016), un chiffre déjà donné mais à l'époque très surestimé, lors de l'Exposition mondiale de Lisbonne et dans le livre de Bavoux et Bavoux, en 1998, puisque la population littorale en 1990 n'était que de 844 millions d'habitants, d'après les données de

l'Unesco (Noin, 1997 ; 1999). La densité de peuplement actuelle est estimée trois fois plus importante que la moyenne mondiale (Center for International Earth Science Information Network – CIESIN ; Burke et al., 2001 ; Small et Nicholls, 2003 ; McGranahan et al. 2007 ; Woodroffe, 2008 ; Neumann et al. 2015). De fait, 23 des 39 métropoles peuplées de plus de 5 millions d'habitants se trouvent sur cette bande littorale. Elles comportent d'ailleurs 75% des villes les plus peuplées, avec plus de 10 millions d'habitants. La population hébergée sur les espaces deltaïques atteint quant à elle presque 600 millions d'individus : 8% de la population mondiale occupent un espace qui représente 5% de la Terre (Ericson et al. 2006 ; Overeem et Syvitski, 2009 ; Day et al., 2016 ; Higgins, 2016). La densité de population est en moyenne de 500 hab/km², par rapport à une densité de population mondiale de 45 hab/km², et peut atteindre plus de 1 500 hab/km² sur certains espaces deltaïques (UN, 2005 ; Tamburelli et Thill, 2013).

Les dernières estimations prévoyaient une augmentation de la population de près de 35% entre 2000 et 2015 (Overeem et Syvitski, 2009). Certains deltas pourraient voir augmenter de 50% leur population en 15 ans.

Au cours du XX^{ème} siècle, les environnements deltaïques ont été radicalement transformés par les activités humaines (Syvitski et Saito, 2007 ; Syvitski et al., 2009). La plupart des deltas fonctionnent désormais sous l'influence des décisions humaines. Bien que l'aménagement sur territoire meuble et humide reste complexe, les deltas ont très rapidement fait l'objet d'urbanisation. De par sa faible topographie, le delta est le lieu privilégié d'implantation humaine, contrastant en général avec les terres environnantes, souvent montagneuses et vides. Les premières zones les plus peuplées sont de manière logique celles de l'apex et de petits reliefs éventuellement formés sur la plaine deltaïque, dans le but de se protéger au mieux des éventuelles crues, comme notamment sur les deltas du Fleuve Rouge et du Nil (Fanchette, 1997 ; Bethemont, 2000). L'habitabilité de la plaine deltaïque est dépendante d'une maîtrise pédologique et hydraulique pour alimenter en eaux les environnements urbains et notamment pour rendre stable et aménageable ce territoire meuble. Le stockage, le déroutage de l'eau par un réseau de canaux, le pompage souterrain et la bétonisation des sols ont un effet de pression majeur sur le fonctionnement morphodynamique du delta et la dynamique de l'eau (Kuenzer et Renaud, 2012). La baisse des niveaux d'eau, l'imperméabilisation et l'affaissement des sols, la mise en eau de grands espaces qui ne l'étaient pas avant l'apparition de ces aménagements sont autant de réponses naturelles à ces pressions anthropiques.

2.2.2. Agriculture, aquaculture et saliculture

La plaine deltaïque, hautement fertile, constitue un espace stratégique pour la production locale, nationale et d'exportation internationale de nourriture de base. L'élevage piscicole et l'agriculture se développent rapidement. Des aménagements pour l'irrigation contrôlée sont rapidement mis en place. Le défrichement prend de plus en plus d'espace et les cultures adaptées au milieu structurent l'anatomie deltaïque. Les régions périodiquement mises en eau, notamment par des conditions de mousson, sont privilégiées pour la riziculture inondée, une pratique qui s'émancipe de la nécessité de canalisation artificielle pour l'irrigation. La planéité du vaste espace fertile deltaïque encourage les populations à étendre les surfaces agricoles aux dépens des végétations naturelles. Cette expansion a conduit certains deltas à devenir les « greniers » à graminées pour les pays qui les possèdent, voire même pour une région continentale entière, telle que l'Asie du sud-est dépendant remarquablement des productions rizicoles du delta du Mékong, au Vietnam (Kuenzer et Renaud, 2012). Les ressources hydriques sont fortement sollicitées par la canalisation et le pompage des nappes phréatiques. La pression sur les spécificités pédologiques des deltas croît continuellement, face à la production continue et la semence d'espèces végétales exogènes, gourmandes en eaux et nutriments (Meybeck et al., 2006). Cette appropriation des eaux en circulation est représentative d'une forte volonté de maîtrise totale et de domestication de l'espace deltaïque. La pression agricole sur le delta est majeure et contribue à accélérer la subsidence deltaïque. Lorsque des terres marécageuses du delta sont drainées à des fins agricoles, le sol et les tourbes du sous-sol s'oxydent rapidement et la surface du sol se compacte (Sestini, 1992 ; Morton et al., 2005 ; Olea et Coleman, 2014). L'appauvrissement des terres pour les pratiques d'agriculture pousse les populations à se tourner progressivement vers d'autres activités du secteur primaire, telles que la pêche et l'aquaculture.

La pêche artisanale et industrielle aux environs côtiers deltaïques et le long des bras d'embouchures a été largement pratiquée jusque dans les années 1990, période où la surpêche a conduit à une insuffisance des ressources halieutiques pour la subsistance des populations côtières (Vörösmarty et al., 2009).

Bien que déjà existante dans les années 1970, l'aquaculture a rapidement pris son essor pour palier la baisse globale de production agricole et de la pêche avec l'implantation de fermes à poissons et crustacés en bordure littorale afin de bénéficier des apports salins des submersions

marines épisodiques. La pêche et l'aquaculture sont en majorité implantées dans les systèmes deltaïques du monde (Vörösmarty et al., 2009). Cette expansion est toujours en cours pour certains deltas et s'opère à vaste échelle, conduisant simultanément à la destruction de la végétation côtière pour installer les casiers et à la constitution d'une nouvelle pression massique sur le territoire, provoquant à son tour une accélération de la compaction du sol, d'autant plus importante lorsque l'extraction des eaux souterraines est employée pour remplir et renouveler les eaux des casiers (Vörösmarty et al., 2009).

Les marais salants sont courants dans la plaine deltaïque. Ces installations anthropiques ont pour visée d'extraire et collecter le sel des entrants marins. La saliculture est une activité aquacole en zone littorale développée dans les régions tempérées et plus arides du fait de l'ensoleillement important, notamment sur les deltas pour leur basse altitude et la facilité associée de porter l'eau de mer dans les bassins de contenance construits. Cette pratique impose alors l'installation de barrages, de stations de pompage et de vannes pour l'alimentation en eau de mer, de canaux et de différents bassins de rétention, d'évaporation et d'infiltration. Ce sont autant d'ouvrages impliquant une dénaturation spatiale, des dispositifs lourds et une pression hydrique non négligeable sur le littoral deltaïque.

2.2.3. Extractions minières et souterraines

La diminution de la pente du lit des chenaux fluviaux à travers la plaine deltaïque favorise le dépôt des fractions les plus grossières des alluvions. Cette accumulation est perçue comme un atout économique via l'extraction et l'exploitation du granulat du lit et des berges des cours d'eau, notamment pour les aménagements urbains. La pratique est ancienne et en expansion exponentielle, relative au développement rapide notamment des pays émergents possédant un delta. Le rythme d'extraction est souvent supérieur au renouvellement du matériel détritique fourni par le fleuve. Ce sont à l'échelle du globe près de 40 milliards de tonnes de matériaux qui sont extraits annuellement, soit deux fois plus que ce que peuvent fournir les fleuves (Peduzzi et al., 2014). Cette activité intensive contribue à l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des crues, à l'érosion fluviale et marine par déficit sédimentaire et réajustement, et peut également avoir un impact négatif sur les écosystèmes concernés. Les modifications du profil des chenaux fluviaux perpétrés par les extractions détritiques peuvent imposer un réajustement de ce profil par érosion régressive, mais sont aussi responsables en général d'un déséquilibre fluviomarin entrainant

une entrée du biseau salé plus loin dans les terres, ainsi que d'un effet des vagues et des marées plus importants sur le littoral et les berges. L'érosion provoquée peut induire une fragilisation et une destruction de la végétation côtière, de type mangrove notamment, avec un relargage éventuel de vases fluides menant à une altération de l'équilibre benthique par un excès de turbidité (Pringle, 1989, Larkum et West, 1990, Lewis et al, 2001, Rasheed et Balchand, 2001, Lohrer et Wertz, 2003, Sampson et al, 2005). Les dragages peuvent aussi avoir des impacts sur la biodiversité relative au milieu sédimentaire altéré, en termes d'habitant et d'apports nutritifs (Larkum et West, 1990, Lewis et al, 2001, Thrush et Dayton, 2002, Lohrer et Wertz, 2003, Da Silva et al, 2004, Waycott et al, 2004, Ohimain et al., 2005). La régulation des pratiques d'extractions minières dans les deltas est compliquée et souvent mal contrôlée au regard de l'attrait économique qu'elle suscite.

Le pétrole et le gaz naturel sont également exploités intensivement en milieu paralique tel qu'en domaine deltaïque, c'est-à-dire sur une zone littorale de dépôt sédimentaire en transition entre les milieux aquatique terrestre et marin, via une communication étroite. Leur extraction s'effectue par forage. Par effet de pression, les hydrocarbures montent vers la surface et son pompés. Les exploitations des nappes pétrolifères, ajoutées aux pompages hydriques des nappes phréatiques induisent une accélération de la subsidence naturelle de la plaine deltaïque (Shirley, 1966). Ces activités intensives sont accompagnées d'autres pratiques sources de pression pour le delta, telles que les prospections pétrolières par dynamitage et la circulation des bateaux pétroliers, qui aggravent l'érosion, mais peuvent également réactiver des failles sous la surface (Saito et al., 2007).

2.2.4. Régulation hydrique sur le fleuve

Les deltas sont indirectement soumis aux pressions appliquées sur les fleuves associés. La plus importante est l'implantation de barrages et réservoirs le long des cours d'eaux principaux et secondaires à visée d'exploitation hydroélectrique, d'irrigation et d'aménagements urbains (Dandekar et Thakkar, 2014). L'étude des civilisations anciennes a montré que l'Homme, depuis la première dynastie Egyptienne, a continuellement cherché à dévier, dériver, retenir, et stocker l'eau pour ses besoins, sa protection, son développement et son confort. Cette volonté de maîtrise s'est forcie parallèlement à l'augmentation de la demande en eau face à une population mondiale grandissante. Pendant presque 5 000 ans, les barrages construits ont servi à approvisionner les populations en eau et à tenter d'éviter les inondations en périodes de crue (Comité Français des

Barrages et Réservoirs, 2013). Au XIX^{ème} siècle, la première turbine est inventée afin de créer de l'électricité à partir de l'eau. Apparaissent alors les premiers barrages hydroélectriques, un système de rétention hydrique désormais destiné à la production d'énergie. Ils constituent la majorité des barrages aux plus grandes capacités de stockage, pouvant fournir de l'électricité à plusieurs millions de personnes, mais ceux réservés à l'irrigation restent les plus nombreux actuellement dans le monde, 48% en comparaison aux 17% de barrages hydroélectriques (Registre des Réservoirs et Barrages Mondiaux, GRanD Database, 2011 ; Commission Internationale des Grands Barrages, ICOLD, 1998). Par ailleurs, ces études estiment que près de 80% de la production agricole supplémentaire solliciteront l'irrigation d'ici 2025.

Cependant, l'eau n'est pas la seule matière retenue par les barrages et les réservoirs. La discontinuité et l'interruption d'écoulement provoquées par le barrage privent le fleuve de la totalité de sa charge de fond, des fractions sédimentaires grossières, piégées en amont du barrage ou dans le réservoir. La charge sédimentaire en suspension n'est pas non plus en reste (Brune, 1953 ; Kondolf, 1997). Les grands réservoirs interceptent notamment jusqu'à 80% de la charge sédimentaire fine, composée de limons et d'argiles. Le rapport du GIEC (2014) estime que 34 fleuves connaissent une diminution de 75% de leur charge solide sur les cinquante dernières années, due au piégeage sédimentaire par les barrages. Un consensus dans la communauté scientifique fait état de cette réduction drastique des sédiments fluviaux par la rétention des barrages et des réservoirs (Walling et Fang, 2003 ; Vörösmarty et al., 2003 ; Syvitski et al., 2005 ; Walling, 2008 ; Rao et al., 2010 ; Gupta et al., 2012). La perte de charge sédimentaire a pour première conséquence le creusement du lit fluvial, non compensé par de nouveaux apports. Cela a notamment pour impact un réajustement naturel du profil du lit du fleuve par érosion régressive. De la même manière, un déficit sédimentaire dû aux barrages prive la plaine deltaïque d'une charge sédimentaire dédiée à l'accumulation et la compensation de la subsidence naturelle deltaïque. C'est également une source de déséquilibre de dynamique sédimentaire le long du littoral deltaïque, pouvant compromettre la progradation, voire encourager l'érosion côtière.

2.2.5. Echanges fluviaux et maritimes

Certains deltas accueillent d'importantes infrastructures portuaires qui remplissent un rôle de pont économique avec l'intérieur du pays. Ils constituent une possibilité d'ouverture internationale pour le pays en facilitant les acheminements fluviaux vers les grandes routes

commerciales transfrontalières, avant même le développement de la circulation, du transport et des échanges par des routes et des chemins de fer (Kaida, 2000a, 2000b ; Bethemont, 2000). Les populations ont rapidement entrepris les aménagements nécessaires pour une circulation optimale, tels que les dragages réguliers des lits des branches d'embouchures fluviales, la construction de ports commerciaux, la régulation fluviale poussée parfois à son extrême avec l'aménagement de barrages et la bétonisation des berges.

Le poids économique des deltas est représentatif de la pression accusée par le delta aux ressources et aux capacités d'accommodation limitées.

2.3. Pare-feu des événements extrêmes

Les deltas fluviaux constituent une zone de protection contre les événements extrêmes d'origines marine et climatique pour les territoires en amont. L'espace vaste, plat et végétalisé qu'ils constituent, a le pouvoir de dissiper progressivement l'énergie destructrice des vagues et des pluies des cyclones qui le traversent. La friction de surface change au contact d'une zone terrestre par sa rugosité largement plus importante que la surface lisse des océans, réduisant ainsi la vitesse du vent à mesure que le cyclone s'approche d'une côte et progresse vers l'intérieur (Powell, 1982, 1987 ; Tuleya et Kurihara, 1978). Cet effet de tampon est autant efficace que fragile. Le delta contribue à l'atténuation des cyclones par son effet de frein rugueux, et de premier sas de déchargement des pluies mais n'a théoriquement pas la capacité de supprimer un tel événement extrême. En effet, des études ont montré que l'efficacité d'un espace à dissiper un cyclone réside certes en partie dans l'effet de frottement superficiel mais également dans la capacité de captation des eaux (Tuleya et Kurihara, 1978 ; Tuleya, 1994 ; Shen et al., 2002). Elle est d'autant plus grande si la disponibilité en humidité de la surface terrestre est faible, permettant ainsi d'assurer un stockage des eaux de pluies par la surface terrestre non saturée. Les expériences des travaux menés par Shen et al. (2002) ont montré qu'une surface humide, telle que celle d'une plaine deltaïque, libère une quantité de chaleur latente plus importante, fournie au cyclone. Cette eau condensée alimente le cyclone et ne peut donc pas l'épuiser. La plaine deltaïque, poreuse, est en général naturellement chargée en eau par le réseau fluvial, les zones immergées telles que les marais et les vastes nappes phréatiques. L'accueil et la ponction des eaux pluviales des cyclones sont limités mais l'effet principal est une fourniture en eau par le delta au cyclone non négligeable (Au-Yeung et Chan, 2010). L'advection du cyclone est freinée, mais il se décharge d'autant plus sur la

région subaérienne du delta. De ce fait, l'action protectrice du delta existe mais reste limitée et très dommageable pour lui-même, surtout en région humide, en comparaison à un delta de contexte plus sec. De plus, les restructurations anthropiques de la plaine deltaïque pour l'occupation du sol, son exploitation économique, agricole, aquacole, touristique, la fragilisation de la végétation et la subsidence accélérée altèrent considérablement l'action protectrice des deltas contre les cyclones et les tempêtes.

2.4. Carrefour culturel des exploitations du sol

Le delta est à l'intersection d'une culture traditionnaliste et d'une société modernisée. Les populations de ces deux mondes cohabitent, se mélangent et se confrontent dans un contexte de richesse et de fragilité (Verger, 1991 ; Fanchette, 2006 ; Hamouda, 2014). Les ressources n'étant pas infinies, les moyens étant inégalement répartis, les répercussions sur les populations pratiquant notamment une agriculture familiale, face à la gouvernance des eaux et des terres, notamment par les déviations des chenaux, par les grandes industries pour une culture de masse ou le développement urbain, sont remarquables. D'autre part, ce sont ces mêmes occupants qui vivent dans les zones deltaïques non abritées des inondations ou des intrusions salines. Cette part de la population est la plus exposée et la plus vulnérable face aux aléas climatiques, marins et fluviaux pouvant survenir sur le delta, et aux risques accrus par les dénaturations et diverses pressions opérées sur le territoire.

3. Contexte scientifique mondial

Les préoccupations sur le devenir des deltas sont de plus larges dimensions que celles du territoire national de chacun. Les questions scientifiques sur le futur dévié de son cheminement naturel par l'Homme n'émergent que récemment mais des discussions, des échanges, des débats et des prises de conscience commencent à tisser une interaction internationale à ce sujet, du chercheur au décideur, de la science à la politique (Figure I - 1). De nouveaux groupes de recherche et de plus en plus de rassemblements scientifiques de communautés transdisciplinaires entreprennent l'étude des deltas en tentant d'intégrer la place de l'Homme par sa responsabilité, son exposition et sa vulnérabilité.

L'occupation massive des deltas par l'Homme se justifie par la richesse écosystémique, biologique et le potentiel économique. Ces attraits font des deltas des espaces convoités, soumis à une pression telle que leur vulnérabilité propre fait partie des questionnements récents inhérents aux réflexions sur les enjeux et risques encourus par les sociétés. Dans un contexte de changement global, la vulnérabilité des deltas ressort aujourd'hui comme une préoccupation sociétale de première importance et comme un thème de recherche majeur (Foufoula-Georgiou, 2013 ; Brondizio et al., 2016). L'initiative de l'International Council for Science (ICSU), dans son appel « *Sustainable Deltas* » pour 2015, et le projet sur les interactions entre le continent et l'océan dans la zone littorale, « *Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone* » (LOICZ) témoignent de cet effort transfrontalier pour la préservation et la réhabilitation mondiale des deltas. Un projet international en a découlé, financé par le Belmont Forum dans le cadre de recherches sur les changements environnementaux dans le monde, et mobilisant la communauté scientifique interdisciplinaire et transdisciplinaire à l'échelle internationale. Le projet s'intitule « Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modelling framework for risk assessment (DELTAS) ». Ce programme a débuté en 2013 et se termine à la fin de l'année 2017. L'objectif y est de développer un modèle de compréhension du fonctionnement deltaïque, d'évaluer les facteurs de pressions critiques et la vulnérabilité des deltas, à part de données sociales, économiques, physiques, écosystémiques.

La dernière décennie est marquée par l'émergence et le développement de communications scientifiques telles que des sessions de conférences internationales voire même des séminaires entiers focalisés sur les questions relatives à la viabilité et la dynamique deltaïque. Les plus récentes montrent la dimension grandissante de ces réflexions communes et croisées :

- La conférence « *International Conference on Coastal Zone Management of River Deltas and Low Land Coastlines* », organisée par l'USGS, à Alexandrie (Egypte) en 2010 ;
- La conférence « *Deltas in Times of Climate Change* », à Rotterdam (Pays-Bas), organisée pour la première fois en 2010 et réitérée en 2014 ;
- La session « *Sustainable management of river deltas under pressure* », de la conférence européenne de l'EGU en 2016 ;
- La session « *DELTAS: Multidisciplinary analyses of complex systems* », durant la conférence internationale de la Japan Geoscience Union (JpGU), à Chiba (Japon) ;

- La conférence « *Delta Coalition* », la première coalition internationale de gouvernements pour former un partenariat afin de traiter du développement durable dans l'urbanisation des deltas, en combinant le développement économique avec l'adaptation et les mesures préventives réduisant les risques liés au changement climatique et en renforçant la résilience. A Rotterdam (Pays-Bas), 2016 ;
- La session « *Deltas and Sea Level Rise: Geological and Social-Ecological Perspectives* » lors de la conférence internationale de l'American Geophysical Union (AGU), Fall Meeting, en 2016, à San Francisco (USA) ;
- La session « *Sustainable futures in deltas? Opportunities for equitable and just growth in a constantly changing, and highly stressed environment* », lors de la prochaine conférence de Developpement Studies Association (DSA), "Sustainability Interrogated: Societies, Growth, and Social Justice", Bradford, en septembre 2017, à Bradford (Royaume-Uni).

Deux écoles se dessinent. La première s'intéresse aux deltas à enjeux majeurs, de par leurs dimensions et leur densité de population. La seconde école s'intéresse à des entités plus modestes, mais plus abordables pour le développement de modèles conceptuels, numériques et plus simples à comprendre. Malheureusement, les différentes approches ne sont pas appliquées voire applicables à l'ensemble des deltas. De plus, de nombreuses études précieuses ne font pas partie de ces deux approches car la majorité des travaux de recherche cible un nombre restreint de deltas, souvent étudiés individuellement. La grande complexité et la variabilité deltaïques ainsi que les lacunes scientifiques associées rendent difficile l'applicabilité universelle des théories de fonctionnement des deltas et par extension l'appréhension de la vulnérabilité deltaïque à l'échelle globale.

4. Problématique et plan de thèse

4.1. Problématique

A partir des nombreuses informations connues et développées sur les deltas fluviaux et d'une approche systémique novatrice, quel est le fonctionnement morpho-sédimentaire de ces édifices et comment évoluent-t-ils sous la contrainte des activités anthropiques grandissantes ? Quelle vulnérabilité géomorphologique et quels risques pour les populations ?

A ce jour, il manque une synthèse de fonctionnement permettant d'identifier les différents phénomènes qui régissent la construction et l'avenir de ces deltas sous l'influence grandissante des Hommes, et, de fait, l'exposition des millions de personnes vivant aujourd'hui dans et grâce aux deltas, sensibles au fonctionnement naturel mais aussi aux effets induits du changement climatique et de la diminution des apports fluviaux.

Ce travail de thèse regroupe de nombreuses connaissances acquises au fil du temps, malgré la réalité d'une irrégularité et une inégalité des données, et propose un état global de vulnérabilité des deltas et une mise à jour de la typologie classifiée de ces espaces pour répondre au questionnement central sur leur devenir.

Cette étude propose d'apporter une meilleure compréhension de la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux deltaïques avec une tentative de globaliser le questionnement par l'analyse de 60 deltas fluviaux dispersés dans le monde.

Les principales conséquences de déséquilibre d'un delta, d'origine naturelle ou anthropique, sont la subsidence accélérée et, de fait, des inondations plus fréquentes et importantes, la submersion marine, l'intrusion saline, l'arrêt de la progradation et/ou de l'aggradation, voire l'érosion accrue de la côte. Les risques de perte de biodiversité, de mise en difficulté des populations découlent de ces évolutions anormales. L'une des principales causes du dérèglement d'un delta peut être la baisse des apports fluviaux, par notamment les retenues et les extractions de granulat dans le chenal principal et ses distributaires. En outre, des événements climatiques tels que des cyclones, le démantèlement de protections naturelles comme les cordons dunaires et/ou la végétation sur la frange côtière, le pompage souterrain excessif, le poids de la surpopulation sur les sédiments meubles, sont autant de facteurs déstabilisants. Connaître le stade d'instabilité d'un delta permet d'envisager sa capacité de résilience à long terme et d'anticiper sur son aménagement par les sociétés.

L'étude dans le cadre de cette thèse fait notamment état de l'évolution historique du trait de côte des soixante deltas fluviaux choisis, afin d'évaluer la mobilité côtière à moyen terme de ces espaces.

La détermination de « hotspots » d'érosion littorale des deltas, pondérés sur les dimensions actuelles de chacun, permettra de compléter les nombreuses études sur la subsidence, indice majeur

de vulnérabilité. Une meilleure compréhension des systèmes deltaïques et de leur évolution passe également par une mise à jour de leur classification, telle qu'ébauché conceptuellement par Galloway (1975) en termes d'influences du fleuve, de la marée et des houles, à partir de grandes bases de données et de méthodes quantitatives mêlant la physique, la dynamique sédimentaire et la morphométrie des deltas, de leur fleuve et de leur bassin versant. L'influence humaine et les éléments moteurs de la vulnérabilité croissante seront, à terme, intégrés dans cette classification afin d'opérer des projections futures sur la santé des deltas et d'établir leur seuil de résilience ainsi que le stade atteint par chacun.

4.2. Objectifs

La première intention de cette thèse est de mieux comprendre la dynamique physique et sédimentaire des deltas. Cette démarche permet à terme d'obtenir un état « témoin » du fonctionnement deltaïque dit « naturel », de proposer une nouvelle classification des deltas, et d'appréhender leur réponse aux changements climatiques et sédimentaires futurs.

Le second objectif est d'obtenir une vision pluri-scalaire de la morphologie deltaïque récente afin de corréler ou anti-corréler la classification géométrique des deltas avec celle relative aux processus physiques et sédimentaires, d'identifier les réponses morphologiques côtières aux processus physiques, de connaître l'état d'évolution littorale, et son niveau de vulnérabilité en termes d'érosion.

Le troisième objectif est d'intégrer les vecteurs de dénaturation deltaïque par l'Homme dans le système de fonctionnement naturel, pour identifier la part de dérèglement, par l'action anthropique, de la dynamique morpho-sédimentaire actuelle, d'évaluer le niveau de dérèglement à court et long terme et enfin d'estimer le devenir des deltas suivant la pression humaine envisagée.

L'un des grands thèmes de ces travaux est de diagnostiquer la capacité de résilience actuelle des deltas pour déterminer les risques futurs encourus par les populations et de réfléchir sur l'éventuel basculement vers un nouvel état d'équilibre côtier, avec la disparition des deltas, le changement de fréquence et d'intensité des événements extrêmes, le déplacement de populations…

La houle et l'évolution sédimentaire tiennent une plage privilégiée dans cette étude car dans son état naturel et à l'échelle multiséculaire, le delta montre une bonne capacité d'adaptation

aux stress marins et météorologiques et/ou à des changements dans l'apport sédimentaire. Cependant, une diminution forcée dans le stock des sédiments peut remettre en cause l'existence même des deltas. La houle est non seulement un agent de redistribution des sédiments, mais peut aussi être agent constructeur et destructeur des deltas (Anthony, 2015).

4.3. Plan de thèse

Pour aborder la complexité du fonctionnement deltaïque moderne, l'articulation choisie de la thèse se décline en cinq parties distinctes.

La première section, celle-ci, introductive, fait état des connaissances générales sur les deltas et leur position dans la gouvernance humaine, avec une revue approfondie des sites choisis pour cette étude. Deux chapitres organisent cette partie. Le premier a rassemblé les généralités communes aux deltas fluviaux et les efforts scientifiques de caractérisation des deltas par classification typologique. Ce chapitre a fait aussi l'inventaire des richesses des deltas, des attraits pour l'Homme et les pressions associées. Enfin en découlent les questionnements actuels qui ont conduit ce travail et l'organisation du raisonnement proposé. Le second chapitre de cette partie résume les caractéristiques générales des deltas étudiés dans le cadre de cette thèse.

La seconde partie constitue le volet méthodologique des différentes analyses menées. Le premier chapitre explique le protocole lié à la constitution d'une base de données globales sur les deltas étudiés et les moyens de conduire les analyses inhérentes à ces informations. Le second chapitre expose la démarche méthodologique de l'analyse historique de l'évolution géométrique et morphologique côtière. Le chapitre suivant développe les méthodologies et données choisies pour mettre à jour la typologie deltaïque sous forme de classification. Enfin, dans un dernier chapitre, la base de données et la méthode d'analyse des variations mensuelles de charges solides en suspension y sont développées pour l'étude des variations saisonnières sédimentaires littorales.

Une troisième partie expose une nouvelle base de données des deltas qui met en évidence ce qui les rassemble mais aussi ce qui les rend uniques. Le premier chapitre aborde le contexte fluvial des deltas ; le second traite des données relatives à la géométrie deltaïque ; le troisième se concentre sur les paramètres météo-marins qui régissent l'évolution deltaïque. Enfin, un dernier met en relation de différentes manières l'ensemble des bases de données développées dans les chapitres précédents.

La quatrième partie traite de l'analyse morpho-sédimentaire des deltas. Deux chapitres composent cette partie. Le premier développe les différentes analyses menées sur l'étude spatiotemporelle multiscalaire de l'évolution morpho-sédimentaire côtière récente des deltas et des réponses observées aux contextes de pression anthropiques divers et croissants. Le second chapitre traite des différentes classifications deltaïques appliquées, développées et comparées dans le cadre de cette thèse, sur les soixante deltas étudiés.

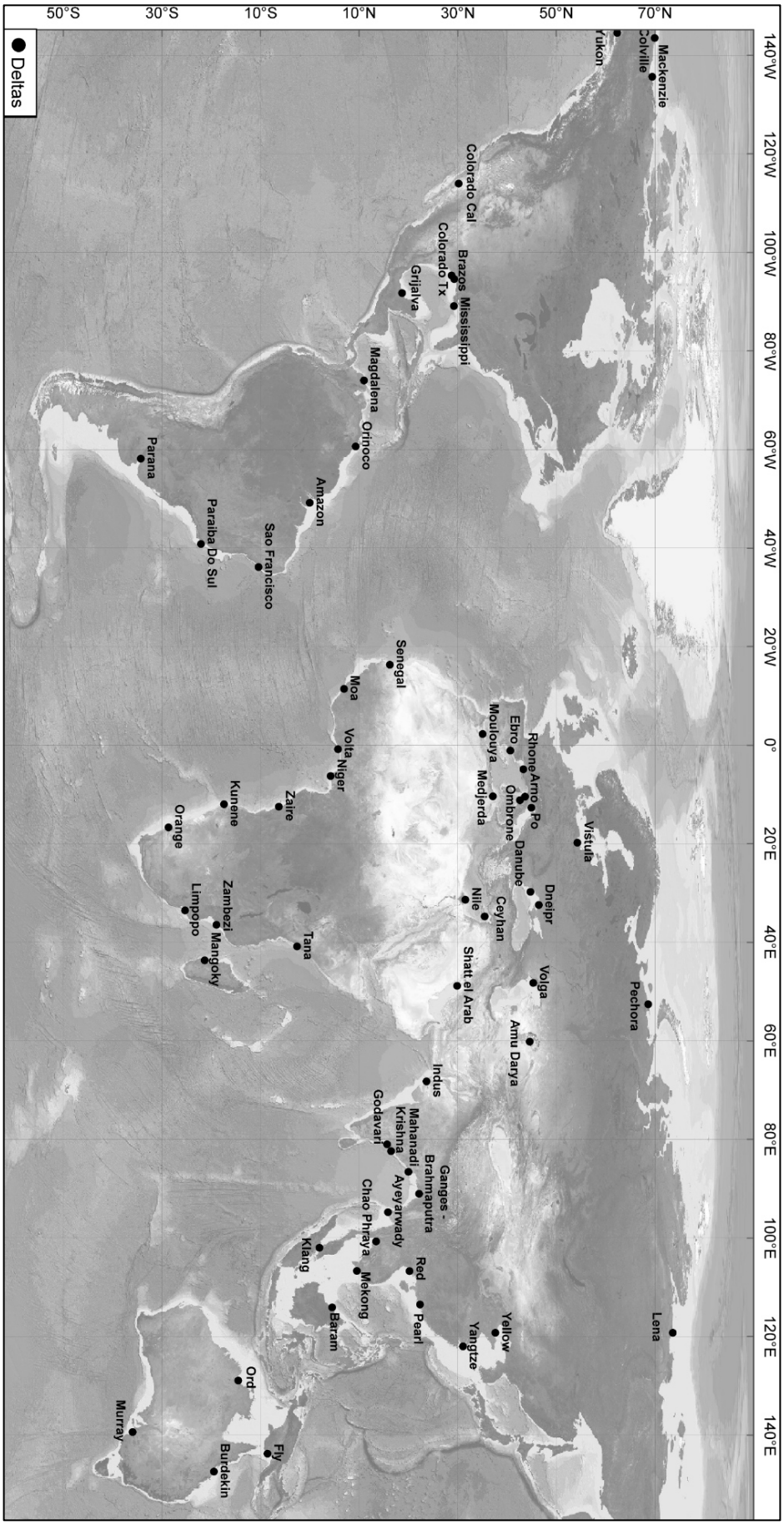
La cinquième partie de la thèse apporte un bilan global des analyses menées sur la compréhension du fonctionnement morpho-sédimentaire des deltas (chapitre 1) et de leur niveau de sensibilité face aux différentes perturbations externes entraînées par l'Homme et ses activités (chapitre 2).

La thèse se termine par une conclusion générale et des propositions de perspectives pour poursuivre l'amélioration de la connaissance des deltas et l'appréhension de leur devenir.

Chapitre 2 : Caractéristiques générales des deltas fluviaux étudiés

L'étude des deltas fluviaux est optimisée par un échantillonnage représentatif de soixante sites dispersés dans le monde, une famille riche de diversité, et représentative des nombreux autres individus car elle possède l'ensemble des caractéristiques deltaïques (Figure I - 20). Nienhuis (2017) a récemment dénombré 15 000 deltas à travers le monde à partir d'outils de télédétection. La présentation des deltas ne peut être abordée qu'en segmentant la caractérisation en différents points. La présentation générale des sites d'étude ouvre la voie à une caractérisation du contexte climatique et hydrologique de chacun puis de leur aspect morpho-sédimentaire actuel pour aboutir à un état des connaissances sur leur sensibilité spécifique aux forçages externes.

Figure I - 20. (Page suivante) Carte mondiale localisant les 60 deltas étudiés


Deltas
70°N
50°N
30°N
10°N
10°S
30°S
50°S
140°W
120°W
100°W
80°W
60°W
40°W
20°W
0°
20°E
40°E
60°E
80°E
100°E
120°E
140°E
Yukon
Colville
Mackenzie
Colorado Cal
Colorado Tx
Brazos
Mississippi
Grijalva
Magdalena
Orinoco
Amazon
Parana
Paraiba Do Sul
Sao Francisco
Senegal
Moa
Volta
Niger
Zaire
Kunene
Orange
Limpopo
Zambezi
Mangoky
Tana
Vistula
Rhone
Arno
Po
Ebro
Moulouya
Medjerda
Ombrone
Danube
Dneipr
Nile
Ceyhan
Shatt el Arab
Volga
Pechora
Amu Darya
Indus
Godavari
Mahanadi
Krishna
Ganges - Brahmaputra
Ayeyarwady
Chao Phraya
Klang
Red
Mekong
Baram
Pearl
Yellow
Yangtze
Lena
Ord
Fly
Burdekin
Murray

1. Généralités sur soixante espaces complexes et fortement variables

Parmi les soixante deltas étudiés, quatorze sont situés en Afrique, dont trois aux marges sud du bassin Méditerranéen, sept en Amérique du Nord, un seul en Amérique Centrale, six en Amérique Latine. Les deltas étudiés en Asie sont au nombre de quinze, dix sont situés en Europe et sept en Océanie (Tableau I - 1).

Afrique	Amérique du Nord et Centrale	Amérique du Sud	Asie	Europe	Océanie
Limpopo	Brazos	Amazone	Chang Jiang (Yangzi Jiang)	Arno	Burdekin
Mangoky	Colorado (Tx)	Magdalena	Chao Phraya	Danube	Fly
Niger	Mackenzie	Orénoque	Gange-Brahmapoutre	Dniepr	Murray
Nil	Mississippi	Paraíba do Sol	Godavari	Ebre	Ord
Orange	Colville	Paraná	Fleuve Jaune (Huang He)	Ombrone	Baram
Sénégal	Yukon	Sao Francisco	Indus	Po	Klang
Tana	Grijalva		Ayeyarwady	Rhône	
Volta	Colorado (Mx)		Krishna	Vistule	
Zaïre			Mahānadī	Ceyhan-Seyhan	
Zambèze			Mékong	Volga	
Cunene			Shatt el Arab		
Moulouya			Fleuve Rouge (Song Hong)		
Moa			Pearl		
Medjerda			Léna		
			Petchora		
			Amou-Daria		

Tableau I - 1. Liste des deltas étudiés par continent.

Les deltas de l'étude sont les zones d'embouchures de fleuves dont la longueur varie de 56 km, pour le Klang qui traverse la Malaisie et le Brunéi, à 6 516 km pour l'Amazon qui traverse

d'Ouest en Est le Brésil. Quarante d'entre eux ont une longueur supérieure à 1 000 km et dix-neuf sont plus longs que 2 000 km. Ces deux fleuves, dont les extrêmes bornent les dimensions fluviales de l'ensemble de l'échantillon deltaïque, sont également inscrits dans les bassins de drainages de dimensions respectivement minimales et maximales, de 900 km² pour celui du Klang, à 7 x 10^6 km² pour le bassin de l'Amazon.

Sur la base d'une frange littorale de 50 km, 39 deltas présentent une densité de population plus importante que 45 hab/km², soit d'une densité supérieure à la moyenne mondiale, 30 d'entre eux accueillent plus de 100 hab/km² et, pour 15%, plus de 500 hab/km² (Figure I - 21). Plus de 5,51 millions d'habitants vivent sur les plaines deltaïques des 10 deltas étudiés de Mer Méditerranée et du Danube, soit en moyenne 100 habitants par kilomètre carré (SIT, 2016 ; INS, 2005 ; ORNL, 2002).

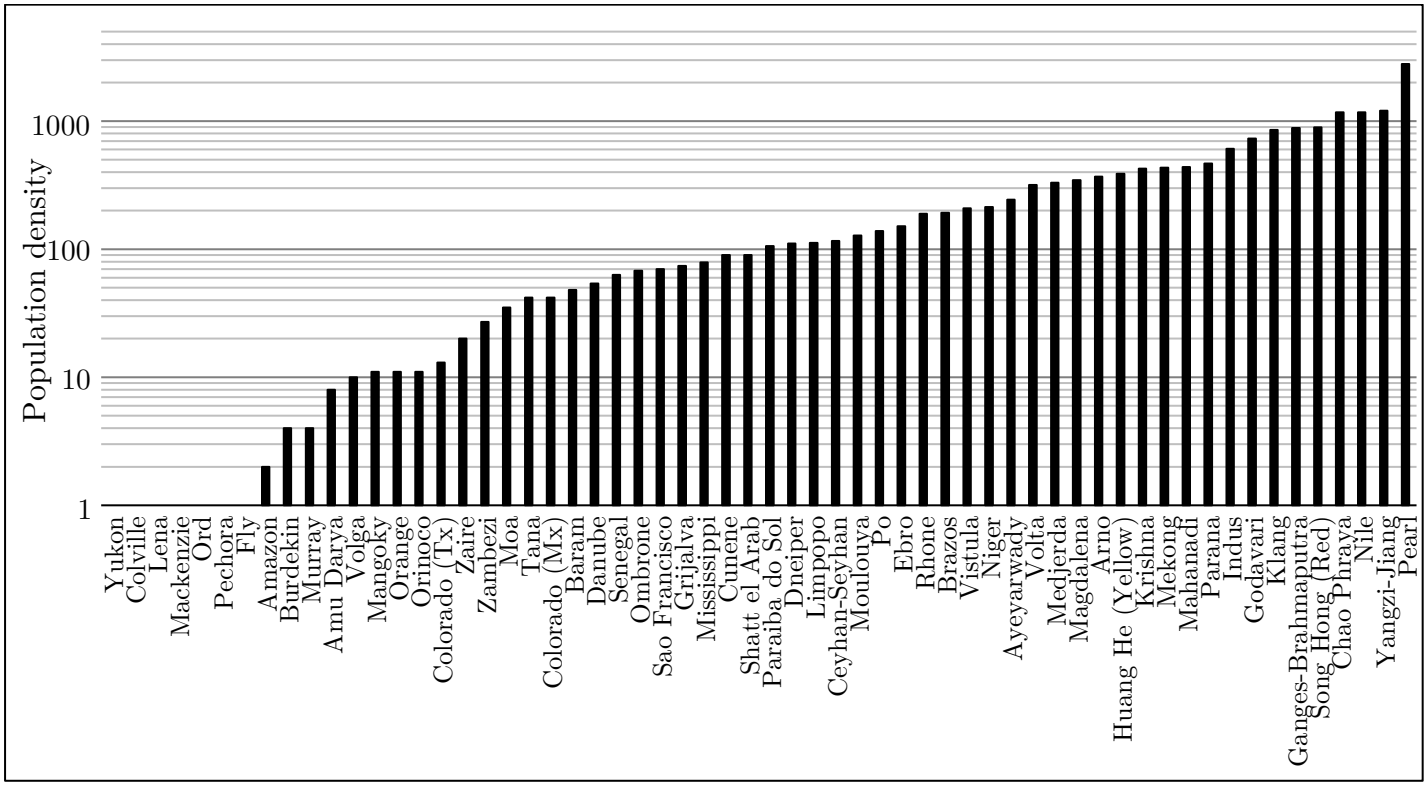


Figure I - 21. Densité de population des deltas.

La superficie des deltas, depuis l'apex jusqu'à la limite littorale deltaïque atteinte en 2015, varie de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés, 787 km² pour le delta de la Moulouya au Maroc, à la centaine de milliers de kilomètres carrés, 108 221 km² pour le delta de l'Amazon, à partir de leur point d'apex (Tessler et al., 2015).

Les deltas de cette étude sont variables dans leur forme, leurs dimensions, leur fonctionnement dynamique, leur apport sédimentaire, leurs enjeux, leur sensibilité et leur stade d'évolution.

2. Contexte tectonique

Les plus grands deltas du monde sont clairement contextualisés dans des contextes tectoniques particuliers (Evans, 2012). Ces deltas sont construits sur une croûte continentale faillée, mais s'étendent sur la croûte océanique. De fait, les deltas jouent un réel rôle dans l'édification des marges continentale. Les principaux fleuves sont largement détournés par des marges orogéniques des plaques montagneuses où de vastes deltas et plateaux continentaux riches en sédiments se sont développés (Anthony, 2014). L'Amazone et l'Orénoque en Amérique du Sud, ainsi que le Mississippi et le Mackenzie en Amérique du Nord, le Shatt el Arab et l'Indus en Asie sont concernés. D'autres deltas tels que le Yukon (Alaska) et la Magdalena (Colombie) se forment aux marges côtières de bassins de drainage. D'autres encore, le Nil (Egypte), le Chang Jiang (Chine), sont contrôlés par des failles. Le delta de l'Ayeyarwady de développe parallèlement à des ceintures montagneuses. Peu de deltas sont en terminaison de fleuves traversant des plissements orogéniques, comme pour le cas du Gange-Brahmapoutre, à travers l'Himalaya, ou encore l'Ebre, à travers la Cordillère de Cantabrie.

Inman et Nordstrom (1971) ont proposé une classification fondamentale, principalement basée sur la tectonique des plaques, qui définit trois échelles littorales (Tableau I - 2). Les contrôles régissant le premier ordre et le deuxième fournissent une classification tectonique et morphologique pour la zone côtière entière. Les contrôles opérant sur le troisième ordre aident à classer les caractéristiques intrinsèques aux zones côtières. Le type de littoral sur large échelle est déterminée par la position de l'espace côtier par rapport aux marges de la plaque, ce qui permet de catégoriser les types de côte entre les littoraux en collision, en « bord de fuite » (“*trailing-edge coastline*”, terme apparenté à la partie amincie de l'aile des avions qui affaiblit la traînée aérodynamique) et en côte maritime marginale (Figure I - 22 et Figure I - 23). De nombreux deltas se sont formés au niveau de rifts de marges continentales, comme par exemple les deltas du Niger et de l'Amazone. D'après Inman et Nordstrom (1971), 57% des plus grands deltas intègrent des littoraux en « bord de fuite » (Figure I - 24), tels que les deltas de l'Amazone et du Nil, et 34% sont localisés sur les côtes en face des marges océaniques qui sont souvent protégées des vagues océaniques par des arcs insulaires comme le cas du delta du Klang. Le delta du Fly en fait également partie, localisé sur une moyenne latitude, avec de fortes précipitations et de fortes dénudations du bassin versant associé.

Order	Dimensions		Controls	Results
1st order	Length Width Height range	c. 1000 km c. 100 km c. 10 km	Plate tectonics	Coastal plain and continental shelf
2nd order	Length Width Height range	c. 100 km c. 10 km c. 1 km	Erosion and deposition modifying 1st order features	Deltas, coastal dunefields, estuaries
3rd order	Length Width Height range	1 – 100 km 10 m – 1 km -	Wave action and sediment size	Beaches, longshore bars, mudflats

Tableau I - 2. Classification des types d'espaces côtiers en fonction des dimensions et des contrôles en action. Les facteurs de premier et second ordre définissent la zone côtière régionalement, la troisième zone définit la zone côtière localement (Inman et Nordstrom, 1971).

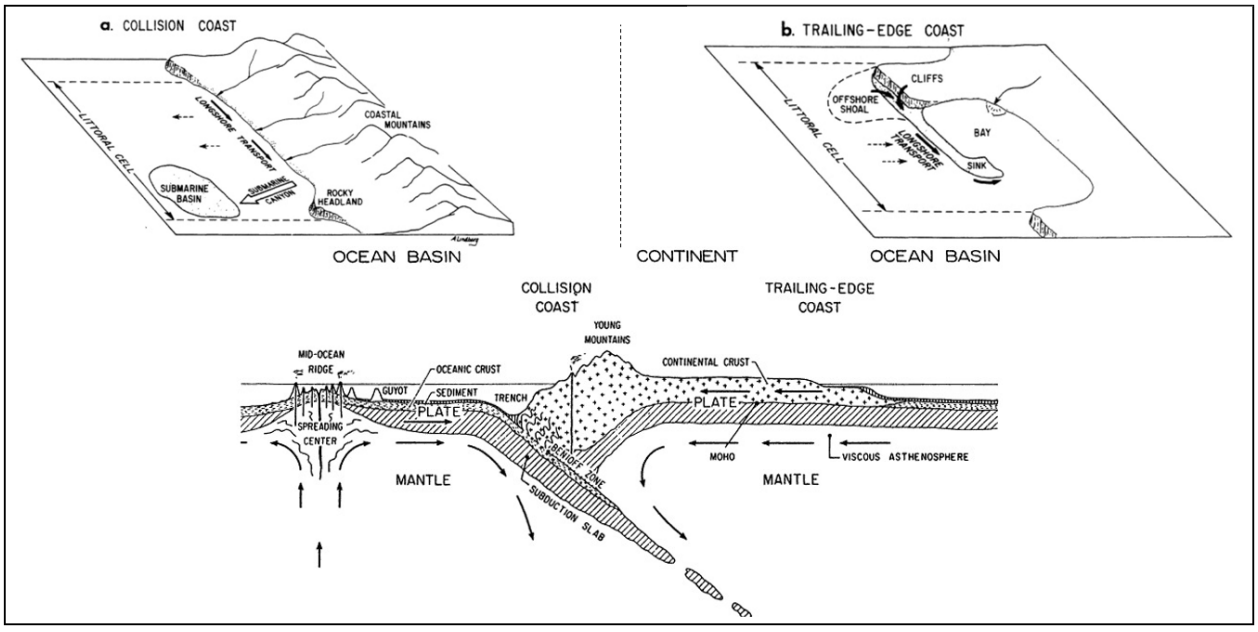


Figure I - 22. Illustration schématique de la formation d'une côte de collision et d'une côte de fuite. Elle représente une section du soulèvement du Pacifique Est à travers la tranchée Pérou-Chili de l'Amérique du Sud à la latitude 34°S (Inman et Nordstrom, 1971). Les deux schémas sur la partie supérieure de la figure présentent la source de sédiments, chemins de transport et puits des cellules littorales caractéristiques le long (a) d'une collision et (b) des bords de fuite. Les flèches montrent les chemins de transport des sédiments ; les flèches en pointillées indiquent les modes de transport occasionnels vers la terre et vers la mer.

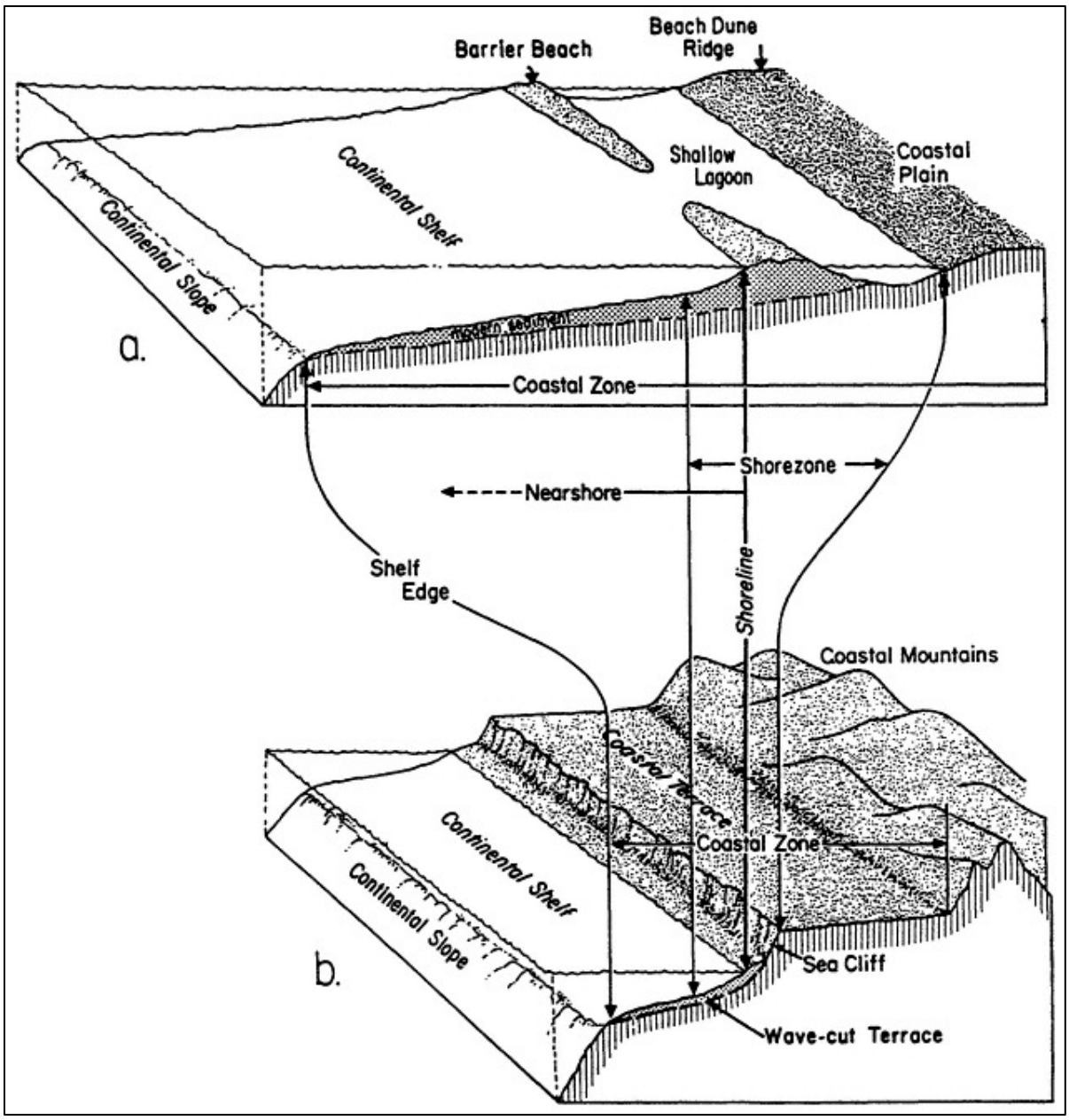


Figure I - 23. Croquis de définition pour la nomenclature des zones côtières. Le type de côte est lié à sa position relative sur les plaques tectoniques ; (a) Les plaines côtières à plateau large et (b) les côtes montagneuses à plateforme étroite sont caractéristiques de la côte est (bord de fuite) et de la côte ouest (bord de collision) des Amériques, respectivement. (Inman and Brush, 1973)

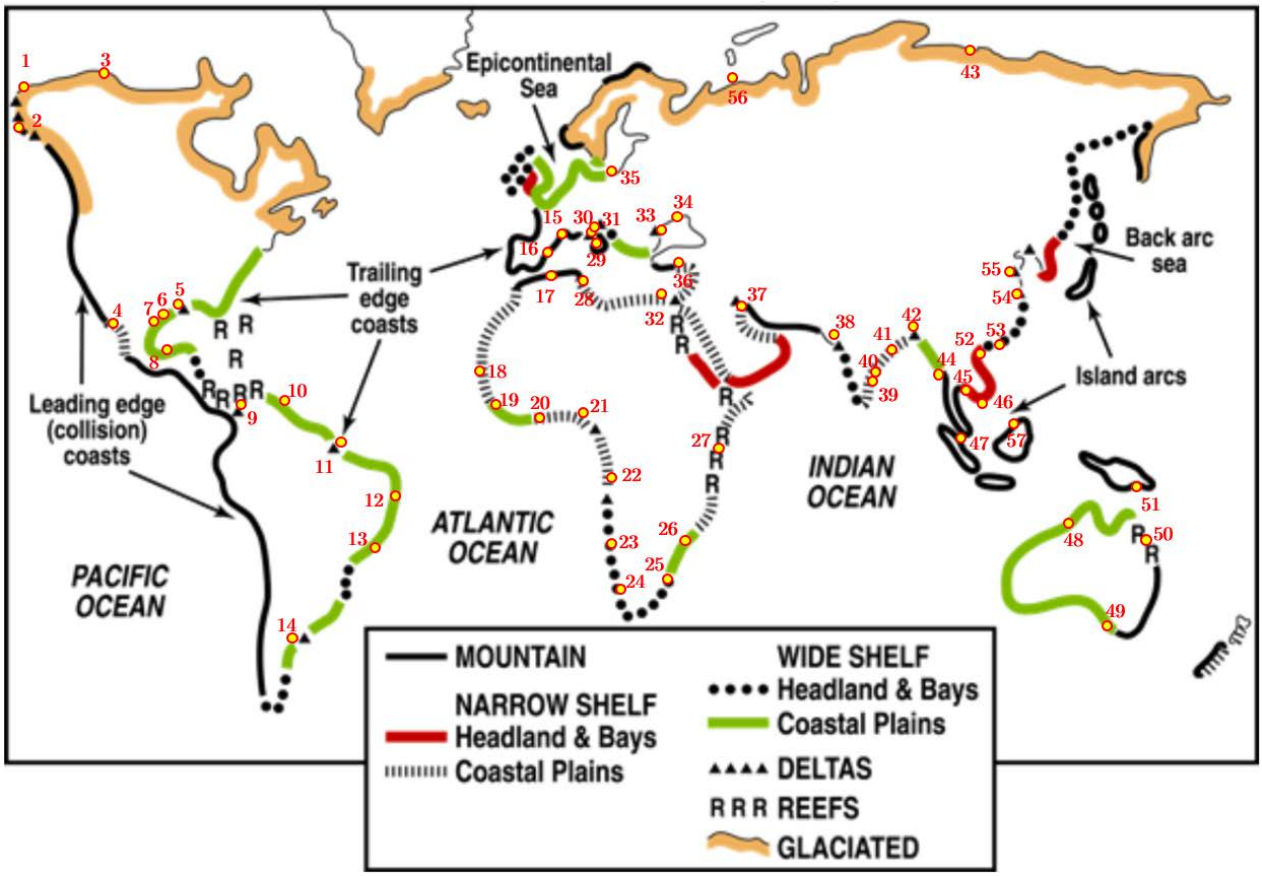


Figure I - 24. Classification tectonique des littoraux du monde, basée sur les travaux de Inman et Nordstrom (1971), avec la localisation des deltas (1) du Colville, (2) du Yukon, (3) du Mackenzie, (4) du Colorado (Mx), (5) du Mississippi, (6) du Brazos, (7) du Colorado (Tx), (8) de la Grijalva, (9) de la Magdalena, (10) de l'Orénoque, (11) de l'Amazone, (12) du Sao Francisco, (13) du Paraíba do Sul, (14) du Paraná, (15) du Rhône, (16) de l'Ebre, (17) de la Moulouya, (18) du Sénégal, (19) du Moa, (20) de la Volta, (21) du Niger, (22) du Congo, (23) du Cunene, (24) de l'Orange, (25) du Limpopo, (26) du Zambèze, (27) du Tana, (28) de la Medjerda, (29) de l'Ombrone, (30) de l'Arno, (31) du Pô, (32) du Nil, (33) du Danube, (34) du Dniepr, (35) de la Vistule, (36) du Ceyhan-Seyhan, (37) du Shatt el Arab, (38) de l'Indus, (39) du Godavari, (40) du Krishna, (41) du Mahanadi, (42) du Gange-Brahmapoutre, (43) de la Léna, (44) de l'Ayeyarwady, (45) du Chao Phraya, (46) du Mékong, (47) du Klang, (48) de l'Ord, (49) du Murray, (50) du Burdekin, (51) du Fly, (52) du Fleuve Rouge, (53) du Pearl, (54) du Chang Jiang, (55) du Fleuve Jaune et (56) de la Petchora.

3. Contexte climatique et hydrologique

Etant donnée la distribution dispersée des deltas sur les différents continents, les climats qui les influencent sont très variés et soumis à différentes rythmicités, extrêmes, et spécificités. En découlent certaines caractéristiques hydro-sédimentaires et morphologiques propres aux deltas de mêmes régions climatiques.

3.1. Climat

Le climat influence de manière considérable l'évolution d'un delta, à l'image de l'ensemble des milieux littoraux, par son effet sur le débit et sur le niveau d'eau des cours d'eaux et des zones humides, ainsi que son influence sur les infiltrations et remplissages des nappes phréatiques. Le climat a également une emprise sur le fonctionnement deltaïque, notamment par son rôle dans les épisodes de sécheresse et d'inondation à travers la modulation des précipitations, des températures, et des vents. Il est également moteur indirect d'érosion et de transport sédimentaire et il est à l'origine des fluctuations du niveau marin (Mackay, 2007). Le climat est, sans doute possible, une clé fondamentale de la morphogénèse des deltas.

Les soixante deltas étudiés ne couvrent pas moins de onze régions climatiques différentes (Figure I - 25). D'après la classification de Köppen-Geiger (1954, 1961), les deltas du Ceyhan-Seyhan (Turquie), de l'Ebre (Espagne), de la Medjerda (Tunisie), de la Moulouya (Maroc), du Nil (Egypte), de l'Ombrone et de l'Arno (Italie), du Rhône (France) et du Murray (Australie) se développent dans un contexte de climat Méditerranéen, subhumide, caractérisé par des hivers doux, tempérés, et des étés chauds et secs, et situé sur les façades ouest des continents, entre les 35^{e} et 40^{e} parallèles. Ce type de climat est défini par une valeur de précipitation mensuelle minimale de la saison estivale de l'hémisphère concerné inférieure à 40 mm et inférieure à celle de l'été, et une précipitation mensuelle maximale de la saison hivernale de l'hémisphère concerné supérieure à 3 fois celle du minimum mensuel estival (Köppen et Geiger, 1954 ; Geiger, 1961 ; Kottek et al., 2006). Ce climat est notamment caractéristique des littoraux de la Mer Méditerranée ainsi que sur la pointe sud-ouest de l'Australie (Köppen, 1931 ; Hufty, 2001). L'humidité ambiante en contexte littoral est toujours élevée et les extrêmes thermiques sont très rares. Les pluies d'hiver proviennent d'un front polaire issu de dépressions de moyenne latitude constituant la cellule de Ferrel. La sécheresse d'été est quant à elle issue de la subsidence dynamique des hautes pressions

subtropicales, provenant de la partie nord de la cellule de Hadley pour l'hémisphère Nord, celle exposée au Sud pour le cas du delta du Murray, des hautes pressions qui progressent vers les latitudes plus élevées (Viers, 1968). Cette ambiance globale sèche n'est pas due au déficit total des précipitations mais à un nombre réduit de jours de pluies, raréfiés lors d'élévations thermiques. L'air relativement plus chaud dans ces régions conduit régulièrement à des averses, déchargements brutaux, forts, ininterrompus et durables d'eau solide ou liquide. D'autre part, la sécheresse estivale est un phénomène spécifique au climat méditerranéen et du climat tempéré des littoraux frais bretons (De Martonne, Viers, 1968) (Figure I - 25 et Tableau I - 3). L'effet de latitude est observable sur les différentes localisations des deltas étudiés inscrits dans le climat méditerranéen, comme c'est également le cas pour l'ensemble des fleuves étudiés. En effet, les plus proches de l'équateur, notamment ceux qui bordent la façade littorale sud de la Mer Méditerranée, sont aussi ceux qui possèdent une durée de sécheresse estivale plus longue. D'après la classification de Köppen (1931), le delta du Murray et le bassin versant associé sont inscrits dans un climat tempéré méditerranéen chaud avec des étés secs et une température moyenne du mois le plus chaud inférieure ou égale à 22°C et celles des quatre mois les plus chauds supérieures à 10°C. En comparaison, les deltas en bordure de la Mer Méditerranée ont une température moyenne du mois le plus chaud supérieure à 22°C (Hufty, 2001 ; Peel et al., 2007).

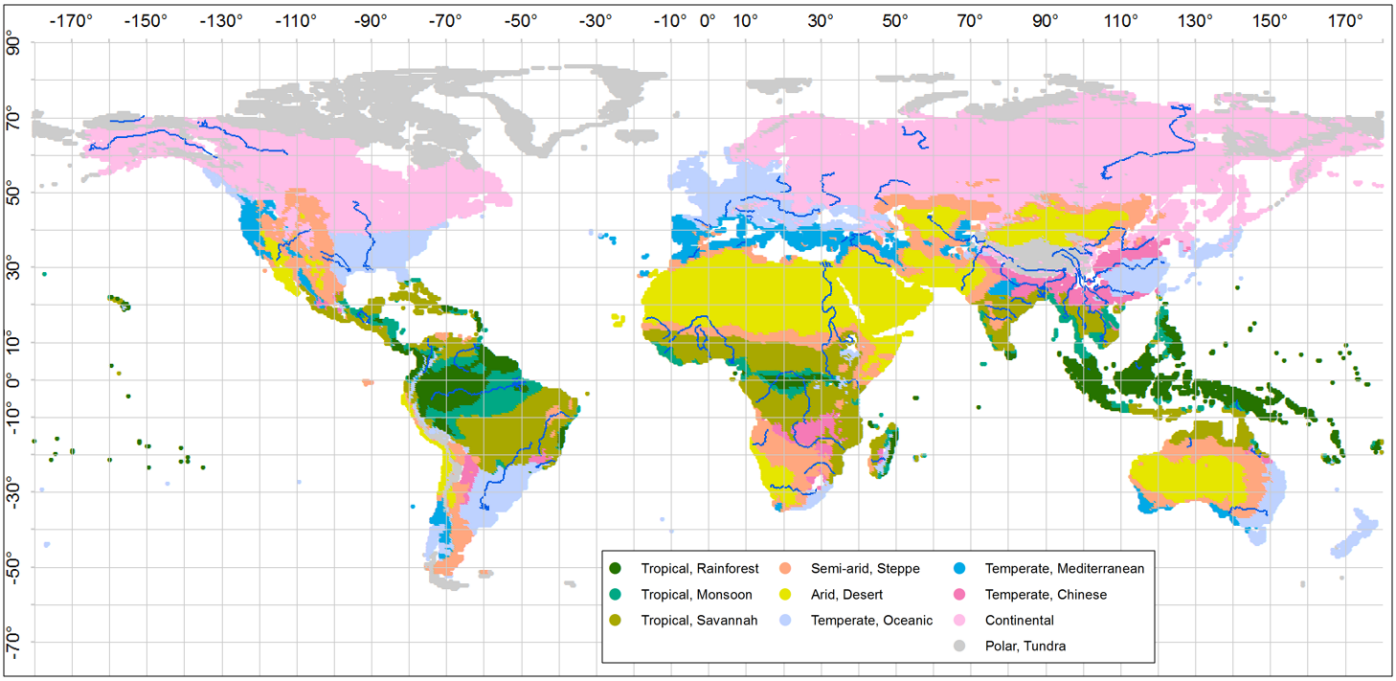


Figure I - 25. Classification mondiale des différentes régions climatiques (Köppen-Geiger).

<table>
<tr><th colspan="5">Climat tempéré chaud</th></tr>
<tr><td colspan="5">Température du mois le plus chaud > 10°C ;
Température du mois le plus froid > -3°C et > 18°C</td></tr>
<tr><th colspan="2">Climat Méditerranéen avec été sec</th><th colspan="2">Climat océanique sans saison sèche</th><th>Climat chinois avec hiver sec</th></tr>
<tr><td colspan="2">Précipitations du mois d'été le plus sec < Précipitations du mois d'hiver le plus sec ;
Précipitations du mois d'été le plus sec < 40 mm et < (mois le plus humide) /3</td><td colspan="2">Précipitations du mois d'été le plus sec ≈ Précipitations du mois d'hiver le plus sec ;
Précipitations du mois d'été le plus sec ≥ 40 mm et ≥ (mois le plus humide) /4 ;
Précipitations du mois d'hiver le plus sec ≥ (Précipitations du mois d'été le plus sec) /10)</td><td>Précipitations du mois d'été le plus sec > Précipitations du mois d'hiver le plus sec ;
Précipitations du mois d'hiver le plus sec < (Précipitations du mois d'été le plus sec) /10)</td></tr>
<tr><th>Eté chaud</th><th>Eté tempéré</th><th>Eté chaud</th><th>Eté tempéré</th><th>Eté chaud</th></tr>
<tr><td>Température du mois le plus chaud ≥ 22°C</td><td>Température du mois le plus chaud < 22°C ;
Plus de 4 mois dans l'année avec température moyenne ≥ 10°C</td><td>Température du mois le plus chaud ≥ 22°C</td><td>Température du mois le plus chaud < 22°C et plus de 4 mois dans l'année avec température moyenne ≥ 10°C</td><td>Température du mois le plus chaud ≥ 22°C</td></tr>
<tr><td>Arno, Ceyhan, Ebre, Medjerda, Moulouya, Ombrone, Rhône</td><td>Murray</td><td>Burdekin, Colorado (Texas), Danube, Mississippi, Parana, Pearl, Pô, Chang Jiang</td><td>Vistule</td><td>Gange-Brahmapoutre, Paraiba del Sol</td></tr>
</table>

Tableau I - 3. Tableau synthétique des caractéristiques du climat tempéré chaud et deltas associés à chaque sous-groupe.

Les systèmes fluviaux du Brazos et du Colorado (Texas, USA), du Mississippi (Louisiane, USA), du Pô (Italie), du Burdekin (Queensland, Australie), du Danube (Roumanie et Ukraine), du Paraná (Argentine et Brésil), de la Vistule (Pologne), du Pearl et du Chang Jiang (Chine) sont situés dans un contexte climatique tempéré chaud, fortement humide, sans saison sèche, caractéristique du climat océanique. Tous possèdent un été chaud, avec une température moyenne

du mois le plus chaud supérieure à 22°C, sauf celui de la Vistule qui est considéré tempéré, avec des températures moyennes maximales inférieures ou égales à 22°C et des températures moyennes mensuelles supérieures à 10°C pour au moins 4 mois de l'année (Köppen, 1931 ; Köppen et Geiger, 1954 ; Kottek et al., 2006 ; Peel et al., 2007 ; Rubel et Kottek, 2010 ; Rubel et al., 2017) (Figure I - 25 et Tableau I - 3).

Les deltas et bassins versants de l'Amazone (Brésil), du Baram (Brunei et Malaisie), du Fly (Nouvelle-Guinée), du Grijalva (Mexique), du Klang (Malaisie), du Moa (Sierra Leone), du Niger (Nigeria), de l'Orénoque (Venezuela et Colombie) et de l'Ayeyarwady (Birmanie) sont régis par un climat tropical de mousson, avec pour ce dernier, comme pour le Niger, la traversée d'un contexte climatique de savane avec un hiver sec. Lorsque quelques mois ont des précipitations moyennes mensuelles inférieures à 60 mm et quand la précipitation moyenne du mois le plus sec est supérieure au résultat [100 – (Précipitation moyenne annuelle / 25)], la région concernée est soumise à un régime de mousson (Geiger, 1961 ; Kottek et al., 2006) (Figure I - 25). Il se différencie du climat de savane par un résultat de cette formule supérieur à la valeur moyenne des précipitations du mois le plus sec. Ceux du Sao Francisco (Brésil), du Tana (Kenya), du Chao Phraya (Thaïlande), du Godavari, du Krishna, du Mahānadī (Inde), de la Magdalena (Colombie), du fleuve Rouge (Vietnam, Chine), de la Volta (Ghana, Burkina Faso), du Congo (République Démocratique du Congo), du Zambèze (Mozambique, Zambie et Angola), du Mékong (Vietnam, Cambodge, Thaïlande, Laos, Birmanie et Chine), du Limpopo (Mozambique, Afrique du Sud, Zimbabwe et Botswana), du Gange-Brahmapoutre (Bengladesh, Inde, Népal et Chine) et du Paraíba del Sol (Brésil), évoluent également dans un climat de savane équatoriale (Figure I - 25). Les deux premiers espaces cités présentent un contexte estival sec, avec notamment une précipitation moyenne du mois le plus sec, survenant donc en été, inférieure à 60 mm, en comparaison aux autres qui connaissent au contraire un hiver sec dont la précipitation moyenne du mois le plus sec est inférieure à 60 mm (Geiger, 1961 ; Kottek et al., 2006). Le Mékong, le Gange-Brahmapoutre, le Krishna, le Godavari et le Mahānadī sont aussi largement inscrits dans une région climatique tropicale de mousson indienne et d'Asie du Sud-Est. Le delta du Mékong doit cette particularité à l'étendue latitudinale fluviale importante, traversant six pays, dont sa moitié avale, développée vers le Sud, parcourt la région Tropicale Nord jusqu'à passer au Sud de l'Equateur. Le Limpopo est quant à lui également soumis au climat de steppe sec et chaud, où la température moyenne annuelle est supérieure à 18°C. Pour finir, le Gange-Brahmapoutre et le

Paraíba del Sol sont aussi inscrits dans un contexte de climat tempéré chaud, avec des hivers secs et une température moyenne du mois le plus chaud supérieure à 22°C (Köppen, 1931 ; Köppen et Geiger, 1954 ; Kettek et al., 2006 ; Peel et al., 2007 ; Rubel et Kottek, 2010 ; Rubel et al., 2017) (Tableau I - 4).

<table>
<tr><th colspan="4">Climat tropical</th></tr>
<tr><td colspan="4">Température du mois le plus froid > 18°C ;
Précipitations du mois le plus sec < 60 mm</td></tr>
<tr><th>Climat de forêt tropicale</th><th>Climat de mousson</th><th colspan="2">Climat de savanne</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Précipitations du mois le plus sec ≥ 60 mm</td><td rowspan="2">Précipitations du mois le plus sec > [100 - (Précipitations moyenne annuelle /25)]</td><th>Eté sec</th><th>Hiver sec</th></tr>
<tr><td>Précipitations du mois le plus sec < (Mois le plus humide) /3</td><td>Précipitations du mois le plus sec < [100 - (Précipitations moyenne annuelle /25)]</td></tr>
<tr><td>Amazone, Orénoque, Congo</td><td>Amazone, Baram, Fly, Grijalva, Klang, Moa, Niger, Orénoque, Ayeyarwady, Mékong, Gange-Brahmapoutre, Krishna, Godavari, Mahanadi</td><td>Sao Francisco, Tana</td><td>Chao Phraya, Godavari, Krishna, Magdalena, Mahanadi, Fleuve Rouge, Volta, Zaïre, Zambèze, Mékong, Limpopo, Gange-Brahampoutre, Paraïba del Sol, Ayeyarwady</td></tr>
</table>

Tableau I - 4. Tableau synthétique des caractéristiques du climat tropical et deltas associés à chaque sous-groupe.

Les deltas et les bassins de drainage du Dniepr (Ukraine), du Mackenzie, du Colville et du Yukon (Canada), de la Petchora et de la Léna (Russie) s'inscrivent dans un contexte climatique continental froid, sans saison sèche. Les fleuves cités du Canada ainsi que la Petchora sont régis par des été courts et frais, avec une température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 22°C, des températures moyennes supérieures à 10°C pour une durée inférieure à 4 mois et une température globale du mois le plus froid supérieure à -38°C. Le bassin versant du Colville traverse également une région climatique de toundra subpolaire, caractérisée par une température moyenne du mois le plus chaud comprise entre 0°C et 10°C. L'été du bassin versant du Dniepr est tempéré chaud, avec une température moyenne mensuelle supérieure ou égale à 10°C pour au moins 4 mois

de l'année. Quant à celui de la Léna, son climat est constitué d'un hiver très froid, avec une température moyenne du mois le plus froid inférieure à -38°C (Köppen, 1931 ; Köppen et Geiger, 1954 ; Kettek et al., 2006 ; Peel et al., 2007 ; Rubel et Kottek, 2010 ; Rubel et al., 2017) (Figure I - 25). Le delta du Fleuve Jaune et son bassin versant sont également situés dans une région de climat continental froid mais avec une saisonnalité caractérisée par un hiver sec et un été plus chaud, où la température moyenne du mois le plus chaud dépasse 22°C (Tableau I - 5).

<table>
<tr><th colspan="5">Climat continental froid</th></tr>
<tr><td colspan="5">Température du mois le plus chaud > 10°C ;
Température du mois le plus froid ≤ -3°C</td></tr>
<tr><th colspan="4">Sans saison sèche</th><th>avec hiver sec</th></tr>
<tr><td colspan="4">Précipitations du mois le plus sec en été > 40mm et > (Précipitations du mois d'hiver le plus humide) /3 ;
Précipitations du mois le plus sec d'hiver > (Précipitations du plus le plus humide d'été) /10</td><td>Précipitations du mois d'hiver le plus sec < (Précipitations d'hiver du mois le plus humide) /10</td></tr>
<tr><th>Eté chaud</th><th>Eté tempéré</th><th>Eté court et frais</th><th>Hiver très froid</th><th>Eté chaud</th></tr>
<tr><td>Température du mois le plus chaud ≥ 22°C</td><td>Température du mois le plus chaud < 22°C ;
Plus de 4 mois dans l'année avec température moyenne ≥ 10°C</td><td>Température du mois le plus chaud < 22°C ;
Moins de 4 mois dans l'année avec température moyenne ≥ 10°C ;
Température du mois le plus froid > 38°C</td><td>Température du mois le plus chaud < 22°C ;
Moins de 4 mois dans l'année avec température moyenne ≥ 10°C ;
Température du mois le plus froid < 38°C</td><td>Température du mois le plus chaud ≥ 22°C</td></tr>
<tr><td>Mississippi, Volta</td><td>Dniepr</td><td>Mackenzie, Petchora, Yukon, Colville (avec climat polaire de toundra*)</td><td>Léna, Mékong, Chang Jiang</td><td>Fleuve Jaune</td></tr>
<tr><td colspan="5">* Climat polaire de toundra : Température du mois le plus chaud < 10°C et ≥ 0°C</td></tr>
</table>

Tableau I - 5. Tableau synthétique des caractéristiques du climat continental froid et deltas associés à chaque sous-groupe.

Les bassins de drainages du Mangoky (Madagascar), de l'Ord (Australie) et de la Volga (Russie) sont caractérisés par un climat de steppe, semi-aride et sec, pour lequel les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 5 et 10 fois la valeur du seuil de sécheresse (Figure I -

25). Les deux premiers sont inscrits dans un contexte chaud, avec une température moyenne annuelle supérieure à 18°C, et la Volga parcourt quant à elle une région plus froide, où la température moyenne annuelle est au contraire inférieure à 18°C (Köppen, 1931 ; Köppen et Geiger, 1954 ; Kettek et al., 2006 ; Peel et al., 2007 ; Rubel et Kottek, 2010 ; Rubel et al., 2017).

Les huit derniers deltas, ceux du Colorado (Mexique, Californie, Arizona, Utah et Colorado, USA), de l'Indus (Pakistan, Inde et Chine), du Nil (Egypte, Soudan, Ethiopie et Ouganda), de l'Orange (Namibie, Afrique du Sud et Lesotho), du Sénégal (Sénégal, Mali, Guinée), du Shatt el Arab (Iran et Irak), du Cunene (Angola) et de l'Amou-Daria (Ouzbékistan, Turkménistan, Afghanistan et Tadjikistan) sont associés à des bassins qui possèdent tous un climat désertique, sec et chaud, avec une valeur moyenne annuelle de précipitations inférieure ou égale à 5 fois la valeur du seuil de sécheresse, sauf l'Amou-Daria qui évolue dans un contexte froid, avec une température moyenne annuelle inférieure à 18°C (Köppen, 1931 ; Köppen et Geiger, 1954 ; Kettek et al., 2006 ; Peel et al., 2007 ; Rubel et Kottek, 2010 ; Rubel et al., 2017) (Figure I - 25 et Tableau I - 6).

<table>
<tr><th colspan="4">Climat semi-aride à aride</th></tr>
<tr><td colspan="4">Précipitations moyenne annuelle < (10 x Précipitations du seuil de sécheresse*)</td></tr>
<tr><th colspan="2">Climat de steppe, semi-aride</th><th colspan="2">Climat désertique</th></tr>
<tr><td colspan="2">Précipitations moyenne annuelle ≥ (5 x Précipitations du seuil de sécheresse*)</td><td colspan="2">Précipitations moyenne annuelle < (5 x Précipitations du seuil de sécheresse*)</td></tr>
<tr><th>Chaud</th><th>Froid</th><th>Chaud</th><th>Froid</th></tr>
<tr><td>Température moyenne annuelle ≥ 18°C</td><td>Température moyenne annuelle < 18°C</td><td>Température moyenne annuelle ≥ 18°C</td><td>Température moyenne annuelle < 18°C</td></tr>
<tr><td>Mangoky, Ord, Limpopo</td><td>Volga, Murray</td><td>Colorado (Mexique), Indus, Nil, Orange, Sénégal, Shatt el Arab, Cunene</td><td>Amou-Daria</td></tr>
<tr><td colspan="4">*Précipitations au seuil de sécheresse si 70% des précipitations annuelles surviennent en été = 2 x Précipitations moyennes annuelles ;
Précipitations au seuil de sécheresse si 70% des précipitations annuelles surviennent en hiver = (2 x Précipitations moyennes annuelles) + 29 ;
Précipitations au seuil de sécheresse s'il n'y a pas contraste saisonnier clair = (2 x Précipitations moyennes annuelles) + 14.</td></tr>
</table>

Tableau I - 6. Tableau synthétique des caractéristiques du climat semi-aride à aride et deltas associés à chaque sous-groupe.

Après le contexte tectonique, le climat est l'élément fondamental de la formation et l'évolution deltaïque, quel que soit le continent. Il gouverne le cycle de l'eau, qui contrôle la mise en place et l'évolution de réseau hydrographique, qui, à son tour, régit la naissance et la vie des deltas. Le fonctionnement de ces deltas peut ainsi être partiellement déduit du contexte climatique dans lequel ils évoluent.

3.2. Caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires

Les caractéristiques climatiques des deltas et leurs bassins versants permettent d'identifier les saisonnalités et capacités des régimes hydrologiques, notamment agents de transport et de dépôt solide à l'origine du façonnement deltaïque.

3.2.1. Contexte hydro-sédimentaire des deltas

Connaître le contexte climatique d'un delta et son fleuve apporte notamment une précieuse indication sur les caractéristiques du matériel sédimentaire hypothétiquement érodé et transporté jusqu'à l'embouchure, qui ne sont malheureusement pas documentées pour l'ensemble des sites étudiés. Ainsi, dans les régions chaudes, des études ont montré que les alluvions des cours d'eau intertropicaux, inscrits dans un contexte de mousson, sont pauvres en matériel détritique grossier, de type galets, présent seulement de façon éparse, indiquent une occurrence de crue exceptionnelle. L'hydrologie des régions de mousson suit les pulsations saisonnières des précipitations. Durant environ 4 mois, la zone reçoit l'essentiel des précipitations annuelles. L'apport sédimentaire aux embouchures y est donc rythmé par les variations de débits induites. Les sédiments sont essentiellement fins. Une fraction est constituée de sables surtout fins, principalement du quartz, disponibles en grande quantité lorsque le fleuve traverse des terrains granitiques. Ils se composent également d'argiles produites à partir de l'altération des autres minéraux. Les limons sont plus rares, produits par remaniement ou par actions mécaniques exceptionnelles comme la production de farine de roche lors de frottements de la roche sous-jacente par le passage de glaciers. Un tri quasi-inexistant est observable dans les régions chaudes, particulièrement en présence de forêts, par l'effet de peigne de la végétation des plaines inondables (Tricart et Cailleux, 1965). En contexte de savane, le niveau d'eau fluvial varie fortement, inondant lors de crues une vaste plaine. Les sédiments sableux se déposent principalement sur les berges et les argiles se dispersent sur la plaine deltaïque et sur le delta subaquatique. A l'embouchure fluviale, en région chaude, le littoral bas s'étend plus largement que sur d'autres latitudes, exception faite des régions périglaciaires.

Les fleuves des régions climatiques chaudes ne sont naturellement pas sujets à une érosion régressive, même pour quelques-uns des plus grands, tels que l'Amazone, le Gange, le Mékong, l'Ayeyarwady. Leur cheminement dans des régions à forte subsidence encourage une large accumulation qui construit de vastes plaines alluviales (Tricart et Cailleux, 1965).

En milieu périglaciaire, avec un contexte climatique continental froid, les écoulements fluviaux qui prennent notamment leur source dans des montagnes glaciaires ne se déclenchent que lors du dégel printanier, souvent sur une très courte durée, de 4 à 6 mois de l'année. Cet écoulement intermittent et concentré par la fonte des neiges et un maximum des pluies estivales est généralement défini par un régime torrentiel, même si le relief du bassin de drainage n'est pas très

élevé. Cet énergie est responsable des embâcles, lorsque la sortie est encore bouchée par le gel, et de débâcle, au moment où les glaces flottées sont brutalement libérées et emportées par le réchauffement et la fonte printanière, connus notamment sur les fleuves Yukon, Mackenzie ou encore Léna (Tricart et Cailleux, 1965). Le fonctionnement de l'écoulement fluviatile est très différent de celui des fleuves en régions tempérées et intertropicales, du fait de la gouvernance principale par le phénomène de bouchon hivernal conduisant à une déficience de drainage, tandis que c'est le modelé des versants qui régit l'écoulement permanent et le transport sédimentaire dans les régions méridionales plus chaudes, voire plus arides.

En région tempérée, deux types de régime hydrologique se distinguent. Les fleuves traversant une zone de climat méditerranéen, tels que le Rhône, le Moulouya, l'Ebre ou encore le Murray, sont rythmés par un écoulement saisonnier, favorisé en période automnale et hivernale. Les mois d'été, au contraire secs, ont un débit d'étiage, globalement réduit, pendant les mois de juillet à septembre en hémisphère Nord. Les fleuves évoluant dans un climat océanique, par exemple le Danube, le Chang Jiang, le Mississippi, sont au contraire principalement actifs durant les mois d'été de l'hémisphère concerné.

Les soixante deltas étudiés sont édifiés par des fleuves dont le débit moyen annuel varie de 17 m^3/s pour le Klang à 198 x 10^3 m^3/s pour l'Amazone. Ces fleuves transportent tous une charge sédimentaire d'un volume allant de 2,28 kg/s pour le Colorado (Mexique) jusqu'à 35,56 x 10^3 kg/s pour le Gange-Brahmapoutre. Cette caractéristique est fortement dépendante du contexte climatique du bassin de drainage et de l'érodabilité des sols de celui-ci. L'hydrologie du delta dépend fortement des caractéristiques amont mais son développement dépend également des aspects de construction de la plaine d'inondation. En retour, l'hydrologie est un agent de structuration deltaïque dans son développement mais aussi dans son modelage.

3.2.2. Aspects morphologiques globaux de la partie subaérienne des deltas

Les fleuves ont façonné un réseau hydrographique varié et variable sur la plaine deltaïque, avec pour vingt d'entre eux une embouchure unique et pour quelques autres de nombreuses connections à mer, pour certains, comme le Gange-Brahmapoutre et la Volga, de l'ordre de la centaine d'exutoires, dont certains abandonnés.

L'hydrologie du delta dépend fortement des caractéristiques amont mais son développement dépend également des aspects de construction de la plaine d'inondation. Les fleuves ont façonné des plaines deltaïques dont la pente, très faible, varie de 0,0001 à 0,015 m/m et conforte l'accumulation sédimentaire dans cet espace où l'énergie fluviale devient quasi-nulle.

La morphologie subaérienne des soixante deltas diffère fortement. Les deltas du Sao Francisco, du Pô, du Nil, de l'Ombrone, du Rhône, de la Volta, du Godavari sont des exemples caractéristiques de deltas au lobe plus ou moins arqué et convexe, avec une à deux embouchures (Figure I - 26). Les deltas de la Vistule, de l'Arno, du Baram ou encore de la Magdalena sont composés de lobes cuspides, au littoral concave de part et d'autre de l'embouchure (Figure I - 27). Certains autres, tels que ceux du Murray, du Cunene, de l'Orange, de la Moulouya, du Colorado (Texas) et du Sénégal ont développé un linéaire côtier rectiligne, avec une très faible saillie développée sur la mer, et pour certains la présence de flèches littorales fortement développées (Figure I - 28).

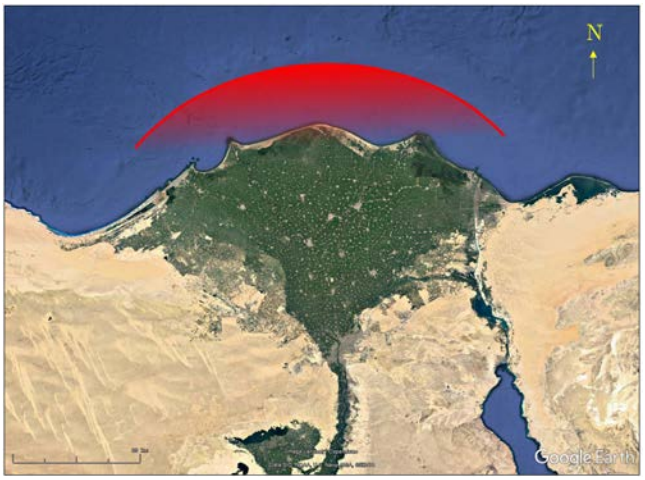


Figure I - 26. Lobe deltaïque arqué : exemple du delta du Nil (Image Google Earth)

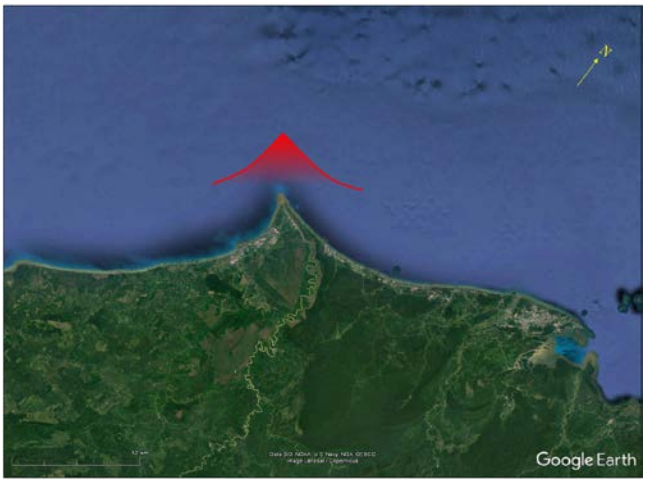


Figure I - 27. Lobe deltaïque cuspide : exemple du delta du Baram (Image Google Earth).

Figure I - 28. Lobe deltaïque linéaire : exemple du delta du Sénégal (Image Google Earth).

Des deltas tels que ceux du Mississippi, du Fleuve Jaune et du Krishna sont caractérisés par des embouchures allongées, de manière digitée, aussi qualifiées de forme « en pattes d'oie » (Figure I - 29).

Figure I - 29. Lobe deltaïque en patte d'oie ou digité : exemple du delta du Mississippi (Image Google Earth).

Les deltas du Chao Phraya, du Colorado (Mexique), de l'Amou-Daria, du Paraná, de la Petchora et du Dniepr sont caractérisés par des levées d'embouchures multiples, protégées par des îles-barrières et abritées par l'enclavement en baie. Il s'agit d'un type particulier appelés aussi « *bayhead deltas* » (Figure I - 30), bien que ce terme puisse s'appliquer aussi à beaucoup d'autres deltas, notamment en Méditerranée, ayant commencé comme des bayhead deltas (Anthony et al., 2014). Le delta de l'Ayeyarwady est considéré en phase de transition, sur un stade terminal de l'état en *bayhead* du fait de la position actuelle de son littoral en saillie, atteignant l'Océan Indien. Des deltas tels que ceux du Gange-Brahmapoutre, de la Volga, de la Léna, du Colville, du Mackenzie sont caractérisés par un cône d'accumulation plus ou moins en éventail, avec une saillie fractionnée en plusieurs dizaines de sorties fluviales jalonnant la côte (Figure I - 31). Les deltas du Fly, du Klang, du Congo, de l'Ord et du Pearl et du Chang Jiang sont plutôt définis comme des estuaires classiques, avec une ouverture côtière semblable à une incision transgressive accompagnée de barres tidales à l'embouchure (Figure I - 32).

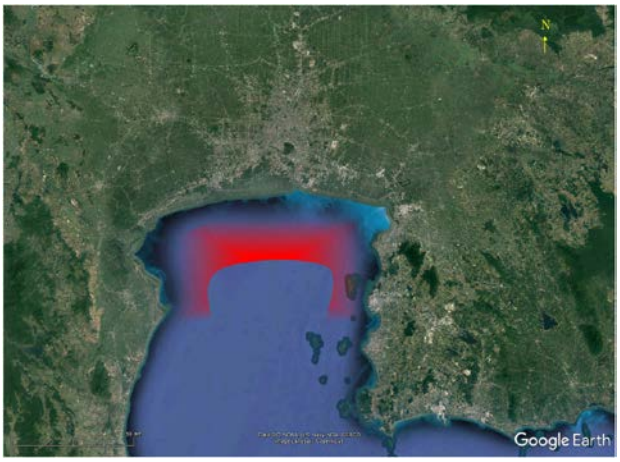


Figure I - 30. Lobe deltaïque de baie (bayhead delta) : exemple du delta du Chao Phraya (Image Google Earth).

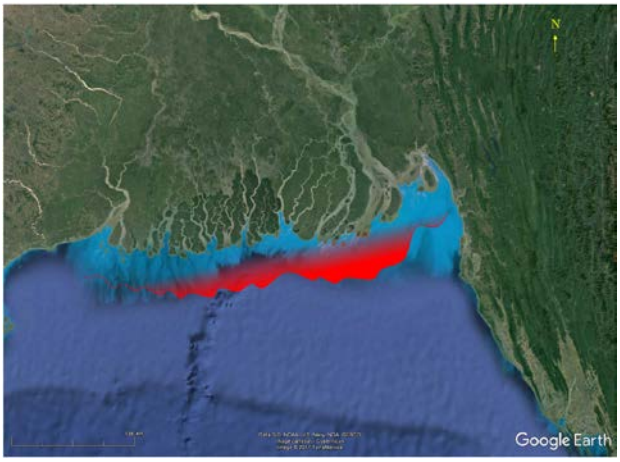


Figure I - 31. Lobe deltaïque à embouchures multiples en éventail : exemple du delta du Gange-Brahmapoutre (Image Google Earth).

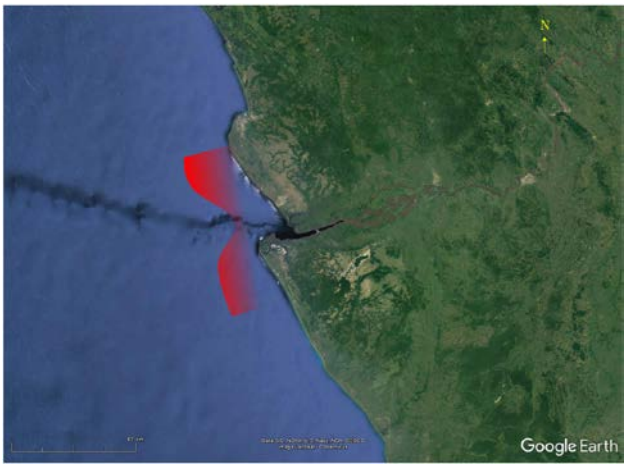


Figure I - 32. Lobe deltaïque estuarien : exemple du delta du Zaïre (Image Google Earth).

4. Sensibilité des deltas

Par leur forte mobilité et la gouvernance emboîtée de nombreux processus physiques et paramètres morpho-sédimentaires, les deltas étudiés sont extrêmement sensibles aux déséquilibres internes et externes. Les aléas hydrologiques et météo-marins sont caractéristiques des plaines deltaïques, ce qui expose d'autant plus les populations, surtout les plus pauvres, lorsque ces aléas sont accentués par des instabilités.

4.1. De fortes variabilités spatiotemporelles

Les soixante deltas sont malléables, mobiles, accommodables, fragiles et avec une espérance de vie bornée par de nombreux facteurs morphologiques, sédimentaires et physiques limitants.

4.1.1. Un littoral constamment en mouvement

L'apport sédimentaire fluvial est le carburant du mouvement, tandis que les forçages marins sont les moteurs des remaniements deltaïques côtiers. Le dépôt littoral, sur la plaine deltaïque et sur la partie subaquatique du delta, est assuré par le fleuve. Ces accumulations sont remaniées longitudinalement et perpendiculairement à la côte par la marée, les houles, les courants, le vent. Ces mouvements et transports forment périodiquement des formes littorales mobiles, telles que les bancs de vases observés en avant-côte du delta du Mékong et le long du littoral sud-américain sous influence amazonienne, les flèches littorales visibles sur les deltas du Pô, de l'Ebre, du Rhône et du Sénégal, des protubérances mineures telles que la pointe à l'Ouest de l'embouchure du Rhône, des iles-barrières telles qu'en avant-côte du Mississippi, des bancs tidaux notamment au niveau de

estuaire du Fly, des barres d'embouchure et des cordons littoraux avec dunes sur les deltas sableux et sablo-vaseux de l'étude. Ces formes évoluent, se développent, s'accolent et se fixent au littoral du delta pour contribuer à sa construction ou, au contraire, à son démantèlement.

La plupart de ces formes font partie de cellules de dérive littorale, à l'image des cellules du delta du Rhône (Sabatier et al., 2006), permettant le transit sédimentaire, le bloquant, et organisant théoriquement la côte en compartiments d'érosion qui alimentent les secteurs voisins en accumulation, suivant la direction principale du courant de dérive littorale induit par les houles incidentes obliques et la pente bathymétrique proche-côtière.

Les deltas peuvent évoluer particulièrement vite. Pour exemple, la plaine deltaïque du Chang Jiang a progressé de près de 670 km² entre 1974 et 2010 (Chu et al., 2013). Celle du Fleuve Jaune se développe sur 230 km² entre 1977 et 2000 (Chu et al., 2006). Pour d'autres, la tendance est inverse sur des secteurs, ou sur le littoral deltaïque entier, comme par exemple le delta du Mékong qui perd, sur plusieurs kilomètres de son linéaire côtier, près de 50 m/an (Anthony et al., 2015).

Les pulsations deltaïques intra-annuelles sont régies à la fois par les variations saisonnières du débit et par extension de l'apport sédimentaire, mais également par des tempêtes, dans un contexte souvent saisonnier, et particulièrement marquées sur le pourtour méditerranéen, où elles suivent globalement le rythme hydrologique fluvial. La fréquence et l'intensité des tempêtes sont préférentiellement plus élevées durant la période hivernale dans cette région. Quant aux régions tropicales et subtropicales, la saison des cyclones et les occurrences de vents associées contrôle les principaux événements marins de haute énergie.

Ces variabilités dépendent principalement des équilibres morphodynamiques et sédimentaires du système deltaïque, sensibles aux contraintes externes au fonctionnement naturel.

4.1.2. Equilibre dynamique et déséquilibre

Le fonctionnement emboîté du système deltaïque, dans un contexte dynamique changeant, contraint le littoral à des réponses d'adaptation rapides, une souplesse élastique et une autorégulation très souvent dans l'urgence.

4.1.2.1. Boucle de rétroaction

En général, l'apport sédimentaire doit être suffisant pour assurer la progradation des deltas. Lorsque c'est le cas, on assiste à un développement du lobe d'embouchure vers le large comme c'est notamment le cas actuellement pour le delta du Chang Jiang. Cette progradation induit un allongement du cours d'eau et parallèlement une diminution relative de la pente. Cet aplanissement du lit du fleuve entraîne une baisse de compétence fluviale car l'énergie fluviatile est étroitement fonction de la pente. Deux possibilités d'évolution apparaissent alors à l'issu de ce processus. La première survient lorsque l'énergie de la houle est suffisante pour éroder le lobe d'embouchure ainsi exposé à ce forçage marin. A partir d'un seuil d'exposition, d'avancée côtière, la houle devient l'acteur principal de l'évolution côtière en redistribuant les sédiments de part et d'autre et en favorisant la rétrogradation du delta. L'érosion du lobe d'embouchure réduit de fait la longueur avale du fleuve et provoque ainsi l'augmentation de la pente de son lit. La conséquence première de cette action est la réactivation de la compétence fluviale, capable à nouveau de faire prograder le delta à l'embouchure. La seconde option possible, lorsque la pente du fleuve est insuffisante pour transporter le sédiment suffisamment loin pour faire développer le delta, est envisageable en contexte de faible dynamique marine. Le fleuve parvient à terme à un seuil d'allongement critique et provoque finalement son avulsion et donc la formation d'un nouveau tracé d'embouchure. Le développement d'un nouveau lobe s'opère simultanément à l'abandon du précédent, ce qui conduit progressivement à une rétrogradation du lobe abandonné par la privation en sédiments.

4.1.2.2. Effet papillon

Il existe un équilibre naturel entre les apports fluviaux, la subsidence, l'aggradation et la progradation des plaines deltaïques. Dans le cas d'une subsidence accélérée par des contraintes externes, les apports sédimentaires compensent davantage l'affaissement, l'aggradation est maintenue autant que faire se peut. Cependant, la progradation cesse progressivement par manque d'alimentation et expose le littoral deltaïque à l'érosion côtière par l'action des houles (Evans, 2012).

Par ailleurs, les répercussions d'une baisse de l'apport sédimentaire en amont sont plus importantes. La subsidence naturelle n'est dans ce cas plus suffisamment compensée et la progradation n'est plus assurée. L'érosion littorale est alors accélérée par la non-compensation sédimentaire du remaniement côtier marin et par l'affaissement de la plaine deltaïque, entrainant

le littoral d'autant plus vite sous le niveau de la mer et ainsi une perte exacerbée de surface deltaïque côtière (Figure I - 33).

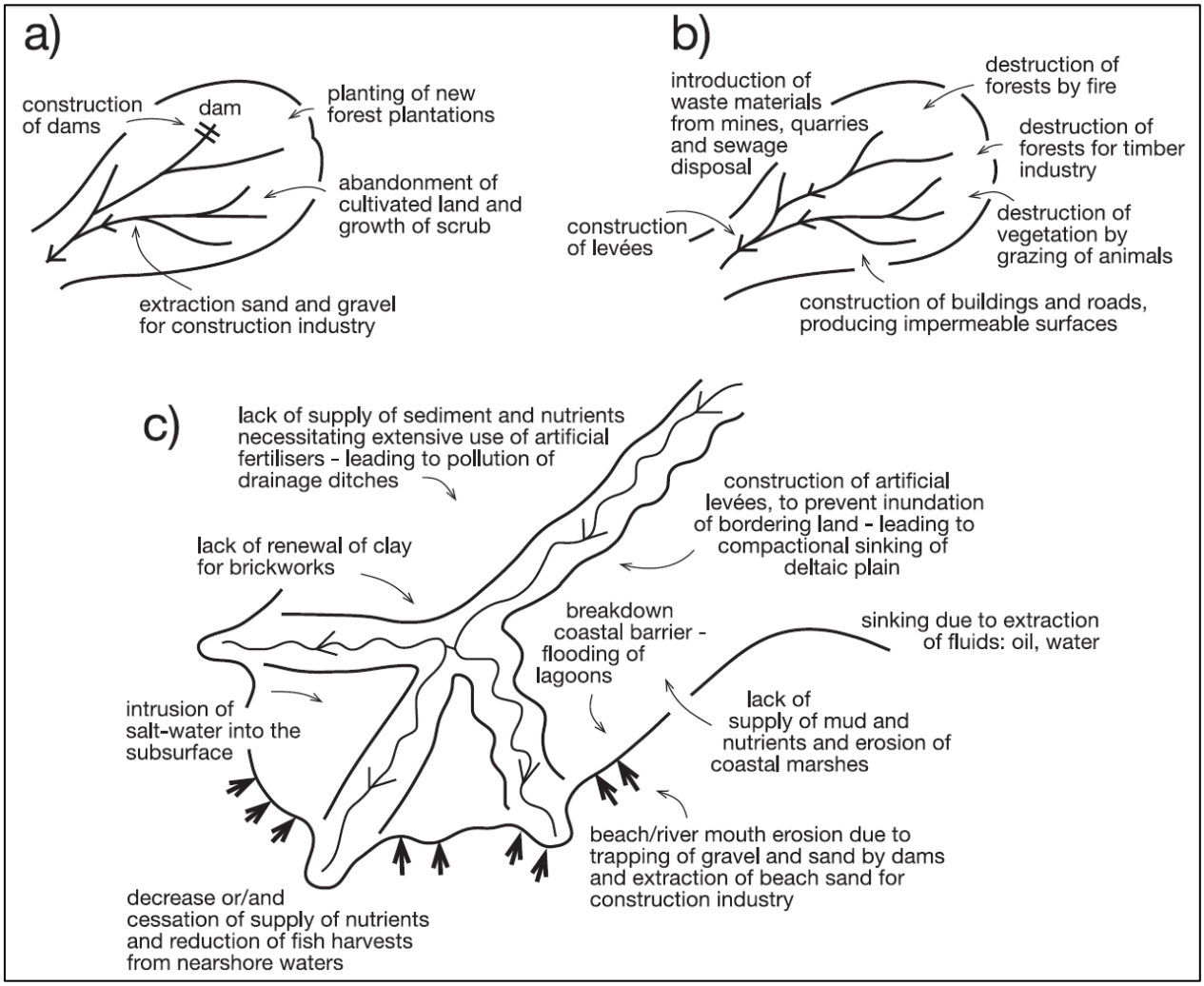


Figure I - 33. Effets anthropogéniques sur l'arrière-pays et les plaines deltaïques : (a) les diverses activités qui réduisent l'apport sédimentaire fluvial, (b) les diverses activités qui augmentent l'approvisionnement fluvial et (c) les effets des hommes sur la plaine deltaïque et les zones marines adjacentes. Evans, 2012.

4.2. Un équilibre fragile

Le caractère ductile des deltas est adapté aux fluctuations et contraintes naturelles qui leur sont appliquées. La symbiose est toutefois fragile est facilement perturbée par des déséquilibres induits par des éléments externes, directement et indirectement provoqué par la présence humaine.

4.2.1. Contraintes climatiques

Le changement climatique menace les deltas pas des modifications souvent rapides du débit liquide fluvial et par l'élévation accélérée du niveau de la mer et l'intensification globale des tempêtes (Hoyos et al., 2006 ; Min et al., 2011 ; Horton et al., 2014 ; Tao et al., 2014 ; Mei et al., 2015 ; Koop et al., 2016 ; Day et al., 2016).

Les deltas évoluent dans un contexte de climat changeant qui influe sur eux de manière presque immédiate. Un réchauffement global est noté et s'accélère. Il a notamment des répercussions indirectes sur les espaces deltaïques en termes de fluctuations du niveau marin, qui s'est élevé d'environ 3,2 mm/an de 1993 à 2010, alors qu'il n'évoluait que de 1,7 mm/an depuis 1901 (GIEC WG1, 2013). Ainsi, le taux d'élévation du niveau de la mer au cours des deux dernières décennies a été près de deux fois la moyenne du XX^{ème} siècle, dans son ensemble. Le GIEC (WG1, 2013) prévoit que le niveau de la mer augmentera entre 0,3 m et 1,0 m en 2100. D'autres modèles semi-empiriques du niveau de la mer placent la limite haute à près de 2 m d'ici 2100 (Horton et al., 2014), en prenant en compte l'hypothèse de Deconto et Pollard (2016) d'une poursuite continue des émissions de CO_2 et ainsi d'une contribution exacerbée de l'Antarctique à l'élévation du niveau de la mer, d'un mètre supplémentaire.

Les travaux de Rubel et Kottek (2010) ont montré une projection évolutive sur 100 ans, des zonalités climatiques mondiales, alarmante. Il semblerait que les zones entre les latitudes 30°N et 80°N, regroupant des régions climatiques tempérées, sèches continentales et polaires, migrent progressivement vers le Nord. Ce phénomène suggère que de nombreux deltas et leurs cours d'eau seront susceptibles de changer rapidement de régime climatique, de fait de la modification des conditions hydrologiques et météo-marines.

Les deltas des régions semi-arides et désertiques sont les plus vulnérables. La demande en eau des populations y est plus importante, et souvent en déséquilibre avec l'offre naturelle de l'espace deltaïque et son bassin versant. L'assèchement progressif envisagé par les études récentes sur les changements climatiques sont une pression supplémentaire sur la viabilité de ces deltas, dont font partie ceux du Sénégal, du Nil, du Shatt el Arab, du Cunene, ou encore de l'Indus (Day et al., 2016).

Les précipitations devraient augmenter dans les régions tropicales intérieures (GIEC, 2013). Un groupe de deltas relativement peu modifiés par l'action anthropique dans cette zone, tels que ceux de l'Amazone, l'Orénoque, le Paraná, et le Grijalva, sont susceptibles de subir une plus faible réduction de leur viabilité (Yañez-Arancibia et al., 2009, Day et al., 2016). Les systèmes de deltas latino-américains sont généralement caractérisés par un débit d'eau douce relativement élevé. En plus de ceux mentionnés ci-dessus, le Sao Francisco au Brésil fait partie des systèmes fluviaux majeurs en Amérique latine. Environ 96% des rejets totaux d'eau douce en Amérique centrale et du Sud se déversent dans l'océan Atlantique (Yañez-Arancibia et Day, 2016). Cette contribution d'eau douce est un facteur déterminant pour le maintien de la structure et la fonction des écosystèmes côtiers, en particulier à proximité de systèmes deltaïques. L'apport fluvial interagit avec les processus côtiers pour déterminer la répartition des forêts de mangroves et les systèmes d'herbe marine en Amérique latine.

Les changements climatiques récemment mis en évidence ainsi que l'élévation eustatique du niveau de la mer (Meehl et al., 2007 ; FitzGerald et al., 2008 ; Pfeffer et al. 2008 ; Vermeer et Rahmstorf, 2009 ; GIEC, 2013 ; Koop et al., 2016) peuvent aggraver la subsidence des deltas. Ces facteurs sont également pointés pour justifier l'effet négatif croissant des tempêtes littorales sur les deltas (Goldenberg et al., 2001 ; Emanuel, 2005 ; Webster et al., 2005 ; Hoyos et al., 2006 ; Kaufmann et al., 2011 ; Mei et al., 2015), de la progression spatiale et dans la durée de la sécheresse (GIEC, 2007) et des diverses perturbations météorologiques accentuées (Min et al., 2011 ; Pall et al., 2011 ; Royal Society, 2014). Ces impacts climatiques affectent directement les deltas et l'ensemble du bassin versant associé mais ils n'ont pas les mêmes effets selon le contexte climatique initial, la lithologie et les autres caractéristiques internes spécifiques à chaque delta. Pour exemple, des projections mettent en évidence, pour un même scénario d'évolution climatique globale, une augmentation des précipitations et du débit fluvial pour le Mississippi alors que pour le Colorado (Mexique), l'effet observé des projections est au contraire une diminution (Day et al., 2016).

Concernant les environnements climatiques froids, les changements environnementaux ont des effets considérables, à l'image des impacts sur les deltas de contexte périglaciaire, d'autant que l'augmentation de la température observée et projetée est beaucoup plus élevée que la tendance moyenne d'évolution mondiale et dans les régions tempérées. Le dégel accru impacte fortement la dégradation du pergélisol (Kokelj et Burn, 2005 ; Burn et Kokelj, 2009 ; Day et al., 2016) et la vitesse de subsidence, entrainant de fait une accélération de l'affaissement de la plaine deltaïque

(Forbes et Hansom, 2011). La fonte estivale de la banquise Arctique, qui a augmenté d'environ 50% entre 1978 et 2003, a également pour effet d'aggraver l'érosion côtière de grands espaces deltaïques tels que celui du Mackenzie au Canada (Forbes et Hansom, 2011).

Les observations de la fréquence et de l'intensité des tempêtes sur les dernières décennies ne montrent pas de tendance claire à l'augmentation. Pourtant, les effets des événements météo-marins extrêmes sont accentués par le changement global climatique, notamment en région tropicale. En effet, les cyclones impactent de plus en plus fortement les régions d'Asie du Sud-Est. (Loo et al., 2015) Sur de grands deltas, à fort enjeux, tels que ceux du Mékong, du Gange-Brahmapoutre, de l'Ayeyarwady, du Mahānadī, du Godavari, du Krishna, et ceux du Golfe du Mexique, ils impactent fortement les zones humides ; dans les delta du Mississippi, du Colorado (Texas) et du Brazos, ils détruisant les îles-barrières naturelles, protectrices des tempêtes, et déplacent les sédiments vers l'intérieur des terres (Baumann et al., 1984 ; Cahoon et al ; 1995, Pont et al., 2002 ; Smith et al., 2015 ; Day et al., 2016). Les répercussions sur le modelé littoral et son accommodation sont d'autant plus grandes lorsque le système deltaïque évolue en contexte de faible marnage, peu prédisposé à ce type de flux énergétique vers l'intérieur. Les tempêtes contribuent notamment à générer une forte asymétrie dans les courants de marée et dans le transport sédimentaire dans et hors des embouchures (Perez et al., 2000). Malgré une absence d'aggravation des événements des tempêtes sur les dernières décennies, l'élévation accélérée du niveau marin relatif fait croître les effets des crues fluviatiles mais aussi des tempêtes sur les littoraux deltaïques. Chaque année depuis 1990, plus de dix millions de personnes sont déplacées de leur résidence côtière en raison de tempêtes et des inondations fluviales. Ce nombre est en hausse, atteignant vingt millions en 2013, d'après le Conseil Norvégien pour les Réfugiés (2014). Les projections estiment que cette population exposée et délocalisée s'élèvera à vingt-trois millions dans les années 2020 (Nicholls, 2004 ; Nicholls et al., 1999 ; Hinkel et al., 2014).

En région tempérée, les deltas sont également soumis aux changements climatiques. Près d'un quart de la population des deltas de Mer Méditerranée et Mer Noire étudiés est déjà considéré exposé aux impacts de l'élévation du niveau de la mer effectif selon les projections de 2000 à 2050 (Ericson et al., 2006).

Les instabilités induites sur l'équilibre morphodynamique des deltas par les changements climatiques, découlant principalement de la surproduction anthropique de gaz à effet de serre,

fragilisent et mettent en cause la survie de ces espaces, à moyen et court terme, et la sécurité des populations qui occupent et surexploitent le territoire.

4.2.2. Actions anthropiques

Il est de plus en plus courant de publications aux titres orientés sur les changements majeurs liés à l'anthropocène, tels que ''*Man-made deltas*'', ''*Sinking deltas*'', ''*Deltas under pressure*'', ou encore ''*Anthropogenic transformation*''. L'Homme, par sa présence, son mode de vie et ses activités, transforme son environnement de plus en plus rapidement et de plus en plus intensément (Syvitski et Saito, 2007).

La plupart des deltas fonctionnent désormais sous l'influence des décisions humaines. Les endiguements, la poldérisation, la régulation hydrologique forcée, la surexploitation agricole et piscicole, la surpopulation et la pollution liée aux activités anthropiques ont modifié voire dégradé les deltas dans le monde entier (Syvitski et Saito, 2007 ; Syvitski et al., 2009 ; Vörösmarty et al., 2009). Les dragages, la construction de levées et de digues, les canalisations, le contrôle de l'eau, notamment par des dérivations fluviales comme dans le delta du Mississippi, ou encore les systèmes massifs de contrôle contre les inondations dans les plaintes deltaïques du Pô, de l'Ebre et du Gange-Brahmapoutre sont des actions humaines lourdes d'effets sur le développement et la viabilité deltaïque. Ainsi, les systèmes deltaïques, sensibles aux moindres changements de par leur nature meuble et mobile, s'éloignent de plus en plus de leur état naturel. D'après Syvitski et al. (2005), l'impact anthropogénique le plus important sur les deltas du monde serait l'ensemble des altérations de l'écoulement fluvial dans le rythme et l'intensité du débit (e.g. diversions des chenaux, agriculture, population et exploitation industrielle, opérations de réservoir…). Cet impact peut aussi s'apparenter à des changements négatifs dans la concentration et la charge sédimentaire délivrée jusqu'au delta (e.g. déforestation, dragage, rétention par les réservoir…) (Syvitski et Saito., 2007).

Les deltas des pays développés sont en général les plus anthropisés. Certains sont surexploités jusqu'à l'épuisement pour leurs ressources souterraines pétrolifères et gazeuses, très lucratives, tels que dans les deltas du Pô et du Niger, largement exploités pour leur stockage d'hydrocarbures liquides. Ces pompages ont d'ailleurs été étendus à la partie proche-côtière du front deltaïque. Ces extractions souterraines sont massives et catalysent la subsidence naturelle du delta (Figure I - 34). D'autres sont soumis à une puissante occupation du sol pour l'implantation

de populations denses, comme par exemple sur les deltas du Chang Jiang, du Nil ou encore du Gange-Brahmapoutre. Les paysages de ces plaines deltaïques, pour tous les deltas étudiés, à l'exception de ceux des régions froides, sont largement modifiés par les exploitations industrielles, agricoles et aquacoles. Les pompages d'eaux souterraines, de gaz naturel et de pétrole peuvent considérablement augmenter les taux d'affaissement par la réactivation des failles sous la surface, ce qui est le cas des deltas du Pô, du Mississippi et du Chang Jiang (Morton et al., 2005 ; Saito et al., 2007).

Tous les deltas étudiés, à l'exception du Fly et du Petchora, sont l'exutoire d'un fleuve à l'écoulement fragmenté par des barrages qui peuvent séquestrer des millions de tonnes de sédiments dans des réservoirs pouvant accueillir de la dizaine de millions à plusieurs dizaines de milliards de mètres cubes d'eau. Ce problème technique, provoquant par ailleurs son efficacité fondamentale en tant que réservoir hydrique, n'est toujours pas résolu malgré une soixantaine d'années de recherches (McCully, 1996). A la fin des années 1980, près de 1 100 kilomètres cubes de sédiments sont accumulés dans les réservoirs, soit environ un cinquième de la capacité de stockage de l'ensemble des barrages (Mahmood, 1987).

Giosan et al. (2014) ont rapporté que presque tous les grands deltas et deltas intermédiaires, de superficie supérieure à 1 000 km², soit la majeure partie des vingt plus grands deltas parmi les soixante étudiés, ne possèdent actuellement pas suffisamment d'apport de sédiments pour compenser l'élévation prévue du niveau de la mer d'un mètre d'ici 2100, même dans un contexte de bassin de drainage sans barrage. Les autres, de surface plus modeste, ne sont pas épargnés pour autant par le déficit sédimentaire lié aux rétentions diverses le long du fleuve, aux extractions minières et aux pompages souterrains. La combinaison de l'élévation du niveau marin et la subsidence a des répercutions majeures sur les populations en place, d'autant plus exposées sur le littoral, et progressivement contraintes de s'adapter, tenter de se protéger ou se déplacer. Pour exemple, une élévation relative d'environ 50 cm du niveau marin pousserait à une délocalisation de près de six millions de personnes sur le delta du Gange-Brahmapoutre. Les projections jusqu'en 2050 montrent également que plus d'un million d'habitants du delta seront directement touchés par l'érosion côtière (GIEC, 2007).

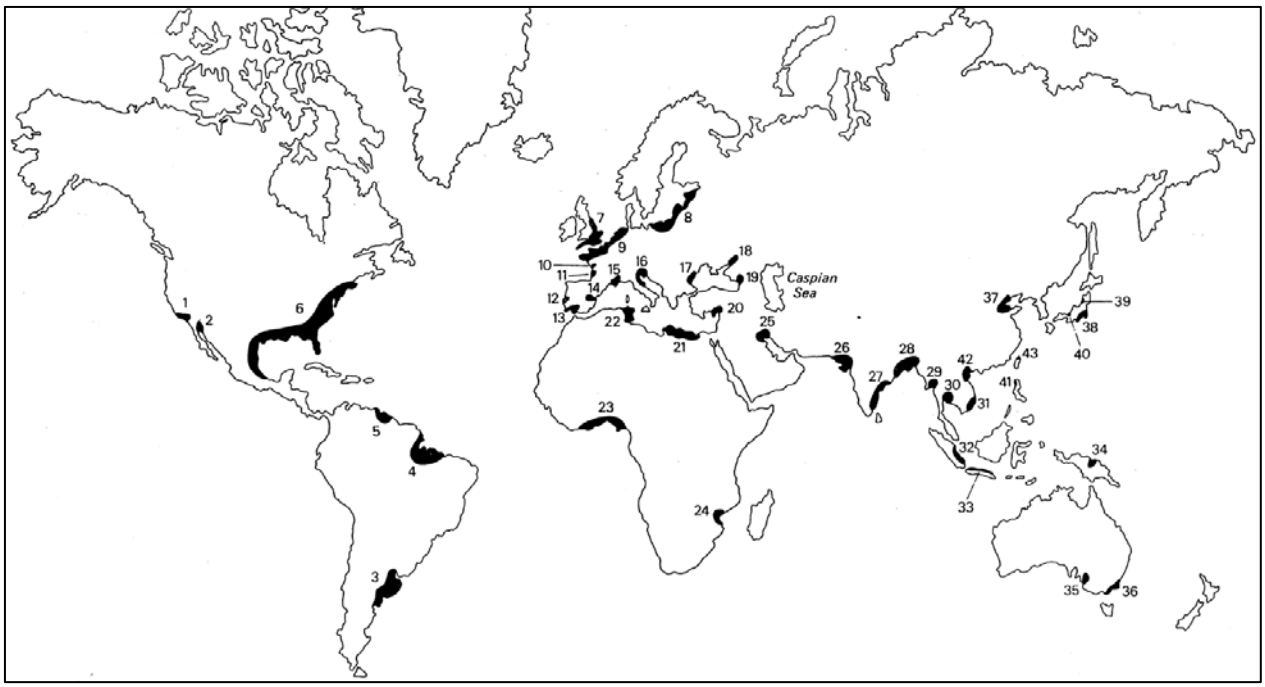


Figure I - 34. Secteurs côtiers mondiaux subsidence sur les décennies récentes (Bird, 1993). Les numéros sur la carte correspondent à : 1, Californie du Sud ; 2, Delta du Colorado (Mx) ; 3, Golfe de la Plata ; 4, Delta de l'Amazone ; 5, Delta de l'Orénoque ; 6, Golfe et côte Atlantique du Mexique et des Etats Unis d'Amérique ; 7, Sud et Est de l'Angleterre ; 8, Sud de la Mer Baltique de l'Estonie à la Pologne ; 9, Nord de l'Allemagne, Pays-Bas, Belgique et Nord de la France ; 10, Estuaire de la Loire, France ; 11, Vendée, France ; 12, Région de Lisbonne, Portugal ; 13, Delta du Guadalquivir, Espagne ; 14, Delta de l'Ebre ; 15, Delta du Rhône ; 16, Nord de la Mer Adriatique ; 17, Delta du Danube ; 18, Est de la Mer d'Azov ; 19, Etant du Poti, Côte de Mer Noire de Géorgie ; 20, Sud-Est de Turquie ; 21, Delta du Nil jusqu'en Lybie ; 22, Nord-Est de Tunisie ; 23, Côte du Niger, en particulier le delta du Niger ; 24, Delta du Zambèze ; 25, Delta du Shatt el Arab ; 26, Delta de l'Indus ; 27, Sud-Est de l'Inde ; 28, Delta du Gange-Brahmapoutre ; 29, Delta de l'Ayeyarwady ; 30, Région côtière de Bangkok ; 31, Delta du Mékong ; 32, Est de Sumatra ; 33, Nord de la côte deltaïque de Java ; 34, Delta du Sepik ; 35, Région du port Adelaïde (Delta du Murray) ; 36, Sud-Est d'Australie ; 37, Delta du Fleuve Jaune ; 38, Baie de Tokyo ; 39, Niigata, Japon ; 40, Maizuru, Japon ; 41, Manila ; 42, Delta du Fleuve Rouge ; 43, Nord de Taiwan.

De nombreuses études s'accordent à démontrer que pour les deltas du monde entier, particulièrement les deltas du Nil, du Pô, de l'Indus, du Shatt el Arab, du Mississippi, du Colorado (Mexique) et du Fleuve Jaune, la diminution des apports fluviaux et l'augmentation des impacts humains ont conduit à la détérioration deltaïque (Snedaker, 1984 ; Milliman et al., 1984, 1989 ; Stanley, 1988 ; Stanley et Warne, 1993 ; Sestini, 1992 ; Syvitski et al., 2009 ; Vörösmarty et al., 2009 ; Day et al., 2014 ; Giosan et al 2014 ; Kuenzer et al., 2014 ; Ibanez, 2015 ; Day et al., 2016).

L'impact humain, en termes de changements climatiques et de réduction drastique des apports sédimentaires fluviaux, est remarquable sur la plupart des deltas tropicaux et subtropicaux, notamment ceux du Chang Jiang, de la Magdalena, du Mékong, de l'Ayeyarwady, du Niger, et du Gange-Brahmapoutre (Syvitski et al, 2009 ; Tessler et al, 2015). Dans ces deltas, l'impact humain combiné au changement climatique menace gravement leur viabilité. Les travaux d'Ericson et al. (2006) et Syvitski et al. (2009) font état de l'accélération de la subsidence, activatrice de submersions, par les effets anthropiques. Ericson et al. (2006) ont montré que les activités humaines régissent l'élévation relative du niveau marin de la plupart des deltas, davantage en termes de subsidence qu'en termes d'élévation eustatique du niveau de la mer. Les auteurs soulèvent de nouvelles préoccupations sur l'occupation humaine des régions deltaïques dans le monde à un niveau rejoignant progressivement les questions du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer. La vulnérabilité s'explique également par une plus grande exposition des populations dans les deltas aux inondations catastrophiques, aussi bien marines que fluviales (Figure I - 8). Syvitski et al. (2009) ont identifié de nombreux deltas qui subsident à des taux beaucoup plus rapides que l'élévation mondiale du niveau de la mer, une information également observée sur une grande partie des deltas de cette thèse (Partie III, Chapitres 2 et 3). Les auteurs ont également mis en évidence, l'effet globalement accélérateur du déficit dans l'approvisionnement sédimentaire et d'autres impacts d'activités humaines sur la subsidence. Tessler et al. (2015), quant à eux, ont quantifié l'évolution du risque de submersion lié aux événements extrêmes, en utilisant un ensemble d'indicateurs environnementaux, géophysiques et sociaux, et en mettant en évidence l'inefficacité de solutions d'urgence pour des problèmes sur le long terme.

D'autres types de perturbations anthropiques à vocation de gestion, de protection et de développement urbain altèrent le fonctionnement naturel des deltas, tels que les digues, épis et autres enrochements, parfois par centaines comme le long du delta du Rhône (Figure I - 35), bloquant ponctuellement le transit longitudinal induit par la dérive littorale (Poulain et Tourment, 2015). Les dragages fluviaux à des fins de facilitation des communications commerciales fluviomaritimes font également partie des agents perturbateurs de la dynamique sédimentaire naturelle, par l'extraction d'un volume sédimentaire de la charge de fond important, de plusieurs centaines de millions de mètres cubes en quelques années sur un même chenal de la plaine deltaïque,

comme c'est le cas pour les bras du My Tho et du Bassac du delta du Mékong (Bravard et al., 2013 ; Brunier et al., 2014) (Figure I - 36).

Figure I - 35. Images satellites SPOT6 d'une portion littorale du delta du Rhône de 12 km, montrant la succession de 63 épis aménagés le long de la côte à 200 m d'intervalle.

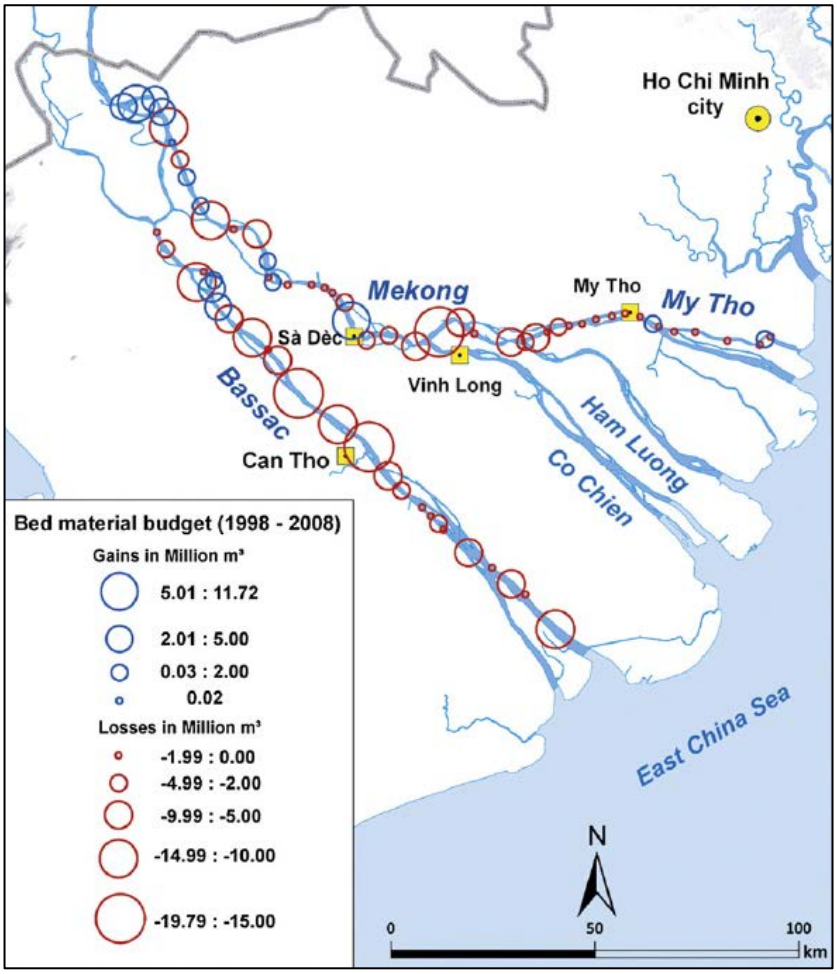


Figure I - 36. Variation volumique de 1998 à 2008 du budget sédimentaire de fond des lits du Mékong et du Bassac (Brunier et al., 2014).

Bilan de la Partie I

Le premier chapitre fait état des connaissances générales sur les deltas, leur formation, leur dynamique, leur contexte global et leurs enjeux majeurs, et des principales avancées scientifiques pour enrichir la compréhension de ces espaces complexes et fortement mobiles. Ces terminaisons fluviales accueillent la majorité des sédiments qui transitent sur les côtes et les marges continentales. Elles sont conditionnées, dans leur morphologie et leurs mouvements, par le matériel détritique érodé et transporté depuis le bassin versant par le fleuve, et par des forces marines omniprésentes mais extrêmement variables spatio-temporellement. Ces espaces hautement fertiles, riches de biodiversité et de ressources primaires sont très convoités et de plus en plus étudiés pour mieux les comprendre. Des essais de classification à travers les morphologies et les processus contrôlant les deltas et des efforts de coordinations scientifiques internationales ont progressivement émergés. Les travaux de cette thèse s'inscrivent précisément dans cet élan de progrès, et visent à rassembler et canaliser les connaissances, compléter cette synthèse et proposer une version mise à jour et agrémentée de la définition des deltas actuels, hautement et de plus en plus contraints par les pressions liées aux activités humaines massives et croissantes sur ces espaces, leur fleuve et leur bassin versant.

Le second chapitre est un exposé général sur les soixante deltas choisis pour échantillon afin de répondre aux nombreuses questions relatives à la dynamique morpho-sédimentaire de ces édifices, à l'impact des activités anthropiques, à leur résilience et à leur vulnérabilité ainsi que celle des populations exposées. Le climat est un élément important dans l'existence de ces deltas largement dispersés géographiquement. Il module les variabilités décennales, annuelles, voire saisonnières, plus ou moins marquées et plus ou moins longues. Il est à l'origine des variations spatiotemporelles des précipitations, qui sont elles-mêmes sources des écoulements fluviaux capables de transporter les sédiments jusqu'aux embouchures. Ces dernières adoptent des morphologies répondant aux forces en place qui s'y appliquent. Les deltas sélectionnés offrent une représentativité efficace des différents types de morphologies deltaïques côtières existants, de la forme arquée du delta du Nil à l'aspect estuarien du delta de l'Ord. Ce chapitre met en évidence la grande sensibilité des deltas aux multiples mécanismes, processus et leurs perturbations. Ces caractéristiques traduisent généralement une hiérarchie d'influence des différents forçages agissant sur le littoral, relatifs au fleuve et au domaine marin. Cependant, d'autres contraintes pouvant modifier voire altérer le développement deltaïque sont connues. Les activités humaines, massives,

nombreuses et en constant essor, appliquent une pression supplémentaire sur le delta aux conséquences de plus en plus alarmantes et irréversibles qu'il est fondamental d'évaluer et d'intégrer dans l'étude pour la compréhension de la dynamique morpho-sédimentaire récente et actuelle des deltas d'aujourd'hui.

Cette première partie brosse un tableau des connaissances en l'état des espaces deltaïques fluviaux, des enjeux, des pressions, des éléments déterminants dans leur bon développement. Ces travaux de thèse ont pour ambition d'enrichir leur savoir, améliorer leur compréhension, appréhender leur devenir. Cet effort est entrepris sur une proposition de stratégie originale, basée sur une étude à sites multiples et hétérogènes, sur la constitution d'une base de données globales, traitant du système deltaïque et son environnement, et sur une tentative de mise à jour, quantifiée, de la classification des deltas suivant les forçages physiques en action et l'intégration de l'action anthropique sur ces espaces fragiles.

PARTIE II. METHODOLOGIE

Sommaire de Partie II

PARTIE II MÉTHODOLOGIE 137

CHAPITRE1 : BASE DE DONNÉES DES DELTAS ET LEUR CONTEXTE 139

1. Choix des deltas 139

2. Bases de données 140

2.1. Approche multiscalaire et pluridisciplinaire 140

2.2. Base de données bibliographiques 142

2.3. Base de données supplémentaires 146

2.3.1. Morphologie deltaïque 146

2.3.2. Climat météo-marin 152

2.3.3. Propriétés fluviales et du bassin versant 154

2.3.4. Données humaines 158

CHAPITRE 2 : CARACTÉRISATION DE L'ÉVOLUTION CÔTIÈRE 161

1. Données et mise en conformité 162

1.1. Travaux antérieurs 162

1.2. Données spatiales 164

1.2.1. Images satellites 165

1.2.1.1. Images satellites de moyenne résolution 165

1.2.1.2. Images satellites de haute résolution 168

1.2.2. Autres types de données 170

1.2.2.1. Cartes topographiques 171

1.2.2.2. Photographies aériennes et relevés de terrain 173

2. Méthode d'analyse 174

2.1. Vectorisation du trait de côte 175

2.1.1. Définition du trait de côte, choix de délimitation 175

2.1.2. Vectorisation 176

2.2. Analyse métrique d'évolution cross-shore 177

2.2.1. Prétraitement 178

2.2.1.1. Baseline 178

2.2.1.2. Transects 179

2.2.2. Analyse statistique DSAS 180

2.3. Analyse surfacique d'évolution côtière 184

2.3.1. Conversion des traits de côtes en surfaces 185

2.3.2. Utilisation de l'outil de superposition surfacique 185

2.4. Adimensionnement des mesures pour une comparabilité des soixante deltas 186

3. Incertitudes 187

3.1. Vectorisation du trait de côte 187

3.2. Analyse métrique 187

3.2.1. End Point Rate 188

3.2.2. Linear Regression Rate 188

3.2.3. Weighted Linear Regression 190

3.3. Analyse surfacique 191

3.3.1. Marges d'erreur des analyses d'évolution annuelle de surface 191

3.3.2. Marges d'erreur des évolutions annuelles de surface en pourcentage surface de protubérance gagnée ou perdue 193

CHAPITRE 3 : PROTOCOLE DE CLASSIFICATION DYNAMIQUE 195
1. Données 196
1.1. Données caractéristiques des houles 196
1.2. Données caractéristiques du système fluvial 197
1.3. Données caractéristiques de la marée 199
2. Méthode de classification 199
2.1. Protocole général de mise en conformité et formulation des processus 200
2.1.1. Contrôle fluvial 200
2.1.2. Contrôle des houles 201
2.1.3. Contrôle de la marée 202
2.2. Indexation numérique et classification 202
3. Incertitudes statistiques 202
CHAPITRE 4 : PULSATIONS SAISONNIÈRES ET VARIATION PLURIANNUELLE DU FLUX SÉDIMENTAIRE EN SUSPENSION PROCHE DU DELTA 205
1. Données 205
2. Traitements et incertitudes 207
BILAN DE LA PARTIE II 209

Partie II Méthodologie

La méthodologie appliquée pour les différentes études menées sur le littoral des soixante deltas est déclinée en deux chapitres, le premier développant le protocole de création d'une large base de données organisée, le second expliquant les différents modes opératoires d'analyse de l'évolution côtière. Un troisième chapitre s'attarde sur les diverses méthodes, connues et nouvelles, proposées pour tenter de classer les deltas, du moins affiner leur définition typologique.

Chapitre 1 : Base de données des deltas et leur contexte

De nombreuses données existent déjà, fondues dans la masse des travaux de recherches sur la thématique, malgré leur faible diffusion, le manque de synthèses et croisements et les nombreuses lacunes. L'objectif de ce chapitre est de collecter et organiser des données générales des différents systèmes deltaïques et des bassins versants associés ainsi que de compléter, avec l'acquisition de données par les divers supports actuellement à disposition.

1. Choix des deltas

La sélection des deltas de cette étude a été réalisée sur une base de différents critères clefs. Prendre en considération les plus grands deltas, soit par extension, dans la plupart des cas, ceux aux pressions et aux enjeux humains les plus importants, apparaît comme une première évidence. Cette démarche a nécessité au préalable une rapide analyse, pour plus d'une centaine d'édifices deltaïques, des enjeux liés notamment à l'étendue spatiale et l'occupation du sol pour cibler principalement les deltas suscitant des préoccupations non négligeables. Ce travail a été effectué à partir d'une photo-interprétation des données satellitaires disponibles et des outils de spatialisation et de géotraitement Google Earth Engine (https://developers.google.com/earth-engine/), à l'aide de son interface de programme d'application JavaScript, utilisés dans les premiers mois de thèse tel que sur l'exemple donné du delta du Nil (Figure II - 1). Cette interface permet une représentation rapide de l'occupation du sol, avec un maillage de 30 m, à partir des images satellites Landsat® (https://earthexplorer.usgs.gov/). Ce travail n'a pas la prétention de caractériser de manière robuste et précise la structuration territoriale des deltas mais il reste un outil d'aide à la décision de sélection des deltas à enjeux, peu gourmand en temps et en technicité. A partir d'une centaine de points de contrôle, le processus consiste à obtenir une classification supervisée. Cette dernière peut être utilisée pour déterminer les changements, par comparaison des classes produites entre deux dates, dans la couverture de végétation, notamment, dans ces travaux, sur la frange littorale du delta du Mékong, état susceptible d'être un facteur aggravant de l'érosion du littoral (Besset et al., 2016). Par ailleurs, le souci de constituer une large base de données sur autant d'entités spatiales implique d'intégrer avant tout les deltas les mieux documentés dans la littérature, à partir d'une recherche approfondie des archives, des bases de données existantes et des publications scientifiques. L'ajustement de la liste des deltas étudiables s'est alors fait par le besoin de proposer une couverture spatiale planétaire et d'entreprendre le travail sur un ensemble

caractéristique de deltas, assuré de représenter tous les aspects typologiques de ces espaces, connus jusqu'alors.

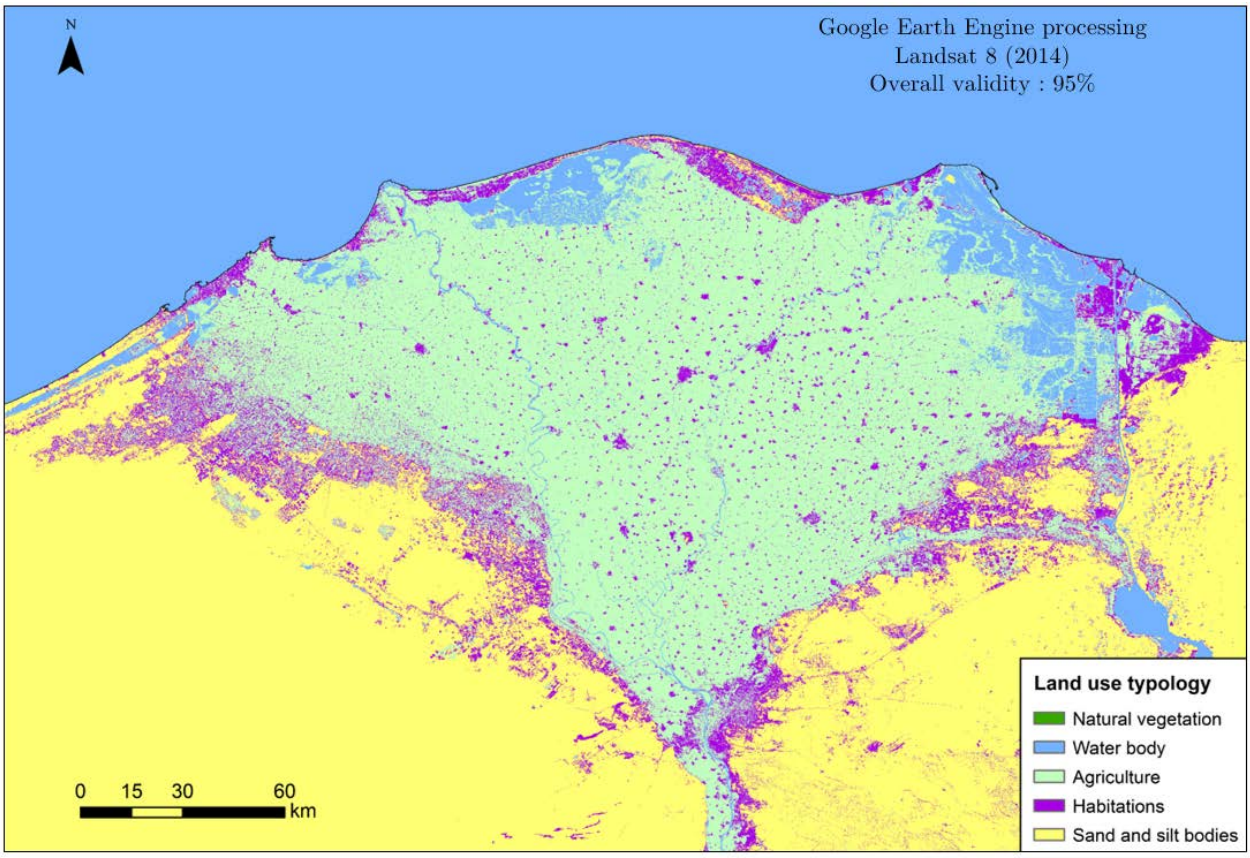


Figure II - 1. Exemple de traitement sur le delta du Nil, via l'outil Google Earth Engine pour déterminer les modes et les distributions de l'occupation du sol deltaïque, à partir d'images Landsat 8.

2. Bases de données

Constituer une base de données organisée est le socle de la compréhension et de l'usage intelligents et cohérents des informations, quel que soit le domaine. Cette section justifie le choix, le protocole et l'organisation de la base de données construite durant la thèse pour faire état des connaissances sur les deltas fluviaux à ce jour, et des moyens poursuivre cette élaboration à partir de la base déjà existante.

2.1. Approche multiscalaire et pluridisciplinaire

Le croisement de plusieurs disciplines scientifiques est nécessaire pour étudier le fonctionnement des deltas (Figure II - 1).

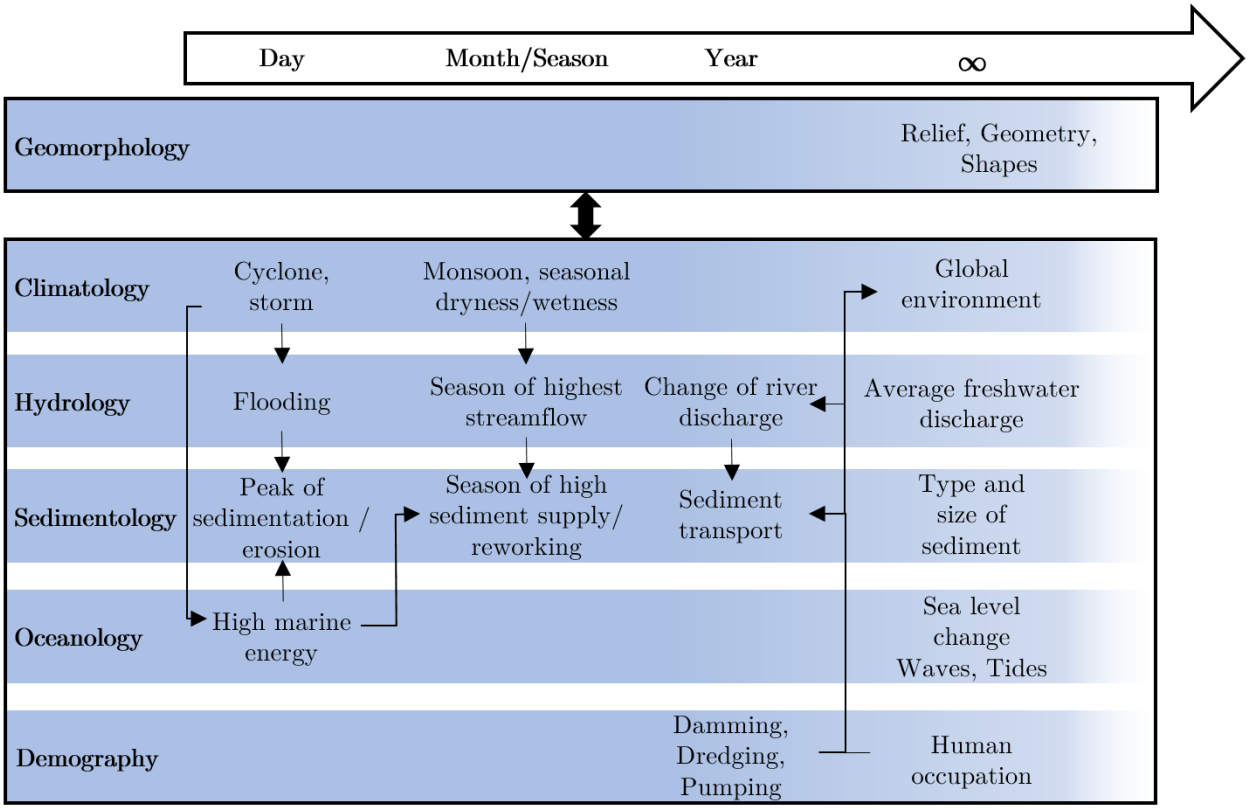


Tableau II - 1. Tableau présentant les différentes disciplines croisées dans l'étude, couvrant des échelles de temps variées et emboîtées, et en interaction (flèches).

La première peut être considérée comme le fil connecteur de l'ensemble des caractéristiques deltaïques. La géomorphologie permet de considérer le système deltaïque dans sa globalité, les aspects géométriques et morphologiques qui régissent les processus et ceux qui, au contraire ou simultanément, y sont soumis. Il s'agit de connaître les aspects morphologiques qui influencent notamment la dynamique fluviale, depuis le sommet du bassin versant, jusqu'à la morphologie et la composition de la côte adjacente à l'exutoire fluvial. D'autre part, analyser la dynamique deltaïque implique de connaître le contexte climatologique et météorologique sur plusieurs échelles de temps. En effet, les événements extrêmes, tels que les cyclones, peuvent affecter les deltas atteints, traversés, sur plusieurs échelles de temps et sur des emprises spatiales variées, du local à la totalité du système. Par ailleurs, la saisonnalité climatique peut entraîner des pulsations dans la dynamique des deltas, importantes à identifier pour éviter des interprétations erronées. Intimement liée à la rythmicité climatique des précipitations, l'hydrologie des fleuves est une étude

essentielle à la bonne compréhension de leurs espaces deltaïques. Elle aussi est constituée d'un emboîtement d'échelles temporelles. Elle implique de s'intéresser à la géométrie fluviale ainsi qu'à la dynamique physique événementielle, saisonnière, annuelle et globale. La dynamique hydrologique fluviale est une information essentielle à l'étude du transport sédimentaire du fleuve, à l'origine de la construction deltaïque. Celui-ci est régi par la composition sédimentaire, son volume disponible, et il diverge de sa charge moyenne annuelle par des événements extrêmes ponctuels, des variations saisonnières, des évolutions sur plus long terme à la suite de contraintes externes. Les caractéristiques marines sont également en forte interaction avec les aspects cités du fonctionnement deltaïque, du phénomène journalier, notamment relatif à une tempête, à l'évolution progressive du niveau marin et du niveau d'influence des houles, de leur direction, etc. Enfin, la présence humaine étant potentiellement forte et active sur la dynamique deltaïque, l'étude des activités et de l'occupation anthropique à l'échelle de l'ensemble du delta, de son fleuve et de son bassin versant est essentielle pour une bonne compréhension de l'évolution récente du delta. Cette énumération reste une liste non exhaustive des caractéristiques directement et indirectement liées au fonctionnement deltaïque. Elle est limitée par le niveau de connaissances actuelles et l'accès aux données. Elle peut continuellement être complétée, élargie, mise à jour.

2.2. Base de données bibliographiques

La constitution d'une large base de données sur les deltas a nécessité un travail approfondi de collecte d'informations dans des études déjà conduites. Pour certains paramètres caractéristiques des deltas, de leurs fleuves et leurs bassins versants, plusieurs données quantitatives sont collectées et lorsque les valeurs diffèrent de façon importante, une vérification est menée, si cela est possible, à partir du matériel disponible, tel que les images satellites.

Les données sont catégorisées en thématiques principales (Figure II - 2 et Tableau II - 2). La première est celle du bassin de drainage du système deltaïque (Annexe A). Il est documenté par sa superficie et son relief. Le climat général est contextualisé par les variations de précipitations mensuelles et les événements extrêmes de type cyclone (Annexe B). Le fleuve est quant à lui documenté sur sa longueur, sa densité de drainage, les caractéristiques de son débit et de sa charge sédimentaire (Annexe C). Le delta lui-même est renseigné sur sa superficie, son état dynamique, le nombre, la largeur et la densité des embouchures, sa pente et sa composition sédimentaire (Annexe D). Les données collectées dans la littérature sur les processus physiques marins sont les hauteurs de houles et de marée, le transport sédimentaire longitudinal à la côte et l'élévation du

niveau marin (Annexe E). Enfin, les données sur la pression humaine informent sur la concentration démographique, l'implantation et les dimensions des barrages le long des fleuves de l'étude (Annexe F).

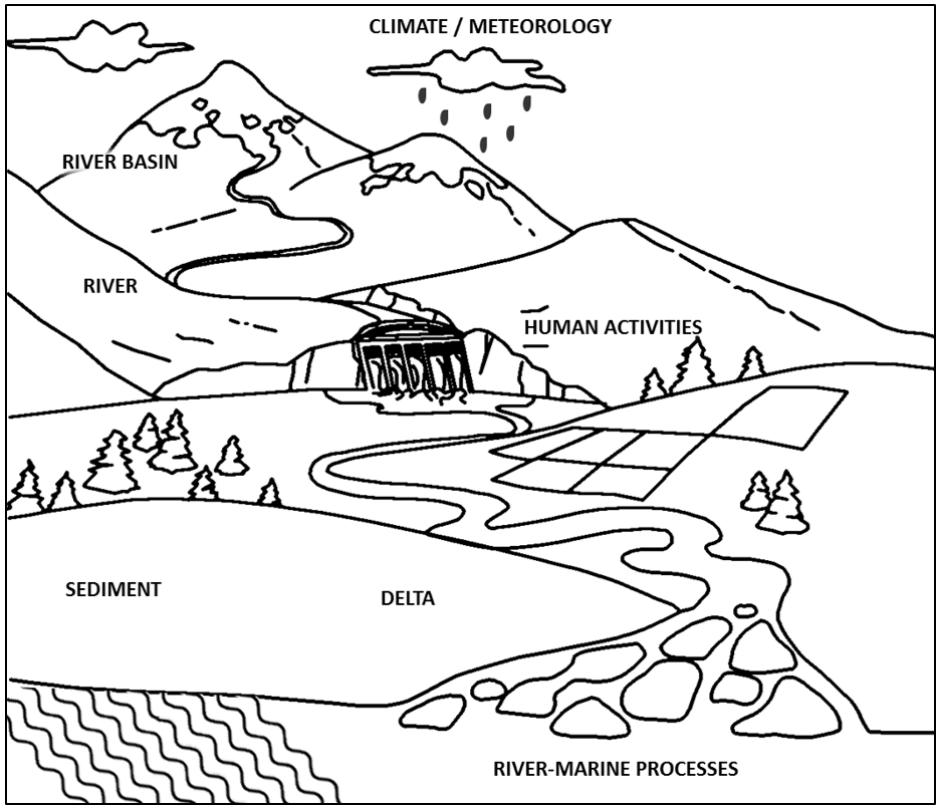


Figure II - 2. Illustration présentant l'imbrication des thématiques étudiées.

Bassin de drainage	Fleuve	Climat	Forçages marins	Delta	Pression humaine
Surface (m^2)	Longueur	Nombre de jours de gel	Marée de vive-eau	Surface (km^2)	Infrastructures
Elévation moyenne (m)	Débit moyen annuel (m^3/an)	Précipitations moyennes (mm)	Amplitude de marée	Largeur embouchures (km)	Activités
Altitude maximale (m)	Débit maximal (m^3/an)	Précipitations minimales (mm)	Amplitude de marée M2	Largeur (km)	Densité de population dans le bassin versant (hab/km^2)
Altitude minimale (m)	Débit minimal (m^3/an)	Précipitations maximales (mm)	Puissance des vagues sur la côte (ergs/s/m)	Largeur/longueur des distributaires	Densité de population sur le delta (hab/km^2)
Production en sédiments (t/km^2/an)	Runoff (m/an)	Précipitations moyennes mensuelles (mm)	Hauteur de houle significative (m)	Profondeur du delta subaquatique (m)	Nombre de barrages
	Densité de drainage	Vent (m/s)	Hauteur de houle maximale mensuelle (m)	Gradient de la plaine deltaïque	Nombre de barrages majeurs
	Charge sédimentaire totale (kg/s)	Végétation	Elévation du niveau marin (mm/an)	Subsidence (mm/an)	Capacité de réservoir des barrages majeurs (m^3)
	Charge sédimentaire en suspension (kg/s)	Indice d'aléa cyclonique	Transport longshore	Pente du delta subaquatique	Débit moyen aux réservoirs (L/s)
	Charge sédimentaire de fond (kg/s)	Indice d'événement exceptionnel	Occurrence des houles extrêmes (30 ans de temps de retour)	Influence des forçages externes	Superficie des réservoirs (km^2)
	Concentration de sédiments en suspension (kg/m^3)		Indice de pouvoir marin /	Nombre de distributaires avant barrage et au XXe siècle	Degré de régulation (temps de résidence dans le réservoir)
	Débit extrême (30 ans de retour) (m^3/an)			Nombre actuel d'embouchures	Principale utilisation des barrages
				Densité des distributaires	
				Budget sédimentaire à la côte (t/an)	
				Index de crénulation	

Bassin de drainage	Fleuve	Climat	Forçages marins	Delta	Pression humaine
			Indice de pouvoir fluvial	Surface de la zone abandonnée/zone active	Volume des réservoirs (m^3)
				Surface du delta subaérien/delta subaquatique	Indice de conditionnement anthropique
				Taille (mm) et nature du sédiment déposé	Indice de discontinuité des zones humides du bassin
					Indice de discontinuité des zones humides du delta
					Indice de surface imperméable du bassin
					Indice de surface imperméable du delta
					Indice d'épuisement des eaux souterraines
					Indice d'extraction des gaz et fluides
					Efficacité des investissements PIB par habitant

Tableau II - 2. Présentation par thématique générale des différentes caractéristiques étudiées directement et indirectement relatives au système deltaïque.

2.3. Base de données supplémentaires

De nombreuses données relatives aux deltas étudiés méritent d'être acquises, mesurées, calculées, afin de compléter les gaps sur les renseignements de certains et enrichir les connaissances générales.

2.3.1. Morphologie deltaïque

Un premier travail morphométrique est réalisé sur les littoraux des deltas, à partir d'images satellites collectées (Annexe G). Les données spatiales de l'année la plus récente de chaque delta font l'objet d'une analyse par photo-interprétation afin de connaître le nombre exact d'embouchures actives et de mesurer leurs dimensions en termes d'allongement côtier, de morphologies littorales particulières, de largeur d'ouverture des embouchures, de superficie d'avancement sur la mer ou encore de géométrie angulaire côtière (Figure II - 3).

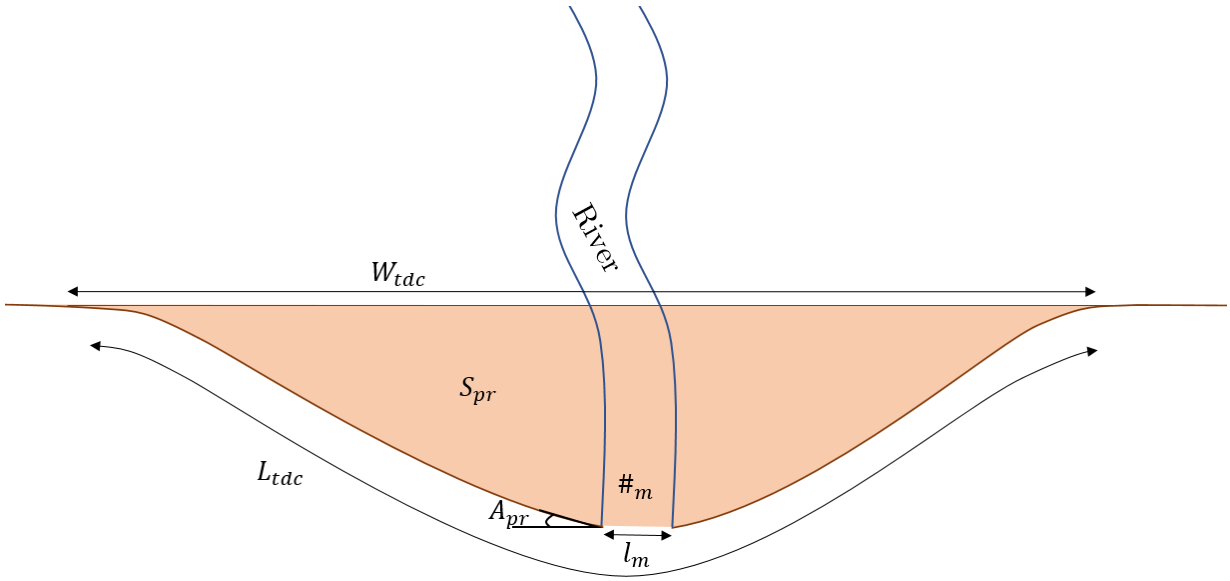


Figure II - 3. Caractéristiques morphologiques étudiées pour quantifier les dimensions des deltas : S_{pr}, Surface de protubérance deltaïque ; L_{tdc}, Longueur du trait de côte ; $\#_m$, Nombre d'embouchures ; W_{tdc}, Largeur de la plaine deltaïque ; A_{pr} angle côtier à l'embouchure par rapport à W_{tdc} ; l_m, largeur de l'embouchure.

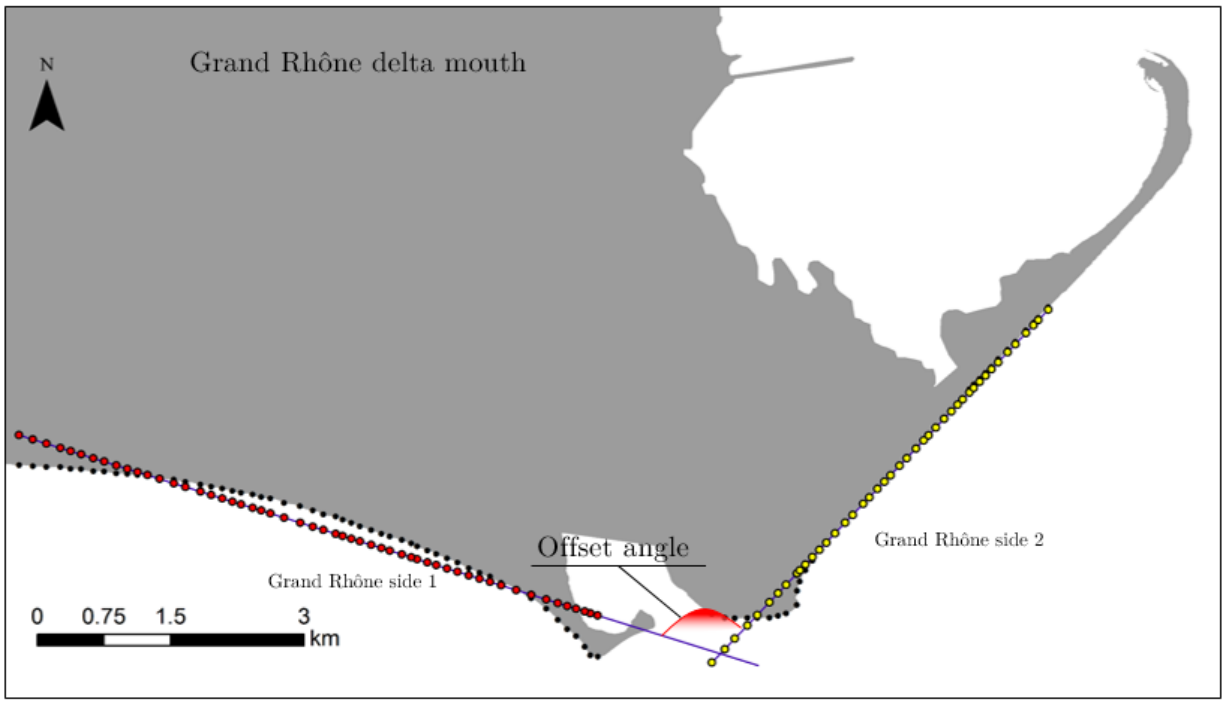
La zone de protrusion, appelée aussi protubérance deltaïque ou encore saillie côtière, est définie comme la zone d'avancée subaérienne de l'édifice par rapport à un rivage rectiligne, voire légèrement courbé, suivant l'allure morphologique de la côte à échelle plus large, et qui traverserait

théoriquement la plaine du delta en l'absence de dépôt sédimentaire en cône de déjection sur le secteur marin (Figure II - 4). Le prolongement du rivage adjacent non deltaïque et non protubérant marque la limite intérieure de la saillie. Cette délimitation permet par ailleurs de poser les bornes de l'allongement côtier, facilitant la mesure de la longueur littorale du delta. Celle-ci est mesurée pour tous les deltas pour comparer et compléter les informations géométriques sur ces espaces. Cette longueur est par ailleurs reportée à la largeur latérale maximale de la plaine deltaïque mesurée. Ce rapport de la longueur du littoral à la largeur moyenne du delta est une indication pour estimer la courbure de la protubérance deltaïque. Les deltas avec un ratio résultant très important sont généralement ceux dans lesquels les processus fluviaux dominent, tandis que ceux qui ont un ratio très faible sont des deltas le long desquels les vagues et les courants lissent le rivage (Coleman et Huh, 2004). La pertinence de l'analyse de la zone de protrusion réside notamment dans la condition *sine qua non* suivante : si l'apport en sédiments diminue, les influences relatives des vagues et du courant marin côtier augmentent, conduisant progressivement à un « aplatissement » de la protrusion du delta et au lissage du littoral à mesure que les sédiments deltaïques remaniés sont redistribués le long des côtes (Anthony, 2015 ; Besset et al., 2017a).

Figure II - 4. Délimitation schématique de la protubérance deltaïque, en utilisant l'exemple du delta de l'Ombrone.

La variation moyenne de l'angle du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure du delta est utilisée comme un marqueur de la dynamique littorale. Concernant les deltas influencés

par la houle, caractérisés habituellement par une morphologie de protubérance cuspide, l'embouchure est, théoriquement, la zone la plus exposée aux vagues incidentes. En présence d'apports sédimentaires importants, cette zone est également soumise à la sédimentation et à la formation de barres d'embouchure qui dissipent l'énergie des vagues (Anthony, 2015). Plus cet angle est obtus, plus la protrusion deltaïque est aplatie et plus le littoral est rectiligne, soumis à la redistribution à long terme des sédiments deltaïques fluviaux de chaque côté de l'embouchure. L'angle moyen est mesuré à partir de droites de régression linéaire de points positionnés à intervalle régulier le long du littoral de chaque côté de l'embouchure deltaïque, à deux dates (Figure II - 5). Cette analyse est effectuée pour tous les deltas, pour l'année 2015, et pour l'année des premières images, c'est-à-dire à partir des années 1970 (Annexe G). La variation angulaire est ainsi la différence entre ces deux mesures. Il est alors postulé qu'une augmentation de cet angle d'une date à l'autre signifie que la protubérance deltaïque est devenue relativement plus plate et plus influencée par les houles incidentes et les courants longitudinaux qui redistribuent les sédiments de part et d'autre de l'embouchure, et potentiellement au-delà du rivage deltaïque. L'angle d'ouverture du trait de côte à l'embouchure fournit également des informations sur la symétrie côtière de l'exutoire, par rapport à la trajectoire de l'écoulement fluvial (Figure II - 6). Pour cela, il est nécessaire d'appliquer la méthode de régression linéaire, réalisée au préalable sur les littoraux proches de l'embouchure, au chenal fluvial, jusqu'à la limite interne de la surface de protubérance deltaïque définie. La droite résultante est considérée comme le cheminement théorique de l'écoulement du fleuve. Sa perpendiculaire est alors l'allure théorique du littoral, dans le cas d'une symétrie parfaite. La différence d'écart d'angle entre cette côte théorique et le rivage réel, simplifiés en droites de régression linéaire de chaque côté de l'embouchure, indique le degré de dissymétrie du littoral à l'exutoire.



Shoreline side 1					
X (m)	Y (m)	Y' (m)	X (m)	Y (m)	Y' (m)
648674	4799069	4799536	645592	4800686	4800511
648591	4799083	4799563	645475	4800732	4800548
648527	4799180	4799583	645330	4800779	4800594
648430	4799303	4799613	645151	4800818	4800650
648331	4799380	4799645	644997	4800868	4800699
648224	4799487	4799678	644894	4800884	4800732
648095	4799613	4799719	644797	4800913	4800762
647928	4799731	4799772	644668	4800932	4800803
647758	4799830	4799826	644570	4800955	4800834
647588	4799907	4799880	644456	4800980	4800870
647465	4799981	4799918	644333	4801003	4800909
647346	4800021	4799956	644212	4801027	4800947
647227	4800075	4799994	644043	4801057	4801001
647099	4800139	4800034	643912	4801084	4801042
646981	4800186	4800071	643751	4801110	4801093
646860	4800233	4800110	643615	4801126	4801136
646760	4800274	4800142	643504	4801137	4801171
646647	4800323	4800177	643390	4801147	4801207
646579	4800356	4800199	643265	4801155	4801247
646472	4800395	4800232	643129	4801175	4801290
646337	4800434	4800275	643007	4801179	4801328
646243	4800466	4800305	642870	4801203	4801372
646130	4800508	4800341	642751	4801206	4801409
646002	4800551	4800381	642637	4801228	4801445
645905	4800591	4800412	642481	4801229	4801495
645809	4800627	4800442	642328	4801237	4801543
645731	4800662	4800467	642174	4801249	4801592

Shoreline side 2					
X (m)	Y (m)	Y' (m)	X (m)	Y (m)	Y' (m)
649957	4799550	4799001	652396	4801576	4801577
650102	4799507	4799153	652478	4801664	4801664
650214	4799502	4799272	652570	4801772	4801761
650356	4799505	4799422	652651	4801840	4801846
650466	4799504	4799538	652723	4801919	4801922
650603	4799509	4799683	652780	4801998	4801982
650701	4799530	4799786	652854	4802099	4802061
650791	4799557	4799881	652904	4802153	4802114
650912	4799653	4800010	652969	4802216	4802182
650915	4799811	4800012	653035	4802286	4802252
650945	4799920	4800045	653104	4802351	4802325
651008	4800044	4800110	653178	4802440	4802404
651088	4800155	4800195	653285	4802546	4802516
651165	4800263	4800276	653372	4802634	4802609
651244	4800349	4800360	653491	4802766	4802734
651342	4800458	4800464	653574	4802851	4802821
651458	4800581	4800586	653630	4802908	4802881
651540	4800673	4800673	653743	4803026	4803000
651661	4800815	4800800			
651728	4800888	4800871			
651821	4800988	4800969			
651898	4801055	4801050			
651967	4801118	4801124			
652069	4801213	4801232			
652149	4801302	4801316			
652252	4801415	4801425			
652340	4801514	4801517			

Figure II - 5. Méthode de quantification de l'angle de la protubérance du littoral (arc rouge) de chaque côté de l'embouchure du delta (exemple de l'embouchure du Grand Rhône, Rhône). Les points noirs montrent des points de délimitation du rivage tous les 30 m (pour les images des années 1970) ou 80 m (pour les images de 2015), les lignes violettes sont les lignes de régression du modèle linéaire généré et les points rouges et jaunes sont la projection des points indiquant la position du littoral sur la droite de régression linéaire, respectivement de chaque côté de la bouche. Les tables indiquent les coordonnées en plan de chaque point de délimitation du rivage et sa projection y' sur la droite de régression (coordonnées des résidus).

River		
x	y	Préd(y)
649293	4799544	4800992
648922	4799965	4801389
648844	4800573	4801472
648818	4801261	4801500
648766	4801975	4801555
648688	4802583	4801639
648397	4803112	4801949
647896	4803562	4802485
647235	4803960	4803191
646654	4804463	4803812
646126	4804887	4804376
645571	4805363	4804969
644963	4805681	4805618
644355	4806052	4806267
643827	4806476	4806831
643404	4806820	4807283
642955	4807085	4807763
642453	4807297	4808299
642031	4807668	4808751
641740	4808118	4809061
641503	4808567	4809315
641133	4808991	4809709
640684	4809467	4810189
640315	4809970	4810584
640447	4810578	4810442
640633	4811160	4810243
640898	4811794	4809960
641137	4812376	4809705

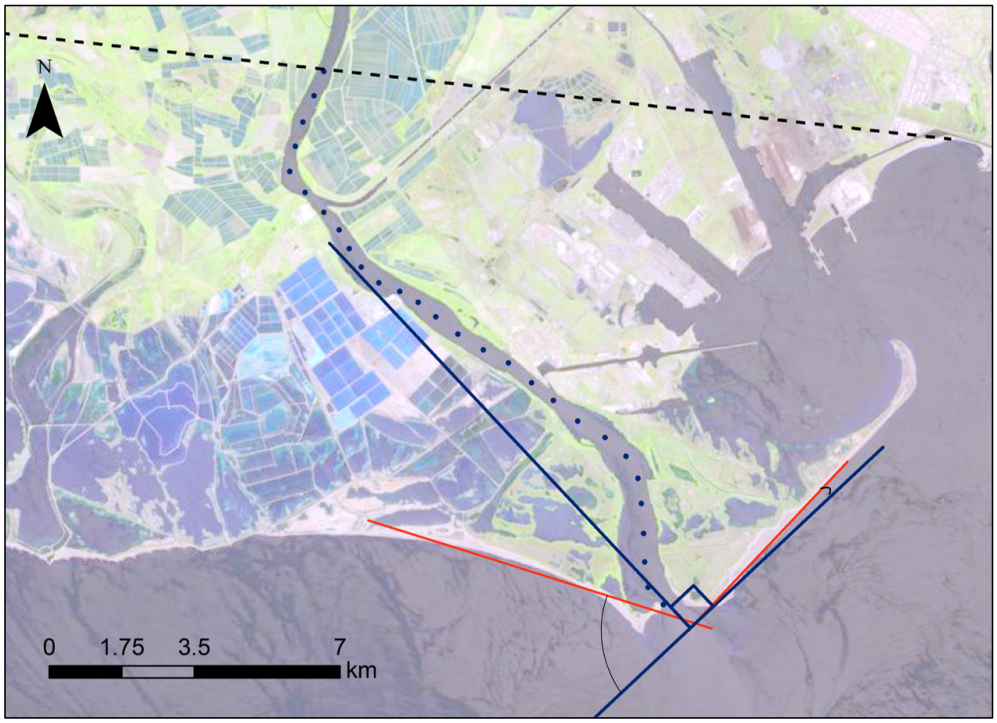


Figure II - 6. Méthode de quantification du niveau de symétrie du littoral de part et d'autre de l'embouchure (arcs noirs) (exemple de l'embouchure du Grand Rhône, Rhône). Les points bleus montrent des points de délimitation du centre du chenal principal jusqu'à la limite interne de la surface de protubérance deltaïque, les lignes bleus sont la ligne de régression du modèle linéaire généré à partir de ces points et sa perpendiculaire, considérée comme le linéaire côtier théorique dans le cas d'une symétrie parfaite par rapport à la trajectoire du fleuve, et les lignes rouges sont les droites de régression linéaire des traits de côte de part et d'autre de l'embouchure (voir Figure II - 5). L'asymétrie entre les trait de côte de chaque rive de l'embouchure résulte de l'écart entre l'angle formé par la régression linéaire du trait de côte et la normale à celle du fleuve.

Pour estimer les marges d'erreur relatives aux angles mesurés d'embouchures fluviales (Θ), nous avons calculé les erreurs associées à la résolution des images utilisées et aux mesures de l'opérateur (Figure II - 5 et Figure II - 7). La même méthode a été employée pour quantifier les marges d'erreur pour une date donnée et pour une période donnée. La droite théorique de chaque trait de côte de part et d'autre de l'embouchure est préalablement obtenue sur la base d'une régression linéaire de points de positionnement du littoral pris à intervalles de distance réguliers (avec une prise de points tous les 30 m environ pour l'année 2015, tous les 80 m pour la décennie 1970, relativement à la résolution des images). Les distances entre les coordonnées de chaque point et leur projection sur la droite linéaire ont fourni des résidus négatifs et positifs $\boldsymbol{R_y}$ [m] (Figure II - 7a). La valeur absolue de ces résidus est extraite et considérée comme l'écart à la régression de

chaque point. La moyenne arithmétique des résidus est calculée pour les traits de côte de chaque rive. A cette valeur sont additionnées celles de l'erreur de positionnement $\boldsymbol{E_p}$ [m], associée à la résolution de l'image utilisée pour vectoriser le linéaire côtier, ainsi que la précision du pointeur utilisé. Cette erreur est développée au cours du protocole méthodologique du calcul d'erreurs relatives à la vectorisation des traits de côte (Partie II, Chapitre 2, Section 3.1). Le résultat correspond donc à l'enveloppe d'erreur de la délimitation du littoral (Figure II - 7a).

Dans le calcul de la marge d'erreur de θ, l'extrémité du trait de côte $\boldsymbol{Sh}$ de chaque côté de l'embouchure a été décalée sur une distance angulaire entre l'axe et le profil circonférentiel équivalente à la moitié de la valeur obtenue $\boldsymbol{D_{t_{(droite\ ou\ gauche)}}/2}$ [m] (Figure II - 7b), exprimé selon :

$$\boldsymbol{D_t = \left|\overline{R}_y\right| + E_p} \qquad \text{(Equation 3)}$$

En soustrayant la valeur mesurée θ' de l'angle d'embouchure à partir des traits de côte relatifs aux erreurs calculées, comme le montre la Figure II - 7b, nous obtenons la marge d'erreur moyenne d'amplitude de l'angle pouvant être spécifiquement affectée à chaque delta.

(a)

Coordinates of shoreline points along *Sh*		Projection of points on the linear regression	Absolute value of residuals
X	Y		
X1	Y1	Y'1	|Y'1-Y1|
X2	Y2	Y'2	|Y'2-Y2|
X3	Y3	Y'3	|Y'3-Y3|
...	...	...	...
Xn	Yn	Y'n	|Y'n-Yn|

Mean of absolute value of residuals $+\sqrt{Satellite\ image\ resolution^2 + Operator\ error^2}$ = Radial distance *Dt*

(b)

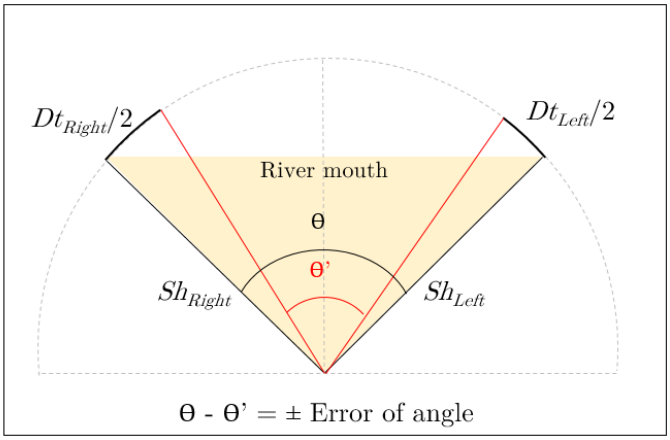


Figure II - 7. Méthode pour calculer les marges d'erreur des angles formés par le trait de côte à l'embouchure.

Un dernier élément morphologique informe sur la dynamique marine et sédimentaire des deltas : la présence de flèches littorales, leur allongement et leur rayon angulaire de courbure actuels ainsi que leur vitesse d'évolution annuelle en termes de longueur. Pour calculer le rayon de courbure $\boldsymbol{R}$ [m], il est nécessaire de mesurer la longueur de la flèche $\boldsymbol{C}$ (corde) [m], qui est la longueur d'étirement entre le pédoncule et la terminaison des crochons, et la flèche $\boldsymbol{F}$ [m], c'est-à-dire la distance entre la perpendiculaire au centre de la corde et le sommet de l'arc (courbe de la flèche littorale). En appliquant simplement le théorème de Pythagore, $\boldsymbol{R}$ est défini comme l'hypoténuse. La formule obtenue est la suivante :

$$\boldsymbol{R} = \frac{\boldsymbol{F}}{\boldsymbol{2}} + \frac{\boldsymbol{C^2}}{\boldsymbol{8F}} \qquad \text{(Equation 4)}$$

Sur l'ensemble des deltas étudiés, 31 possèdent des flèches littorales, d'1 (deltas du Baram, du Brazos, du Limpopo, du Nil, de l'Orange, du Rhône, de la Medjerda et du Moa) à 25 (delta de l'Indus), plus ou moins longues, plus ou moins courbées. L'état actuel d'allongement et de courbure fournit des indications sur l'influence des courants de redistribution sédimentaire littorale.

2.3.2. Climat météo-marin

Le contexte météo-marin proche-côtier des deltas étudiés est peu documenté dans la littérature. Lorsqu'il l'est, le protocole d'acquisition des données et l'emprise spatiotemporelle sont très hétérogènes. Les données utilisées pour caractériser le climat de houle général de chaque delta sont issues des archives de ré-analyses de seconde génération ERA-40 de modèles d'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), qui visent à décrire l'état de l'atmosphère et des conditions terrestres et océaniques sur 45 ans, de septembre 1957 à août 2002 (Uppala et al., 2005). Les données *in situ* proviennent de radiosondes, de ballons atmosphériques, de satellites (TOVS, SSM/I, ERS et ATOVS), de bouées et d'autres instruments de mesure de pression. Ces données sont fournies par un grand nombre d'organismes, qui sont ECMWF, NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*), NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), la US Navy, et d'autres services météorologiques nationaux notamment du Japon, du Canada, de Grande Bretagne, d'Australie. Les données extraites sont à intervalle d'analyse de 6 heures, pour 00, 06, 12 et 18 h UTC, sur les 45 années. Les variables étudiées sont la hauteur significative des vagues de vent et des houles combinées, en mètres, la direction moyenne des vagues, en degrés, et leur période, en secondes. Le maillage est de 1,5° x

1,5° avec une densification sur 0.5° x 0.5° et les données sont exportées en fichiers NETCDF, lisibles par le langage de programmation Matlab®. Pour chaque point analysé, une rose des houles est construite, à partir de la hauteur significative des houles et vagues de vent et de la direction. La fréquence d'occurrence de houles par champ de direction est également synthétisée pour estimer les directions dominantes des vagues, toutes hauteurs confondues. Par ailleurs, les hauteurs maximales mensuelles de houle sont extraites sur la base d'un seuil fixé aux 20% plus hautes vagues. Ce travail est également appliqué aux périodes de houle (Annexe H).

L'étude des marées est menée à partir de plusieurs bases de données mondiales mensuelles, horaires, issues d'acquisitions sur bouées, de stations de marée et de sorties de modèle. La base de données archivées par la UHSLC (*University of Hawaii Sea Level Center*) provient d'un réseau mondial de 300 stations de marée, échantillonnées par le GLOSS (*Global Sea Level Observing System*) établi depuis 1985 par la Commission Océanographique Intergouvernementale UNESCO (IOC). Un autre service archive les enregistrements de marée, le PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*), aussi issus du GLOSS. Egalement, la NOAA répertorie les données historiques de marée afin d'estimer les tendances d'évolution du niveau marin. D'autres données, obtenues à partir de modèles, sont utilisées dans cette étude, comme par exemple le logiciel WXTide32© (Hopper, 1998-2007), basé sur les programmes XTide©, version 1.6.2. (Flater, 1997) et WinTide© développé par Paul Roberts en 1996. Ce modèle exploite plus de 9 500 stations, dont plus de 300 stations de marées en Amérique du Nord pour simuler des prédictions de marées de 1970 à 2037. Ce programme, en langage C, est notamment utilisé dans l'étude pour identifier le marnage au temps d'acquisition de chaque image satellite étudiée. Un dernier modèle est exploité pour mesurer les amplitudes de marées moyennes et obtenir le détail de chaque harmonique, afin d'identifier le type de marée impactant chaque delta. Le package Tide Model Driver, dans le langage de programmation Matlab© est développé par Erofeeva, Padman et Howard en 2005. Il inclut une interface graphique et des scripts simples. Une grille mondiale est disponible et adaptée aux données de maillage 0,25° x 0,25°, issues du modèle TPXO©, versions 7.2 et 6.2 (Ray et Sanchez, 1989 ; Ray, 1999), développé à l'*Oregon State University*. Il intègre la bathymétrie, l'élévation du plan d'eau et le transport, c'est-à-dire la vitesse des courants de marée. Les valeurs d'élévations minimale et maximale sont également extraites afin de calculer l'enveloppe moyenne maximale d'amplitude tidale, quotidienne, mensuelle et annuelle. Les données horaires sont extraites pour chaque heure, du 1er janvier 1996 au 24 décembre 2014, afin de prendre en compte le cycle de marée nodal, de 18,6 ans (e.g., Gratiot et al., 2008). Cette échelle temporelle fournit également des indications sur les tendances d'évolution du niveau marin sur 19 ans. Les données sont alors

statistiquement traitées sous Matlab©. Pour calculer le marnage, les niveaux d'eau maximal et minimal sont extraits de chaque cycle oscillatoire. L'élévation des hautes eaux est alors moyennée sur 19 ans (*Mean High Water*, MWH), de la même manière que celle des masses d'eaux (*Mean Low Water*, MLW). L'étendue résultante entre ces deux valeurs est considérée comme le marnage moyen. Les harmoniques principales sont également étudiées et détaillées dans la partie III (Partie III, Chapitre 3, Section 1.2) afin de déterminer quel type de marée contraint l'environnement proche-côtier de chaque delta.

A partir de l'ensemble de ces bases de données et de sorties de modèles, les connaissances sur les processus physiques marins, liés à la houle, à la marée et au niveau de la mer, sont enrichies, malgré une qualité de la donnée qui reste améliorable.

2.3.3. Propriétés fluviales et du bassin versant

De la connaissance du régime fluvial dépend celle de l'apport sédimentaire à la côte, donc par extension la compréhension du développement même du delta. La capacité cinétique de transport de particules résulte de nombreuses caractéristiques hydrographiques qui ne sont pas toutes documentées dans les travaux de recherche antérieurs.

L'évolution historique du débit liquide est nécessaire pour estimer les tendances des changements d'apports en sédiments sur le littoral, ou encore pour déceler des anomalies importantes relatives à des crues et des sécheresses majeures. La principale base de données répertoriant les variations de débit est celle du *Global Runoff Data Centre* (GRDC, 2015), qui archive les données journalières et mensuelles des derniers 200 ans de quelques 9 300 stations (Figure II - 8). Les données sont obtenues à l'issue d'une demande par formulaire accompagné du choix depuis le catalogue des stations disponibles, gratuitement pour des applications non commerciales. Pour chaque station sélectionnée, un fichier ASCII est fourni avec les informations essentielles de coordonnées spatiales tridimensionnelles de la station, de dates de début et fin d'acquisition des données quotidiennes et/ou mensuelles, ainsi que les données de débit associées (Annexe I). Pour certains fleuves, plusieurs stations sont choisies pour couvrir les différents affluents lorsqu'aucune station n'est positionnée à l'aval. Concernant le fleuve de la Moulouya, les données n'étant pas disponibles dans ces archives, les enregistrements mensuels sont issus de l'UNESCO.

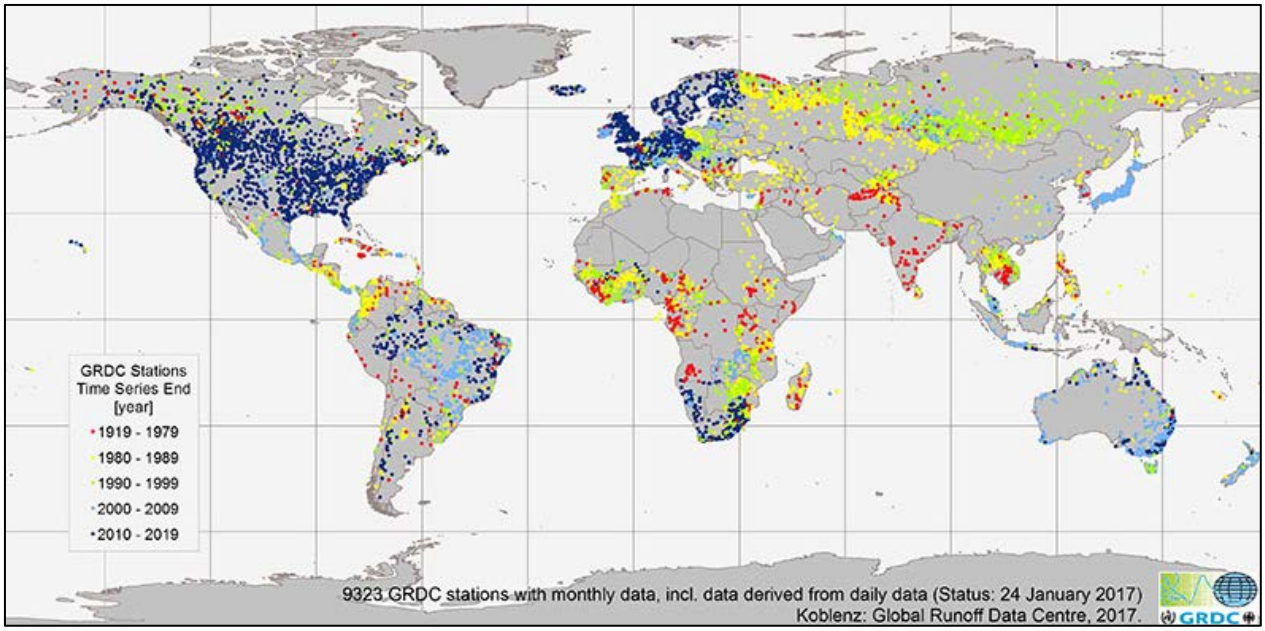


Figure II - 8. Distribution spatiale mondiale des stations GRDC en fonction des dates d'arrêt d'acquisition des débits journaliers fluviaux.

Ces données d'évolution de débit, malgré les discontinuités d'acquisition et des couvertures temporelles hétérogènes, sont précieuses pour tenter d'estimer les variations du débit solide $\boldsymbol{Q_s}$ [kg/s]. Seuls les ordres de grandeurs et les tendances à l'augmentation et à la diminution sont exploitables, du fait du manque parfois de stations enregistrant la totalité des écoulements du réseau de drainage. Afin de quantifier ces charges sédimentaires, une formule est retenue en fonction des données à disposition, celle de Syvitski et Morehead (1999) :

$$\boldsymbol{Q_s = 25,19Q^{-2,209} * Q}\left(\left[\frac{\log\left(\frac{0,02H^{1,5}A^{0,5}}{25,19Q^{-2,209}}\right)}{\log \bar{Q}}\right]\boldsymbol{-1-0,238}\right)\boldsymbol{+1} \qquad \text{(Equation 5)}$$

Soit, pour simplification :

$$\boldsymbol{Q_s = aQ^{b+1}} \qquad \text{(Equation 6)}$$

où :

(1) $\boldsymbol{a = 25,19Q^{-2,209}}$ (Equation 7)

car d'après Syvitski et al. (1998a, 1998b), une fois les écoulements inférieurs à 20 m^3/s exclus, ce taux de concentration $\boldsymbol{a}$ [kg/m^3] peut être estimé à partir du débit moyen $\boldsymbol{Q}$, en représentant 65% de la variance des expérimentations faites sur un échantillon de 36 fleuves.

(2) $\boldsymbol{c = 0,238}$

où $\boldsymbol{c}$ est le coefficient de régression organique, utilisé pour convertir la charge sédimentaire journalière en charge sédimentaire annuelle moyenne.

(3) $\boldsymbol{b = \left(\left[\log\left(\frac{0{,}02H^{1,5}A^{0,5}}{a}\right)\right] - 1 - c\right)}$ (Equation 8)

où $\boldsymbol{H}$ est l'altitude maximale du relief du bassin versant [m] et $\boldsymbol{A}$ l'aire du bassin versant [km^2].

A partir des données historiques de débits liquides, la variation annuelle de charge sédimentaire est obtenue en appliquant ces formules, sur chaque année, aux données disponibles.

D'autres caractéristiques fluviales, de type morphologique, sont ajoutées à la base de données. La pente du lit du fleuve est obtenue à partir de la *Global Drainage Basin Database* (GDBD, Masutomi et al., 2009), une mine d'or en termes de données sur les caractéristiques générales du bassin versant (occupation du sol, pente, densité de population) mais aussi sur les aspects hydrologiques, avec un réseau mondial précis des chenaux de fleuves et rivières, renseignant sur leur pente et la longueur de chaque tronçon (de près d'1 à 3 km chacun). Ces données sont disponibles sous format vecteur, compatible sous Système d'Information Géographique (SIG) ArcGIS®. La largeur de chaque cours d'eau contributeur des deltas étudiés est quant à elle extraite de la base de données, elle aussi adaptée au SIG, constituée par Andreadis et al. (2013) à partir des données hydrographiques HydroSHEDS (*Hydrological data and maps based on SHuttle Elevation Derivatives at multiple Scales*). Les largeurs de chaque tronçon de 20 à 100 m de longueur sont associées à des intervalles de confiance, de 95%. Les deux données (largeur et pente) impliquent un long protocole d'extraction. Concernant la pente, il s'agit d'extraire 3,7% de la donnée totale, soit seulement 2 469 tronçons sur les 67 225 traçant les différents cours d'eau sur Terre. Quant à la largeur, ce n'est que moins d'1% de la donnée qui est conservé, soit 23 603 segments sur les 3 179 290. Le travail d'extraction a nécessité la prise en compte des délimitations précises des bassins versants, récupérées de la base de données HydroSHEDS, et l'exclusion des cours d'eau considérés comme des ruisseaux, afin de réduire la marge d'erreur, qui est alors d'environ 10% de la valeur. Une autre base de données est utilisée pour compléter la couverture spatiale d'Amérique du Nord, la *North American River Width Data Set* (NARWidth, version 1, Allen et Pavelsky, 2015), créée à partir de sorties d'algorithmes sur des images Landsat® TM et ETM+. Afin d'obtenir la pente et la largeur moyennes de chaque fleuve, des moyennes pondérées sur la longueur des segments sont calculées (Figure II - 9).

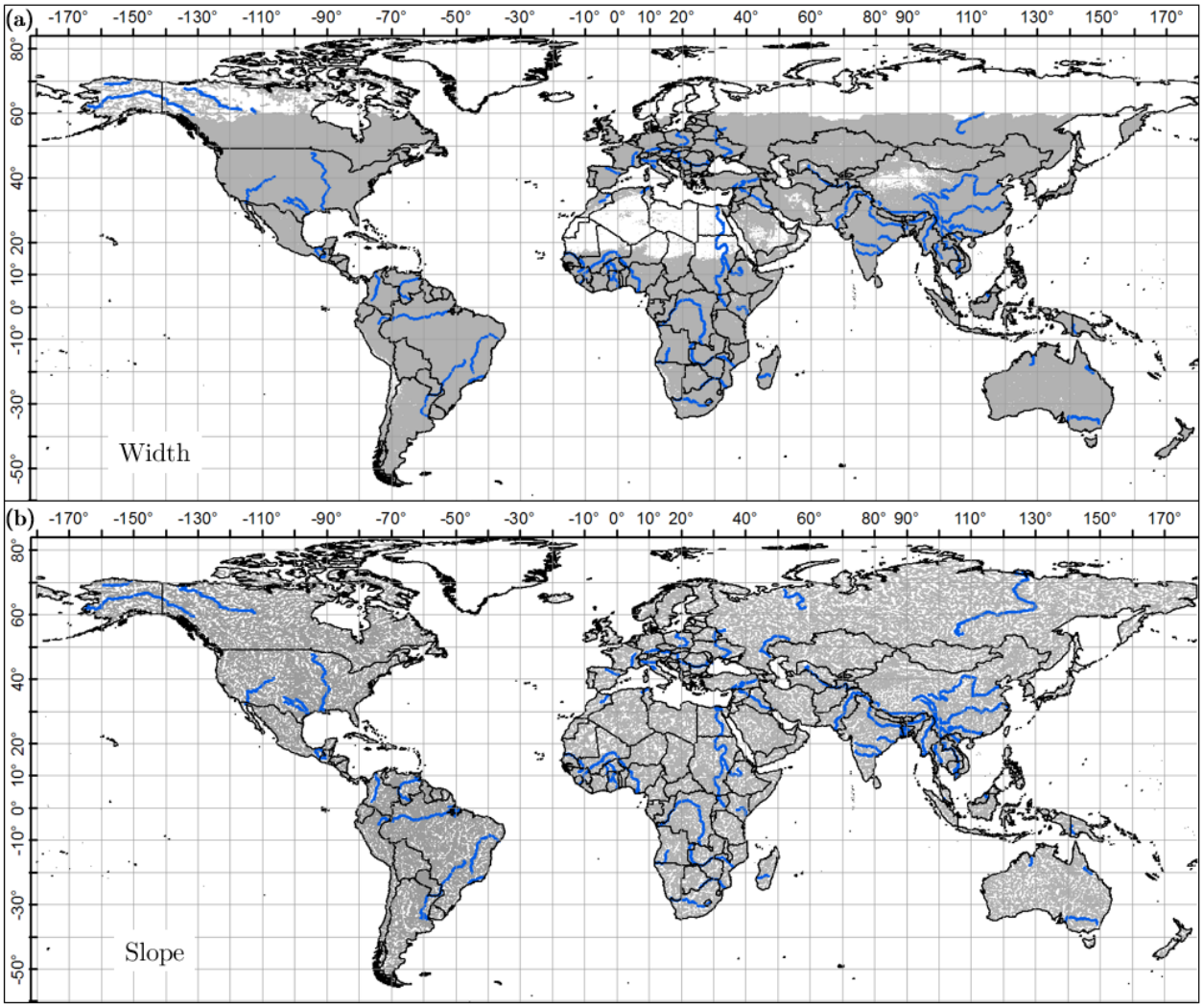


Figure II - 9. Extraction des données (a) des largeurs et (b) des pentes des fleuves de l'étude chaque tronçon kilométrique parmi la vaste base de données.

Depuis les bases de données énoncées précédemment et les données de la littérature, les informations sur l'indice d'écoulement fluvial $\boldsymbol{Run}$ (ou *runoff*), connues dans les travaux antérieurs, sont complétées sur la base du rapport du débit liquide sur la superficie du bassin de drainage ($\boldsymbol{A_b}$) [mm/an] :

$$\boldsymbol{Run} = \frac{\boldsymbol{Q}}{\boldsymbol{A_b}} \qquad \text{(Equation 9)}$$

De la même manière, la longueur de l'ensemble des chenaux principaux et secondaires $\boldsymbol{L_{Chenaux}}$ [m], alimentant les deltas, étudiés est extraite et également rapportée à la surface de bassin de drainage associé $\boldsymbol{A_b}$ [km²] afin d'estimer la densité des chenaux distributaires $\boldsymbol{D_d}$ [m/km²], ce qui renseigne sur le potentiel d'alimentation fluviale.

$$\boldsymbol{D_d = \frac{L_{Chenaux}}{A_b}} \quad \text{(Equation 10)}$$

Afin d'enrichir nos connaissances sur les sédiments potentiellement transportés par les fleuves, un travail de quantification de la dénudation des bassins versants est mené, à partir de travaux déjà publiés. Les taux de dénudation des bassins versants $\boldsymbol{D}$, provenant de l'étude de Summerfield et Hulton (1994), sont exprimés en mm/an, tandis que ceux qui sont ici calculés sont exprimés en [kg/m²/an]. Ils résultent du rapport entre la superficie du bassin versant $\boldsymbol{A_b}$ et la charge sédimentaire $\boldsymbol{Q_s}$ des chenaux principaux étudiés [kg/s] :

$$\boldsymbol{D = \frac{Q_s}{A_b}} \quad \text{(Equation 11)}$$

Les résultats complètent ainsi les données manquantes de la production en sédiments des bassins versants (*Sediment yield*) issues de la littérature (Annexe A).

Les propriétés du bassin versant et du fleuve associé à chaque delta étudié sont des éléments primordiaux pour la compréhension de la dynamique et du développement morpho-sédimentaire deltaïque. Les connaissances restent incomplètes mais s'enrichissent progressivement, et l'association de variables par mise en rapport aide à mieux cerner les interactions des dimensions et grandeurs qui les définissent.

2.3.4. Données à caractère anthropique

La distribution spatiale de la population est essentielle dans l'étude de vulnérabilité humaine relative aux changements environnementaux des deltas, mais également dans l'analyse des pressions anthropiques affectant les deltas. Les données collectées proviennent du Centre Américain des Données Socioéconomiques et des Applications (*Socioeconomic Data and Applications Center*, SEDAC), hébergé par l'EOSDIS de la NASA (*Earth Observing System Data and Information System*). Les données sont issues de la *Gridded Population of the World*, version 4 (GPWv4, CIESIN, 2015), de résolution en sortie de 30 arc-secondes, soit près d'un kilomètre à l'équateur. Les données disponibles sont archivées dans le *Center for International Earth Science Information Network* (CIESIN, 2016) et elles sont ajustées dans la révision de mars 2015 des effectifs totaux nationaux, réalisée par la U*nited Nations Population Division*, au service *World Population Prospects*. Parmi elles, les données exploitables sont l'effectif de la population et sa densité, notamment utilisés dans ces travaux, pour les années 2000, 2005, 2010, 2015 et les projections de 2020. Elles peuvent être extraites sous format GEOTIFF ainsi qu'en fichiers textuels pour faire des traitements de découpage et de statistiques. Une autre combinaison de bases de

données sur le même format et de la même source (CIESIN, 2016) est utilisée à l'échelle des espaces deltaïques étudiés pour estimer la distribution des populations urbaines et rurales pour les années 1990, 2000 et 2010 ainsi que sur les projections en 2100. La première base de données *Low Elevation Coastal Zone* (LECZ, CIESIN, 2013), version 2, permet d'extraire les espaces littoraux de moins de 20 m d'altitude, à partir du *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, Farr et al., 2007), de précision 3 arc-secondes (près de 90 m). La seconde, *Gridded Rural-Urban Mapping Project Database, version 1* (GRUMPv1, Balk et al., 2006 ; CIESIN, 2011), produit des estimations des populations urbaines et rurales de 202 des 232 pays. Ainsi la population rurale et urbaine est estimée pour les espaces inscrits à une altitude inférieure ou égale à 1 m, 3 m, 5 m, 7 m, 9 m, 10 m, 12 m et 20 m. En sortie, la résolution finale est de 30 arc-secondes pour refléter les niveaux d'incertitude résultant des résolutions de données de population et d'élévation.

A partir de cette base de données, les franges littorales deltaïques sont extraites jusqu'à environ 20 km à l'intérieur des terres, pour chaque delta étudié.

D'autres données relatives à la présence et l'activité de l'Homme sont utilisées dans ces travaux, notamment les données déjà citées (Partie II, Chapitre 1, section 2.2). Certaines d'entre elles ont également fait l'objet de divers traitements pour enrichir les connaissances des impacts anthropiques. C'est notamment le cas des données de capacité maximale de stockage des barrages-réservoirs (*GRanD database*, Annexe F). A partir de la charge sédimentaire fluviale $\boldsymbol{Q_s}$ [kg/s] et le débit liquide moyen annuel $\boldsymbol{Q}$ [m^3/s], la concentration sédimentaire $\boldsymbol{C_s}$ des chenaux principaux étudiés [kg/m^3] peut être déduite :

$$\boldsymbol{C_s = \frac{Q_s}{Q}} \qquad \text{(Equation 12)}$$

Par simple conversion des unités de masse et de temps, la charge sédimentaire est exprimée en tonnes par an. Quant à la concentration sédimentaire, elle est utilisée pour connaître la masse théorique de sédiments pouvant être stockée en une année ($\boldsymbol{C_{s_{stockée}}}$) dans le volume des réservoirs en place ($\boldsymbol{V_{stockage}}$) :

$$\boldsymbol{C_{s_{stockée}} = C_s * V_{stockage}} \qquad \text{(Equation 13)}$$

Cette masse, une fois convertie en tonnes, est soustraite à la masse annuelle de sédiments délivrés par le fleuve. Ainsi, le pourcentage de sédiments retenus par les réservoirs en une année, dans le cas d'un stockage atteignant la capacité maximale, peut être estimé.

La prise en compte du poids humain par son occupation et ses activités est extrêmement complexe sur les littoraux deltaïques. Son impact est détaillé en emboîtement d'échelles spatiotemporelles variables d'un delta à l'autre qui sont mal documentées ou rarement mises à jour. Les connaissances de la pression anthropique constituent actuellement la principale ombre à la véracité de notre compréhension du développement et de la vulnérabilité deltaïque.

Chapitre 2 : Caractérisation de l'évolution côtière

Dans le but de comprendre les tendances de développement récent et actuel des deltas, le suivi du trait de côte a été effectué pour 57 des 60 deltas. Le tracé côtier est rendu impossible pour les deltas de la Léna, de la Petchora, du Yukon, tous trois ayant plus d'une centaine d'embouchures (Figure II - 10 a, b, c). De plus, du fait de leur position en région polaire, ces deltas sont très souvent sous la glace. L'évolution du littoral du delta de l'Amou-Daria n'est également pas étudiée, sa délimitation étant impossible (Figure II - 10 d).

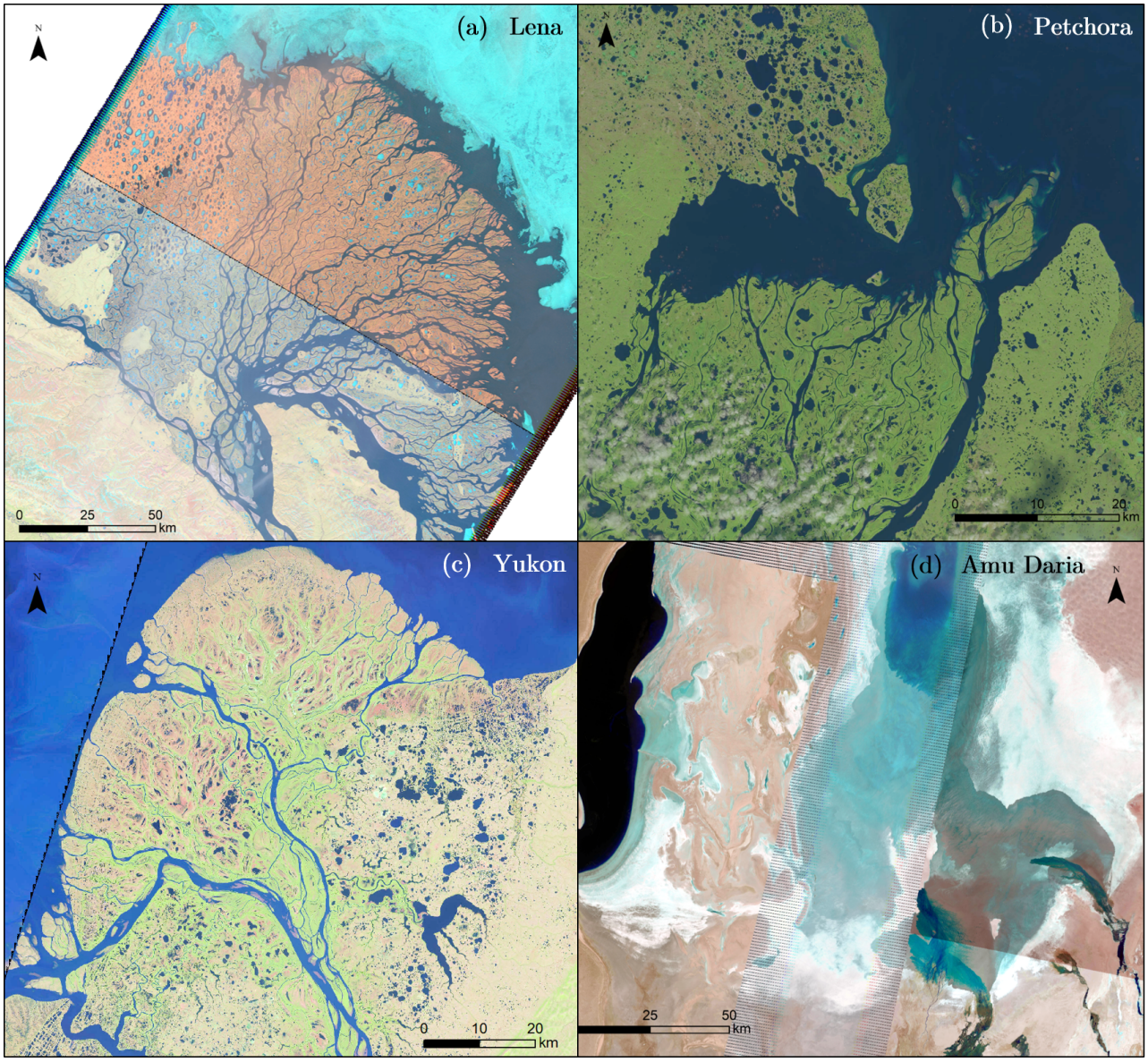


Figure II - 10. Images satellites Landsat des deltas (a) de la Léna, (b) de la Petchora, (c) du Yukon et (d) de l'Amou Daria.

1. Données et mise en conformité

L'analyse des tendances d'évolution côtière d'une telle quantité de deltas nécessite un travail préalable de recompilation des travaux antérieurement menés afin de profiter de ces mines d'information et d'alléger la tâche à exécuter. A l'issue de ces recherches bibliographiques, une collecte de données spatiales de moyenne à haute résolution est effectuée pour compléter les connaissances sur les changements côtiers deltaïques.

1.1. Travaux antérieurs

La quantification et la spatialisation de l'évolution côtière historique des deltas sont basées sur une compilation préalable de suivis des traits de côtes recensés sur la totalité de chaque espace deltaïque, dans la littérature, sur une base de nombreux articles scientifiques. Certains traitent d'un delta en particulier, tandis que d'autres s'intéressent à plusieurs édifices deltaïques. Cette anthologie scientifique a permis d'une part d'identifier les espaces mieux connus que d'autres ainsi que la période où le suivi de l'évolution s'est arrêté.

Tous les deltas renseignés dans les publications, au nombre de 20, sont des données incomplètes dans la période d'étude souhaitée et n'atteignent pas 2014 – 2016. Le suivi a été complété jusqu'à cette date, à l'exception des deltas du Colorado, au Texas, documenté de 1930 à 2007, du Fleuve Jaune, de 1996 à 2011, du Mackenzie, de 1967 à 2013, de la Volga, de 1927 à 1999 et du Chang Jiang, de 1974 à 2010 (Tableau II - 3).

Deltas	References for shoreline change analysis
Colorado (Tx)	Morton et Pieper, 1975, Paine et al., 2011
Huang He	Chu et al., 2006 ; Wang et al., 2007 ; Syvitski et Saito, 2007 ; Saito et al., 2007 ; Chen et al., 2009 ; Bi et al., 2014
Mackenzie	Solomon, 2005 ; Hese et Overduin, 2014
Volga	Li et al., 2004
Yangzi Jiang	Chu et al., 2013
Nile	Smith et Abdel-Kader, 1988 ; El-Fishawi, 1989 ; Frihy, 1991 ; Fanos, 1995 ; Torab et Azab, 2007 ; Elsayed et Mahmoud, 2007 ; Hereher, 2011

Deltas	References for shoreline change analysis
Niger	Adegoke et al., 2010 ; Obowu et Abam, 2014 ; Dada et al., 2015 ; Kuenzer et al., 2015
Mississippi	Morgan et Larimore, 1957 ; Morgan et Morgan, 1983 ; Adams et al., 1978 ; Van Beek et Meyer-Arendt, 1982 ; Penland, 1996 ; Morton et al., 2004 ; Penland et al., 2003 ; Penland et Kulp, 2005 ; Couvillon et al., 2010
Brazos	Morton et Pieper, 1975, Paine et al., 2011
Rhône	Suanez et Provansal, 1996 ; Maillet et al., 2006
Krishna	Rao et al., 2006
Godavari	Malini et Rao, 2004 ; Rao et al., 2010 ; Rao et al., 2015
Chao Phraya	Uehara et al., 2010
Arno	Bini et al., 2008
Vistula	Graniczny et al., 2004
Song Hong	Dien et al., 2003 ; Thanh et al., 2005 ; Thao, 2008
Ganges-Brahmaputra	Allison et Nittrouer, 1998
Ombrone	Cipriani et al., 2013
Ayeyarwady	Hedley et al., 2010

Tableau II - 3. Références bibliographiques des données d'évolution côtière pour les deltas renseignés dans la littérature

Les autres deltas ayant fait l'objet d'une analyse historique d'évolution, avant la préparation de cette étude, sont les deltas du Nil de 1895 à 2006, du Niger de 1923 à 2013, du Mississippi de 1850 à 2010, du Brazos de 1850 à 2001, du Rhône de 1823 à 2000, du Krishna de 1920 à 2008, du Godavari de 1930 à 2012, du Chao Phraya de 1969 à 2001, de l'Arno de 1938 à 2004, de la Vistule de 1894 à 1997, du Fleuve Rouge de 1930 à 2008, du Gange-Brahmapoutre de 1792 à 1984, de l'Ombrone de 1954 à 2006 et de l'Ayeyarwady de 1925 à 2006 (Tableau II - 3).

Par souci de comparaison avec les deltas qui n'ont pour données que celles issues des images satellites Landsat®, une période limite d'étude est retenue : le milieu du XX^{e} siècle, dans la mesure du possible suivant la disponibilité des images, autour de 1970. Une exception est faite pour le

delta du Mékong pour lequel l'analyse est étendue jusqu'en 1950 afin de couvrir l'événement marquant de la Guerre du Vietnam (1962 – 1972).

Tous les résultats en termes d'évolutions annuelles métrique et surfacique répertoriés dans les publications antérieures sont retenus.

1.2. Données spatiales

A ces 20 deltas déjà étudiés, 37 autres sont ajoutés à la liste, lesquels ne sont pas renseignés par la littérature sur leur évolution quantifiée, du moins pour la totalité de l'espace qu'ils recouvrent.

L'étude du trait de côte des deltas a nécessité la constitution d'une base de données spatiales hétérogènes à partir d'imageries satellitaires orthorectifiées avec multicapteurs de moyenne et haute résolution, respectivement Landsat® et SPOT® 5 et 6 (*Satellite for Observation of Earth*) ainsi que CORONA®, suivant la disponibilité sur la période 1972 – 2015. Des images aériennes et des cartes topographiques ont également été utilisées dans les cas de disponibilité telle que sur les deltas du Mékong et du Rhône (Annexe G).

Les données spatiales sont intégrées dans le Système d'Information Géographique (SIG) ArcGIS©, version 10.2.2, développé par l'*Environmental Systems Research Institute* (ESRI), qui permet la visualisation et l'analyse de données géographiques. Le système de coordonnées de référence de cette étude est le Système Géodésique Mondial (*Worldwide Geodesic System*, WGS) 1984, de projection *Universal Transverse Mercator* (UTM), la zone variant suivant la latitude du delta. Les paramètres géométriques des images sont préférentiellement rectifiés sur la base des images SPOT® des dernières générations, donc de haute résolution. Lorsqu'elles ne sont pas disponibles, le jeu de données de l'année la plus récente, avec la meilleure précision, notamment produit par la dernière génération de satellite Landsat®, est utilisé afin de composer une base de données hétérogène mais comparable.

Le géoréférencement des images attribue un emplacement spatial à ces données cartographiques. Il permet en effet de renseigner les coordonnées de rasters tels que les images satellites, dans un référentiel approprié à la région étudiée, avec une précision adéquate. Il fait correspondre les pixels de l'image traitée à un couple de coordonnées cartographiques, en mètres dans cette étude, afin de mettre en correspondance le cadre spatial du jeu de données entre les dates étudiées couvrant la totalité de chaque delta, dans une projection permettant la visualisation

de la zone avec un minimum de déformation liée à la planéité de la représentation. Les images satellites extraites sont toutes initialement associées à un fichier de géopositionnement, ce qui réduit considérablement l'ampleur du géo-traitement. Suivant la qualité de ce calage, une rectification est appliquée. Ce travail est effectué manuellement à partir de plusieurs points de contrôle fixes, pour éviter au mieux les changements temporels tels que ceux de la position d'un coude de chenal fluvial. Les images satellites et les cartes topographiques ont, pour beaucoup, fait l'objet de cette rectification de géoréférencement afin de corriger les déformations pouvant être liées à la perspective de la prise de vue par le satellite. Le protocole d'orthorectification est considéré pour cette étude trop long et complexe, au regard de la grande quantité de données spatiales à traiter. La correction du géoréférencement attribué à chaque image lui a été préférée. Pour l'ensemble des images, la transformation de premier ordre (affine) a été utilisée pour favoriser les mouvements planaires de raster (translation, rotation, homothétie) sans distorsion spatiale. L'erreur de positionnement calculée à partir de la somme des erreurs quadratiques moyennes est prise en compte, ainsi que la résolution de l'image exploitée et rectifiée, afin d'estimer l'incertitude de la détermination du trait de côte.

L'ensemble des supports géospatiaux disponibles et facilement accessibles est utilisé dans cette étude. Cette dernière pourrait être affinée par des images et cartes supplémentaires. La sélection a été contrainte d'une part financièrement, par le prix d'images de très haute résolution et la quantité d'images nécessaires pour couvrir chaque delta, d'autre part par la difficulté d'accès à des archives locales, régionales, voire nationales, notamment de cartes historiques certainement existantes, de chaque delta étudié.

1.2.1. Images satellites

Les images satellites de moyenne et haute résolution sont les supports les plus utilisés dans cette étude (Annexe G). La centralisation des données, leur accessibilité et leur large couverture spatiotemporelle offrent une relative aisance dans l'effort d'homogénéisation des travaux sur les différents sites d'étude.

1.2.1.1. Images satellites de moyenne résolution

Les images satellites Landsat® sont les données géospatiales les plus utilisées dans cette étude car elles sont en libre accès, la fréquence des prises de vue est forte et elles assurent une couverture spatiale mondiale (Annexe G). Cependant, elles sont limitées par la qualité de

résolution et la couverture temporelle, n'apparaissant qu'à partir de 1972-1973 (Figure II - 11). Ces images Landsat® ont une résolution variable en fonction de la génération satellitaire utilisée et chacune couvre un espace de 170 x 185 km. Il s'agit de scanners multispectraux, avec trois bandes dans les longueurs d'onde du visible et jusqu'à quatre autres dans l'infrarouge, avec une bande supplémentaire panchromatique pour les satellites les plus récents. Les images ont été téléchargées en GeoTIFF avec les références géographiques intégrées. Toutes les images exploitées sont choisies sur la période de la saison sèche pour les deltas impactés par des saisons de moussons. Elles sont sélectionnées également en parallèle à une analyse horaire des marées, afin d'assurer une homogénéité du niveau d'eau sur toutes les images d'un même site, en favorisant au mieux les périodes de marée basse, plus appréciables pour délimiter le trait de côte. Celles de fin d'année sont considérées comme étant les images de l'année suivante. Le Landsat® 1-5 MSS (*Multispectral Scanner*), pour couvrir la période de 1973 au début des années 1980, fournit des jeux de données de résolution 60 m avec les bandes spectrales 4 à 7. Les images sont obtenues en WGS 84, UTM *Polar Stereographic* pour le continent Antarctique et sont transformées en WGS 84, la projection UTM étant relative à la zone spécifique étudiée. Le satellite Landsat® 4-5 TM (*Thematic Mapper*), utilisé pour les images de 1982 à 1999, comporte les mêmes paramètres en se composant cependant des bandes spectrales 1 à 7 et en fournissant une résolution supérieure, de 30 m, 120 m pour le canal thermique. Le satellite Landsat® 7 ETM + SLC (*Scan Line Corrector*) possède la huitième bande, panchromatique, avec 15 m de résolution. Il fournit les images depuis 1999. Les bandes du visible sont 1 à 5 et 7, avec 30 m de résolution spatiale. La bande 6 est le canal infrarouge thermique avec 60 m de résolution. Pour finir, les années 2013 à 2015-2016 ont pu être récupérées depuis le satellite Landsat® 8 OLI/TIRS (*Operation Land Imagery/Thermal Infra Red Sensor*), lorsque la qualité de photo-interprétation était satisfaisante. La bande panchromatique a une résolution de 15 m, la multispectrale de 30 m et la thermique de 100 m. L'ensemble des données spatiales a été sélectionné de manière à couvrir la totalité du littoral des deltas pour chaque année analysée, avec un intervalle d'un à cinq ans et une couverture nuageuse minimale, inférieure à 10%.

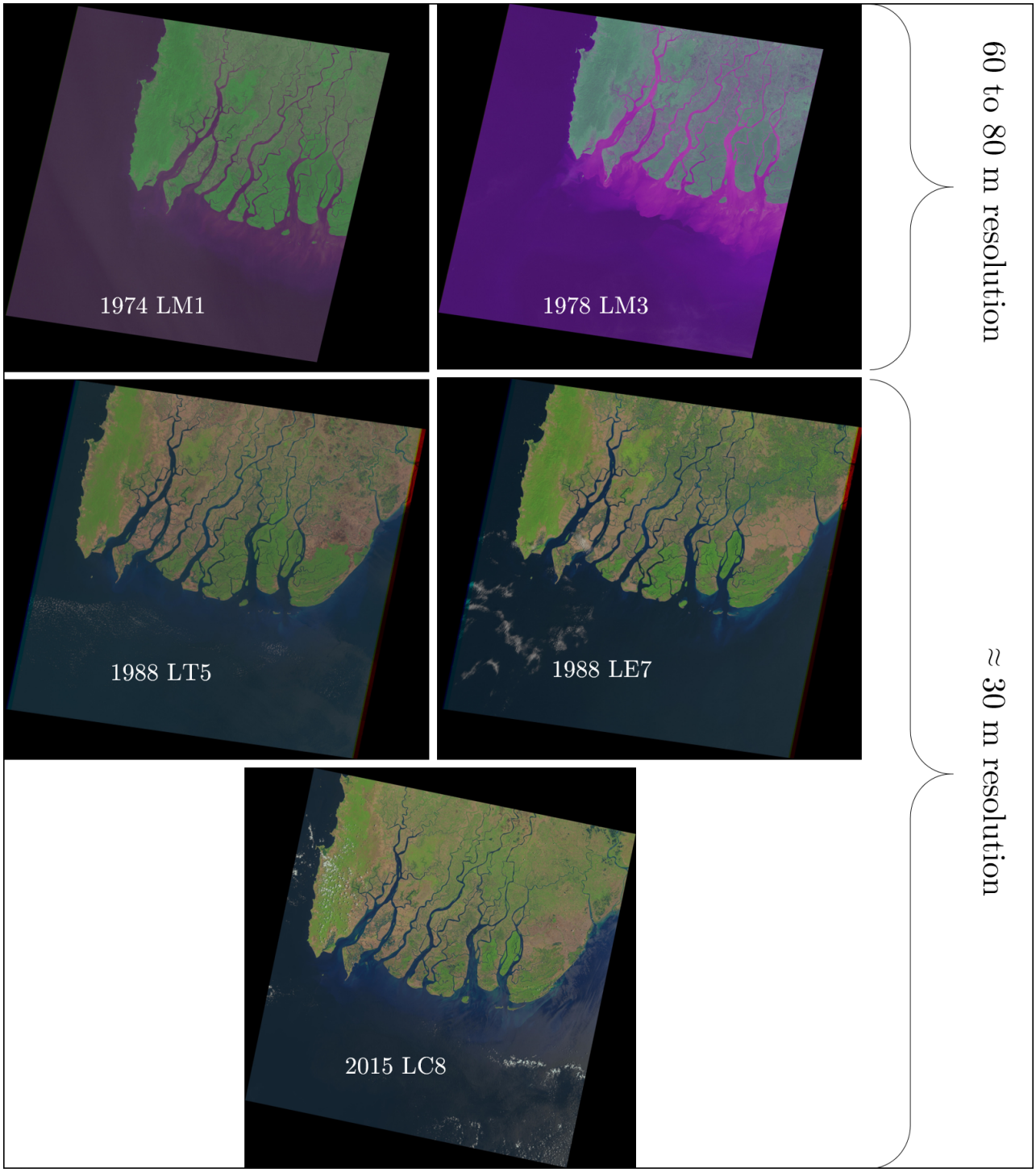


Figure II - 11. Présentation des principales générations d'images satellites Landsat et les résolutions associées, sur l'exemple des embouchures du delta de l'Ayeyarwady.

Cette base de données est prise en considération dans l'étude de la mobilité du trait de côte et dans la variabilité surfacique du delta.

1.2.1.2. Images satellites de haute résolution

En complément de cette compilation, des images en couleur du satellite de troisième génération SPOT® 5 ont été ajoutées pour les années 2003, 2007 et 2011, couvrant entièrement le delta du Mékong. Les images satellites SPOT® 5, couvrant le delta du Gange-Brahmapoutre, ont également été achetées pour l'année 2015. Malheureusement, ces dernières ont présenté un défaut d'acquisition entraînant un décalage et une déformation non linéaire de plusieurs dizaines de mètres, ce qui n'a pas permis une fusion et un géoréférencement satisfaisants des images entre elles. Elles n'ont pas pu être utilisées pour l'analyse historique du trait de côte pour ce delta. Ces images ont été acquises auprès de l'Agence Spatiale Européenne (*European Space Agency*, ESA), par la division *Airbus Defence and Space*. Leur résolution multispectrale, combinée au mode panchromatique, nettement supérieure à celles précédemment décrites, est de 2,5 x 2,5 m. L'emprise spatiale de chaque image est quant à elle de 60 x 60 km. Les images de ces trois années sont intégrées dans l'analyse de l'évolution du trait de côte et de surface sur le littoral du delta du Mékong. Les images SPOT® de l'année 2003 sur ce littoral sont prises, parmi les trois années à disposition, pour une calibration des images Landsat® du même delta. Une analyse de la distance entre les traits de côte des deux jeux de données est réalisée chaque 100 m. La distance moyenne globale est de 7,71 m, ce qui est appréciable pour l'intégration des données Landsat® dans les traitements avec les images SPOT® 5. Ce travail de prétraitement a permis d'apprécier le niveau de précision des analyses faites à partir de supports d'images différents.

Plus précise encore, la couverture ortho-rectifiée des images SPOT® 6 a été utilisée pour le Delta du Rhône, rendue publique par l'Institut Géographique National (actuellement l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN)) grâce à GEOSUD (http://ids.equipex-geosud.fr/web/guest/catalog), pour l'année 2015, sur la France Métropolitaine (Figure II - 12). La résolution est de 1,5 m, avec une emprise spatiale de 60 x 60 km. Une densification de pixels a été réalisée avec une dimension obtenue de 0,6 x 0,6 m.

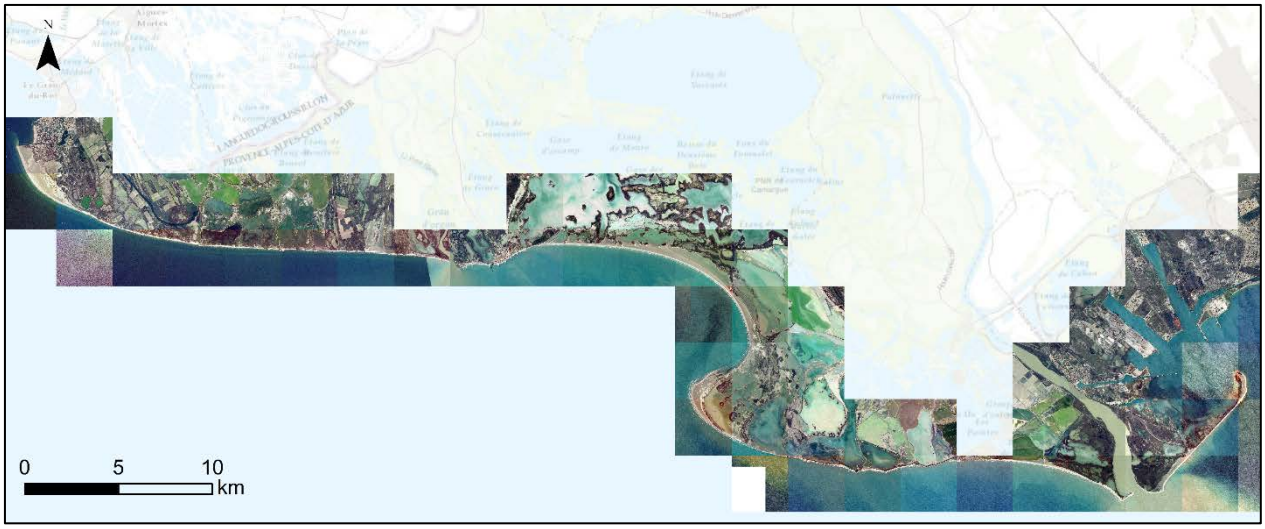


Figure II - 12. Emprise spatiale des images satellites SPOT 6 sur le delta du Rhône.

L'étude du delta du Mékong a également profité de l'accès à des données spatiales récemment déclassifiées par la *Central Intelligence Agency* (CIA), en février 1995, issues du premier programme de satellites espions de reconnaissance des Etats-Unis d'Amérique (USGS), en opération entre août 1960 et mai 1972 pour les besoins de surveillance de l'Union Soviétique, la Chine, le Vietnam notamment. Les images satellites CORONA® KH-4B sont de haute résolution. Des scanners au film de haute performance photogrammétrique sont utilisés pour créer des produits numériques panoramiques en noir et blanc de résolution 7 µm (soit 3 600 dpi) à 14 µm (soit 1 800 dpi). Les treize images collectées proviennent de la mission 9023. Elles ont été acquises en août 1961 lors de missions de reconnaissance, à la veille de la Guerre du Vietnam (1962 – 1972). La résolution des pixels y est de 7 m. Le géoréférencement de ces données spatiales a été rendu complexe par la faible emprise d'espace, l'effet de retournement en miroir inversé des images, le manque crucial de points d'amer identifiables lié à la forte évolution de l'occupation du sol entre 1961 et la date des images suivantes accessibles (soit après la fin de la Guerre du Vietnam). Le géoréférencement opéré a conduit à une transformation polynomiale, déformant l'image. Il a nécessité un traitement combiné sur SIG, avec les logiciels Photoshop© et de photogrammétrie Agisoft Photoscan©. L'ensemble des images disponibles et exploitables, de 1961, couvre une majeure partie de la côte occidentale du delta ainsi qu'environ 20% du littoral oriental, au Sud des embouchures (Figure II - 13).

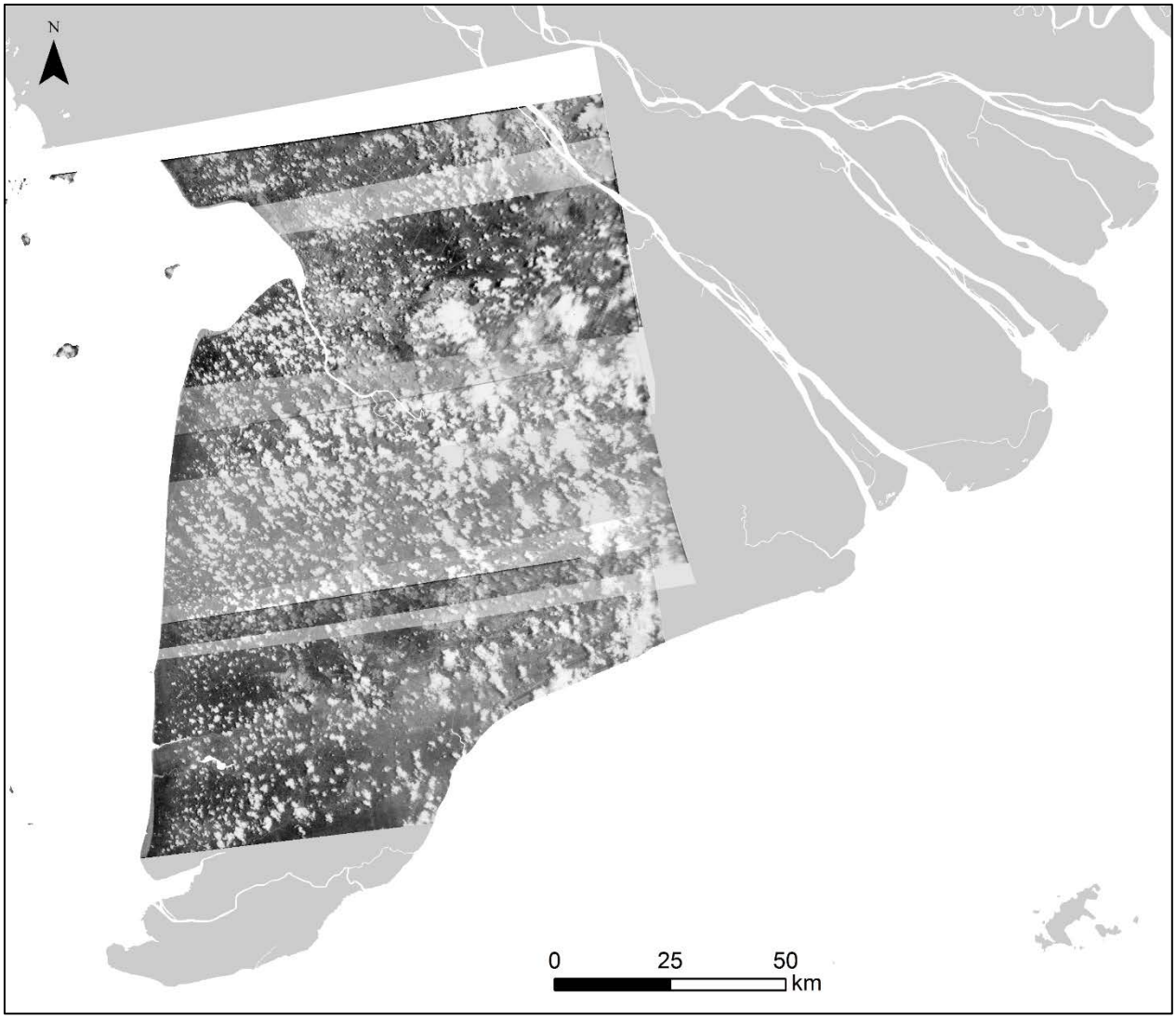


Figure II - 13. Emprise spatiale des images satellites CORONA sur le delta du Mékong.

La base de données spatiales de haute résolution est certes quantitativement limitée mais permet d'une part un calage corrélatif des images de moindre résolution et de leur géo-traitement, et d'autre part une perception plus précise de l'occupation du sol sur ces quelques sites, ainsi qu'un jeu de données de dates supplémentaires.

1.2.2. Autres types de données

Les images satellites, bien que largement exploitées dans cette étude, ne sont pas les seules données spatiales utilisées dans le cadre des analyses sur les tendances d'évolution côtière des soixante deltas. Néanmoins, des supports additionnels restent difficiles à trouver et obtenir. L'accès et/ou la pertinence d'autres données sont limités. Ils doivent apporter des informations

supplémentaires, notamment en couvrant une date ou une période non disponible à partir des images satellites. Ils doivent également couvrir l'ensemble de l'espace deltaïque pour assurer la cohérence de raisonnement.

1.2.2.1. Cartes topographiques

Des cartes topographiques sont exploitées pour le littoral du delta du Mékong, afin de remonter temporellement à des périodes clés de pression humaine, telles que les Guerres d'Indochine (1946 – 1954) et du Vietnam (1962 – 1972) (Annexe G). Elles viennent ainsi compléter la couverture spatiale du delta du Mékong juste avant le commencement de la Guerre du Vietnam, cette fois-ci sur le secteur des embouchures (Figure II - 14). Les cartes topographiques IGN de 1950 du delta du Mékong sont prétraitées pour les positionner conformément au système de coordonnées d'usage dans cette étude. Elles requièrent la recréation du système de coordonnées initial, abandonné et peu documenté dans les références classiques, et d'une transformation des paramètres géodésiques pour les convertir vers le système

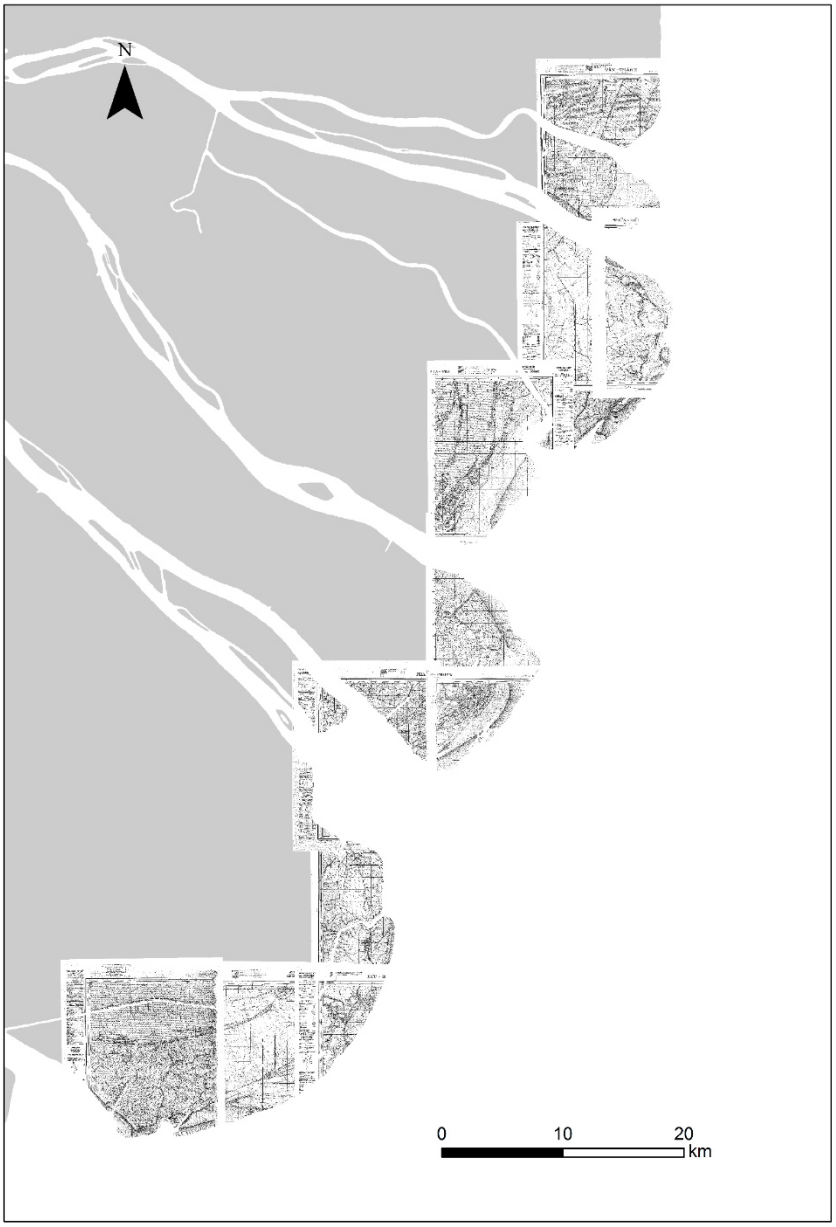


Figure II - 14. Emprise spatiale des cartes topographiques de 1950 sur les embouchures du delta du Rhône.

de coordonnées de l'étude, WGS 84, UTM zone 48 N. Les informations nécessaires ont toutefois été compilées par Mugnier (2002) et ont permis de reconstituer le système de coordonnées initial pour rendre les images exploitables. Les cartes anciennes reproduites à l'IGN entre 1945 et 1950 ont été initialement éditées en 1927 par le Service Géographique de l'Indochine, au 1/25 000. Seules les cartes couvrant les embouchures, au Nord-Est du delta, sont disponibles pour cette période. Ces données anciennes, françaises, ont été réalisées à l'issue d'opérations de triangulation en Indochine française, débutées en 1899 pour le delta de Tonkin et terminées en 1899. Le système de référence géodésique utilisé est celui de Hanoï, prenant pour point fondamental le belvédère de Hanoï, pour méridien d'origine l'observatoire de Paris (2°20'13.95'' Greenwich Est) et pour ellipsoïde, celui de Clarke 1880 IGN. Les coordonnées de ces cartes sont notées en grades à partir du méridien de Paris. Concernant l'édition de ces cartes, la projection associée est dite "équivalente Indochine de BONNE", ayant pour origine une longitude 115 grades Est Paris et une latitude 19 grades Nord. Le quadrillage est en Lambert IV B, avec pour unité le yard. Afin de les exploiter, une transformation du système de Hanoï vers le système de coordonnées WGS 84 a donc dû être créée. Celle-ci a une précision d'environ 100 m, à chaque paramètre de transformation, qui a été calculée avec seulement les coordonnées des points de la frontière entre le Vietnam et le Cambodge, ce qui explique les fortes pertes de précision vers l'Est, aux embouchures, concernant le positionnement des cartes. Ces paramètres ont été fournis par le Service de Géodésie et de Nivellement de l'Institut Géographique National. Puis, une projection vers *Universal Transverse Mercator* (UTM) zone 48N (sphéroïde Everest) a été ajoutée. Le défaut de précision du géoréférencement contraint à un usage prudent de ces données dans les comparaisons avec le reste de la compilation. Seules des tendances à la perte ou au gain de surface côtière peuvent être proposées.

Pour l'année 1965, des cartes topographiques de l'ensemble du littoral du delta du Mékong au 1/50 000 ont été réalisées pour les besoins de l'armée américaine, lors de son action dans la guerre, par la *United States Geological Survey* (USGS). Les cartes à disposition couvrent l'ensemble du littoral du delta du Mékong. Elles ont été transformées depuis leur système de coordonnées d'origine Indian 1960 Datum zone 48 vers WGS 84 UTM zone 48N, avec une conversion déjà existante. Une rectification par translation de certaines images satellites a été nécessaire. Les travaux de géoréférencement de premier ordre de ces cartes ont été réalisés dans le cadre des travaux de recherche en Master 2 de Brunier (2011), avec le système de coordonnées initial Indian 1960 Datum zone 48, de sphéroïde Everest, devant être converti en WGS 84 UTM

zone 48N. Les rectifications géométriques de premier ordre ont fourni une erreur quadratique moyenne de 5 m.

1.2.2.2. Photographies aériennes et relevés de terrain

De la même manière que les cartes topographiques, le choix d'emploi de photographies aériennes et de données *in situ* permet de compléter le jeu de données pour l'étude du littoral du delta du Rhône (Sabatier et al., 2017). Ces dernières ont l'avantage de disposer d'une haute précision. Elles peuvent ainsi servir à optimiser la rectification du géoréférencement des autres images (Annexe G).

L'état du rivage du delta du Rhône sur l'année 1977 a été analysé via 23 photographies aériennes en noir et blanc, d'échelle 1/19 925, de résolution 0,46 m après géoréférencement de transformation polynomiale de second degré, fournies par AERIAL dont les références de mission ne sont pas connues. Le nombre de points d'amer, pour caler les images entre elles, varie de 11 à 47. L'erreur de positionnement (*Root Mean Square georeferencing*) est moyennée à 0,87 m.

L'année 1987 est quant à elle couverte par 15 photographies aériennes en noir et blanc, d'échelle 1/30 725, de résolution 1 m et, après géoréférencement de transformation polynomiale de second degré, de moyenne 0,79 m. La référence de la mission est C2844-0071_1987_F2844-3044, effectuée par l'IGN. Le nombre de points de contrôle varie de 17 à 51. La somme des erreurs quadratiques moyennes de tous les résidus est ici en moyenne de 1,72 m.

L'année suivante prise dans l'étude est 1996, mais les images aériennes en noir et blanc ne couvrant pas la totalité du site d'étude, des images de 1998 ont donc été utilisées pour compléter le jeu de données. Pour l'année 1996, 3 photographies aériennes fournissent une couverture littorale de Port Camargue au Clos de la Comète, avec une échelle de 1/27 400 jusqu'à Terre Neuve (IGN), puis de 1/15 000 jusqu'au Clos de la Comète (AERIAL). La mission IGN a pour nom de référence C96SAA1251_1996_FD30-34. La résolution initiale de ces images est d'1 m et, après géoréférencement de transformation polynomiale de second degré, de 1,80 m. Ces images ont donc nécessité un géoréférencement, le nombre de points de contrôle allant de 22 à 38, d'erreur quadratique moyenne 5,80 m.

Pour l'année 1998, une photographie aérienne couleur vient compléter l'emprise spatiale, issue de la BD ORTHO® (IGN), d'échelle 1/25 000 et de résolution 0,5 m. La référence de mission

est BD ORTHO® v1 1998 - DEPT 13 CA98S00912. Cette image n'a pas nécessité de géoréférencement. La BD ORTHO® a une précision métrique.

L'année 2002 a été étudiée à partir de relevés DGPS réalisés par une équipe de recherche du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) le 1er juillet 2002, de l'Espiguette à la Gracieuse (sans données du Port Gardian à Pertuis de la Fourcade), de précision 0,1 m, et d'une image satellite SPOT® 5 (du Radeau de Brasinvert à la Gracieuse), fournies par le CNES, de résolution 2,5 m.

L'analyse sur l'année 2005 est réalisée à partir de relevés de terrain au DGPS effectués par le CEREGE sur deux journées (15 juillet et 15 septembre 2005). La précision est de 0,1 m.

L'année 2011 a été analysée à partir d'images en couleur des bases de données BD ORTHO® (du Rhône Vif à la Gracieuse), fournie par l'IGN, et Ortho Littorale V2 (Gard), fournie par le Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie. La résolution des images est de 0,5 m.

Ces photographies aériennes et relevés de terrain acquis pour couvrir le delta du Rhône apportent, de la même manière que les images satellites de haute résolution, une plus-value à son analyse d'évolution côtière en termes de précision. L'ensemble de ces données a été collecté, prétraité, et compilé dans un rapport de Sabatier et al. (2017), dans le cadre de travaux commandés par la Direction Départementale des Territoires et de la Mer du département des Bouches-du-Rhône (DDTM 13).

2. Méthode d'analyse

Avant d'extraire des données spatiales sur la position du trait de côte, il est nécessaire de sélectionner l'indicateur le plus approprié au type de littoral et d'environnement. Les premiers essais de tracé ont rapidement fait émerger le problème d'hétérogénéité des approches entre les deltas, voire le long du littoral d'un même édifice deltaïque. Des choix ont été faits. Les limites de cette étape sont, sans doute aucun, la résolution des images et autres données spatiales utilisées et les continuelles photo-interprétations faites durant la vectorisation.

2.1. Vectorisation du trait de côte

Localiser et vectoriser un trait de côte sont des étapes clés et complexes de l'analyse historique du littoral dynamique des deltas. Cette partie a pour objectif de montrer comment un concept si simple, une interface mer/terre, peut être si compliqué à mesurer.

2.1.1. Définition du trait de côte, choix de délimitation

Le trait de côte est défini par Baulig (1956) comme étant une "limite entre la côte et le rivage [se déplaçant] avec l'état de la mer et avec la marée". Bien qu'enrichie avec le temps, cette définition reste valable et sa détection repose sur près d'une cinquantaine d'indicateurs, notamment synthétisés dans diverses publications, compilées dans la thèse de Faye ((2010) dont Kraus et Rosati, 1997 ; Morton et Speed, 1998 ; Bonnot-Courtois et Levasseur, 2002 ; 2003 ; Robin, 2002 ; Boak et Turner, 2005). L'indicateur de trait de côte choisi doit être adapté au type de côte, au support matériel d'analyse et à la disponibilité des données. Au regard des résolutions hétérogènes des données spatiales, le trait de côte est délimité, par photo-interprétation, sur la base de différentes interfaces, la plus appropriée choisie suivant le contexte environnemental. En effet, l'interface continentale-marine peut être complexifiée par la dynamique importante de tels espaces, par la présence d'une amplitude de marée importante, de grands volumes de sédiments vaseux en suspension à l'embouchure et sur la côte deltaïque, de pieds de dunes plus ou moins discernables, d'un gel saisonnier… Des choix ont dû être fait de manière justifiée pour la vectorisation des tracés littoraux, sur chaque delta, l'ambition étant dans cette étude d'analyser de manière statistique les tendances d'évolution historique des côtes deltaïques, à l'échelle pluriannuelle. Cette précision conduit donc à exclure les délimitations côtières sujettes aux fluctuations instantanées, journalières, événementielles, telles que les zones de jet de rive ou encore du pied de dune.

La limite, côté mer, de la couverture végétale mature est considérée comme une limite propre et utilisable lorsqu'il s'agit de côtes à mangroves ou végétalisées de façon pérenne par d'autres types de forêts (Coyne et al., 1999 ; Guy, 1999 ; Priest, 1999 ; Trepanier et al., 2002). Très sensible, ce type de végétation est un indicateur fiable, quelle que soit la précision de l'imagerie, de la position côtière, de la progradation lorsque la forêt de mangrove est jeune, et de la rétrogradation deltaïque lorsqu'elle est éparse, résiduelle, ou quand sa ligne côtière est entaillée. En effet, elle se développe à la limite même terre-mer, dans n'importe quel contexte d'amplitude de marée, avec une émancipation utile par rapport à des pulsations journalières des plages.

Sur les littoraux deltaïques artificialisés, la délimitation retenue pour cette étude est la limite, côté mer, des ouvrages de protection, des enrochements, des remblais, des berges d'encadrement des aires cultivées (Morton et Speed, 1998 ; Coyne et al., 1999 ; Guy, 1999). Cependant, la vocation principale de tels aménagements étant la fixation du littoral pour protéger les infrastructures humaines en arrière-terre, la cinématique littorale ne peut être envisagée que lorsque cette limite artificielle devient obsolète, soit détruite par érosion, soit abandonnée par avancée côtière sur la mer.

Enfin, lorsqu'il n'y a pas de végétation mature en place, ni d'aménagement côtier, la limite des pleines mers est exploitée (Crowell et al., 1991). Dans le cas notamment d'un delta de région désertique tel que celui du Shatt el Arab, la limite supérieure d'humectation de l'estran par la plus récente pleine mer est extraite. Cette méthode exige de conserver les mêmes conditions environnementales, météo-marines, d'une année d'étude à l'autre, car sa position est affectée par la granulométrie, les variations de températures, de vents, les changements saisonniers du profil de plage, les fluctuations des marées astronomiques et les variations du niveau d'eau issues des tempêtes, des décotes et surcotes (Pajak et Leatherman, 2002).

La délimitation des traits de côte deltaïques suit des approches méthodologiques différentes selon le contexte global. Malgré l'hétérogénéité des choix protocolaires, à ce stade, les analyses d'évolution littorale restent comparables entre les deltas, l'étude se concentrant sur des tendances pluriannuelles, à partir d'images aux résolutions de l'ordre de la dizaine de mètres. La principale préoccupation au niveau de cette réflexion est d'éviter au mieux l'enregistrement de variations de la ligne instantanée du rivage, extrêmement mobile et fortement dépendante de la marée mais aussi de la puissance des vagues, des niveaux de pression atmosphérique et des vents (Shoshany et Degani, 1992 ; Kraus et Rosati, 1997).

2.1.2. Vectorisation

Pour les images satellites Landsat®, les traits de côte sont digitalisés avec un grossissement de 1/20 000 à 1/8 000 ; pour les cartes topographiques et les images satellites SPOT®, ils sont réalisés au 1/8 000, voire au 1/5 000, en moyenne. L'alternance fréquente des zooms est nécessaire pour joindre la précision, au plus proche du pixel de la vectorisation, à l'appréciation contextuelle de l'espace. L'objectif premier est de constamment apporter un regard critique sur l'interprétation spatiale du littoral par ces morphologies, ces nuances de couleurs et sur l'ajustement de la méthode de tracé, notamment en cas de changement de typologie côtière. Le tracé est réalisé directement à

l'écran de l'ordinateur avec un pointeur de 0,35 mm d'épaisseur, à partir de la plateforme de SIG ArcGIS©. La détection du trait de côte est l'étape la plus délicate, celle qui cumule les incertitudes liées au géopositionnement des images, leur résolution, la finesse du curseur, l'appréciation du manipulateur. Par ailleurs, s'ajoute la qualité de l'image relative à la nébulosité.

L'étape de vectorisation des traits de côtes deltaïques est une procédure rendue longue par la complexité de la photo-interprétation et la précision souhaitée du positionnement du littoral pour chaque date. Les points de positionnement sont enregistrés sur un intervalle de 30 à 100 m suivant la résolution de l'image, voire moins sur les images de haute précision (Figure II - 15). De celle-ci découlent toutes les phases de traitement et d'analyse suivantes, ainsi que les incertitudes associées.

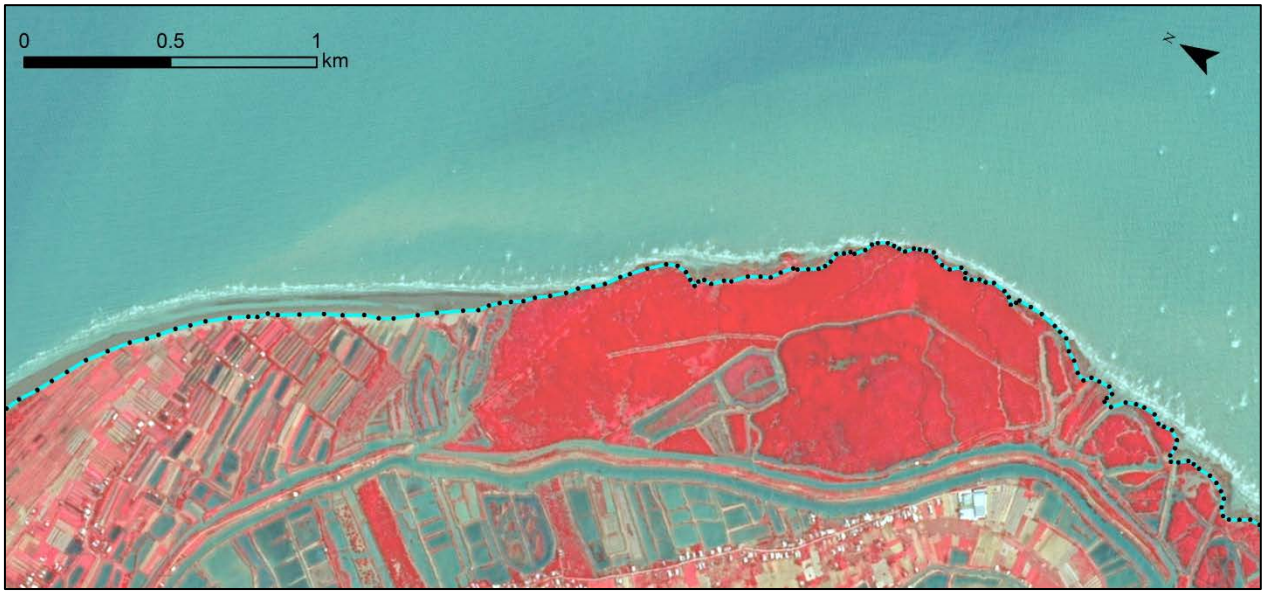


Figure II - 15. Exemple de vectorisation du trait de côte (points noirs), sur image SPOT 5 (2011), sur un tronçon côtier du delta du Mékong.

2.2. Analyse métrique d'évolution transversale (cross-shore)

L'analyse de la mobilité du trait de côte permet d'estimer statistiquement les mouvements transversaux au rivage (*cross-shore*), en intégrant plusieurs dates de mesure et en intégrant le « poids » de chaque donnée spatiale relatif à sa résolution. Cette étude caractérise spatialement et temporellement les taux d'érosion et d'accrétion de ces littoraux deltaïques. Sous plateforme SIG, le travail est réalisé à partir d'un logiciel utilisé sous forme d'extension d'ArcGIS©, appelé « *Digital Shoreline Analysis System* » (DSAS, Thieler et al., 2009), version 4.3. Il est conçu pour calculer

de manière statistique des taux de variation temporelle, à intervalle spatial régulier, pour un objet linéaire tel que le trait de côte.

L'analyse métrique de la variation annuelle du trait de côte des deltas nécessite une phase de prétraitement plus ou moins longue selon les dimensions des deltas et leur complexité géométrique.

2.2.1. Prétraitement

Les estimations de taux d'évolution côtière à partir de l'outil DSAS exigent des opérations préalables d'importation des traits de côtes vectorisés, dans un même système de coordonnées et avec la même projection, dans un unique fichier vecteur linéaire enregistré dans une géodatabase personnelle. Cette dernière utilise la structure de fichiers de données de Microsoft Access et ne prend en charge que des bases de données dont la taille est comprise entre 250 et 500 Mo. Dans la table attributaire de la classe d'entités intégrant les traits de côte, les dates complètes et les erreurs de positionnement doivent être renseignées.

2.2.1.1. Baseline

L'outil choisi calcule les variations de distance entre les traits de côtes vectorisés de chaque année et une ligne de référence virtuelle pour en déterminer un taux de variation annuel. Cette ligne de base, appelée « *baseline* », est tracée le plus parallèlement possible à l'ensemble des traits de côte, avec une distance préférentiellement constante avec le plus proche d'entre eux (Figure II - 16). Elle peut être vectorisée en avant-côte ou en arrière-côte, selon la morphologie côtière. Sur une observation depuis la mer, si la forme du littoral est concave, la ligne de référence doit être tracée sur le continent. Dans le cas contraire, elle

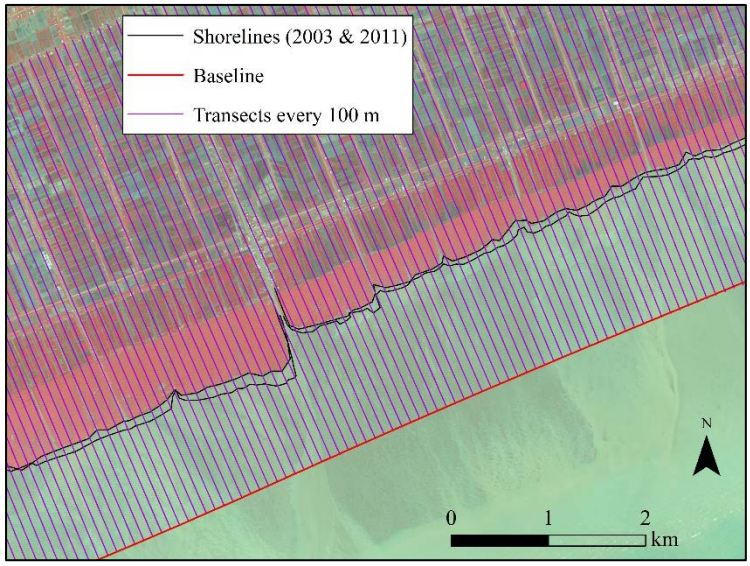


Figure II - 16. Profils générés sur un intervalle régulier de 100 m pour tous les deltas (ici, exemple du delta du Mékong), générés à partir de DSAS.

est dessinée en avant-côte. Ce positionnement est par ailleurs renseigné dans la table attributaire associée. Cette information est très importante pour le calcul car elle définit la direction de l'évolution temporelle du rivage, vers le large (accrétion) ou vers l'intérieur des terres (érosion côtière). Par ailleurs, la ligne de base ne doit pas présenter d'angle franc car l'étape suivante est une génération de profils perpendiculaires à celle-ci qui peuvent, dans ce cas, se recouper. Elle est donc lissée à partir d'un outil SIG adapté au lissage des entités linéaires.

2.2.1.2. Transects

L'interface DSAS permet de choisir l'intervalle des profils orthogonaux à la ligne de base à tracer automatiquement (Figure II - 16). Le choix de celui-ci est motivé par la volonté de s'affranchir des variations locales et instantanées. Un pas de mesure trop court induirait un biais relatif à la morphologie générée à l'échelle de la journée, voire d'un ordre de grandeur moindre, ce qui n'est pas l'ambition de cette étude. Ce biais serait accentué par la photo-interprétation sur des données spatiales de différentes résolutions, où le détail des côtes n'est, de fait, pas le même et pourrait conduire à prendre en compte, dans le cas d'une image de haute précision, une morphologie non distinguable sur une autre de plus faible résolution. Le consensus adopté pour l'ensemble des littoraux étudiés consiste en un intervalle fixe de 100 m entre les profils générés, croisant perpendiculairement les traits de côte. De cette manière, des objets morphologiques sont ignorés, d'une part par la limite de précision liée à la pixellisation de l'image utilisée, d'autre part par l'espacement entre les transects. Pour cette étude, il est jugé satisfaisant car les évolutions littorales sont analysées sur de larges ensembles côtiers de plusieurs dizaines voire plusieurs centaines de kilomètres et sur des tendances annuelles, pluriannuelles et décennales.

Lorsque le travail de création automatique des profils est achevé, avec une longueur suffisante pour croiser l'ensemble des traits de côte analysés, il est nécessaire d'ajuster la disposition des transects en repositionnant manuellement ceux-ci qui, notamment par le lissage de la ligne de référence, ne coupent pas suffisamment perpendiculairement les traits de côte ou se croisent avant de recouper celui qui est le plus éloigné. Cette démarche est longue, fastidieuse et souvent source d'accumulation d'erreurs supplémentaires relatives aux manipulations de l'opérateur. La minutie des interventions dans le protocole qui précèdent celle-ci est très importante pour réduire les erreurs et le temps de prétraitement.

Lorsque les étapes de prétraitement sur la donnée spatiale sont terminées, les analyses statistiques peuvent être menées.

2.2.2. Analyses statistiques sous DSAS

A l'issue des étapes précédemment énoncées, l'extension DSAS est en mesure de calculer algébriquement des taux de variation annuels moyens de la position du trait de côte le long de chaque profil. Le temps de calcul varie de l'ordre de la dizaine de minutes à la journée et peut même, dans le cas des plus grands deltas, nécessiter un partitionnement littoral pour procéder aux calculs en plusieurs étapes.

L'outil délivre les résultats de calculs des distances sous différentes formes, pour chaque profil. Le premier correspond à la variation métrique nette maximale du rivage, sur l'ensemble des dates étudiées (« *Shoreline Change Envelope* », SCE) (Figure II - 17). Il s'agit de la distance entre le trait de côte intersecté le plus éloigné et celui qui est le plus proche de la ligne de référence. Le second est le résultat de la variation nette littorale, la distance entre le trait de côte le plus ancien et le rivage le plus récent (« *Net Shoreline Movement* », NSM) (Figure II - 18). A partir de ce dernier résultat est calculé le taux annuel moyen de variation, entre la plus ancienne et la plus récente position du rivage, en mètres par an, s'agissant simplement du résultat de la variation nette littorale rapporté au nombre d'années étudiées (« *End Point Rate* », EPR) (Figure II - 19). Ce taux d'évolution est pertinent lorsque l'espacement entre les différents traits de côte est similaire, lorsque l'évolution littorale est unidirectionnelle, avec seulement un recul ou une avancée côtière et dans le cas où l'analyse est réalisée sur une paire de dates.

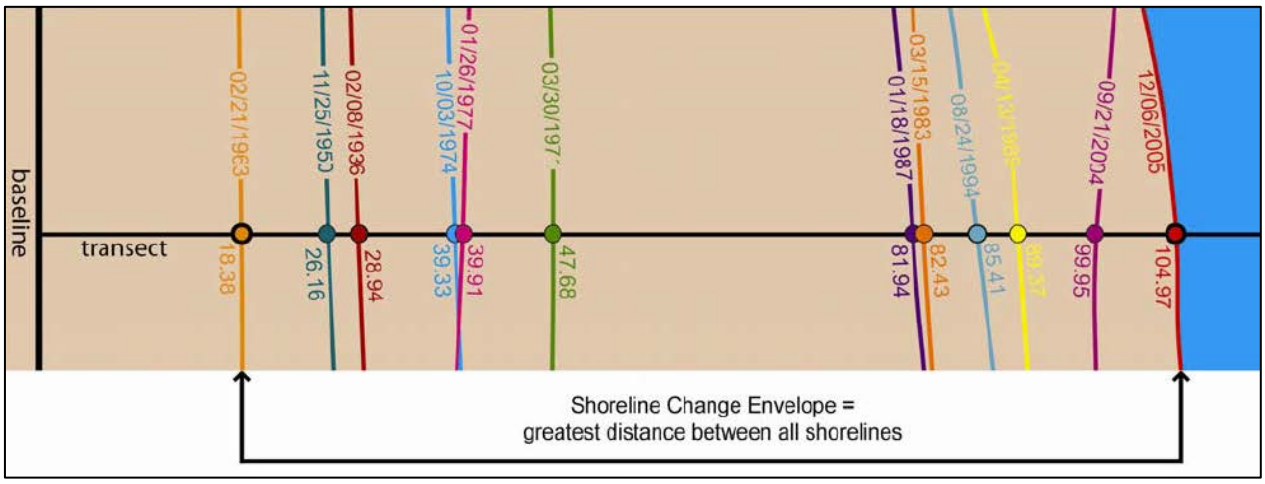


Figure II - 17. Enveloppe d'évolution côtière SCE considérée comme l'extension du profil la plus grande parmi tous les traits de côtes étudiés (Himmelstoss, 2009).

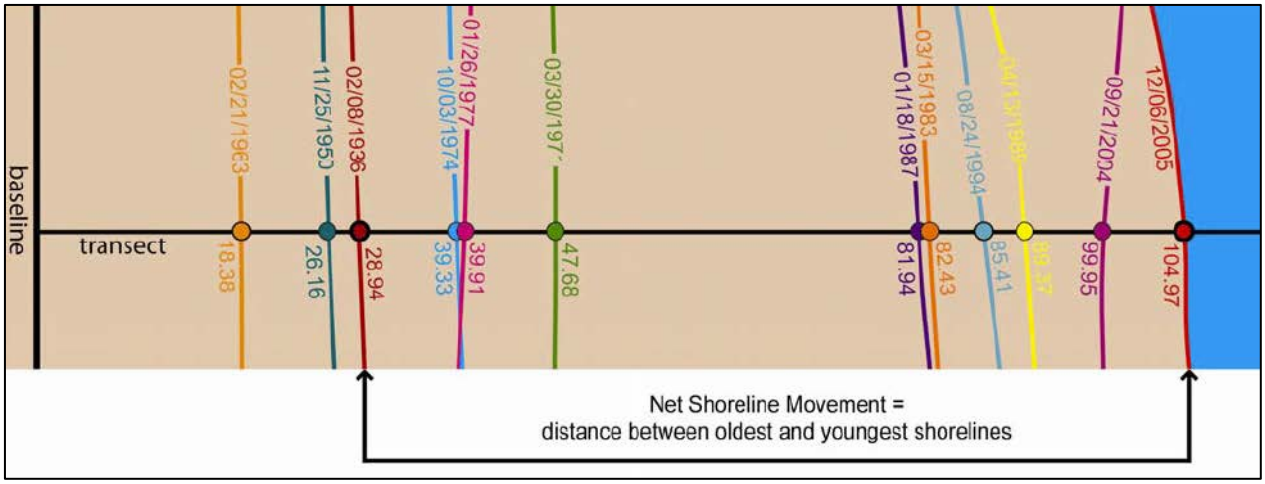


Figure II - 18. Mouvement net du littoral NSM : extension du profil entre les traits de côtes le plus ancien et le plus récent (Himmelstoss, 2009).

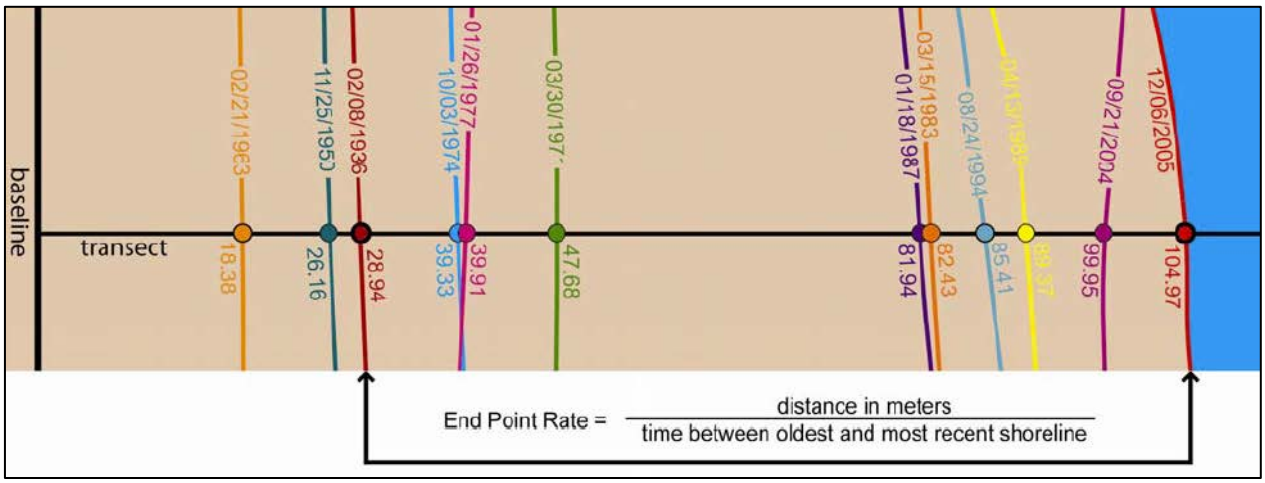


Figure II - 19. Schématisation du traitement statistique EPR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte entre les dates la plus récente et la plus ancienne le long d'un même profil (Himmelstoss, 2009).

Un taux de variation annuel moyen issu d'un modèle de régression linéaire est également calculé par l'outil DSAS, le nombre d'individus de la série statistique étant celui du nombre de traits de côte traités (« *Linear Regression Rate* », LRR) (Figure II - 20). La pente de la droite de régression, relative au nuage de points correspondant à la distance entre le trait de côte et la ligne de base par rapport à la date, est le taux annuel de variation résultant. Ce calcul n'est pas soumis à la condition *sine qua non* d'une évolution unidirectionnelle. Les avantages de cette régression linéaire sont d'une part la prise en compte de l'ensemble des traits de côte étudiés lorsqu'ils sont

plus de deux, indépendamment de tendances ou de précision ; d'autre part, la méthode est totalement informatisée et facile à employer et elle est fondée sur des concepts statistiques acceptés (Thieler et al., 2009). Néanmoins, comme l'ont souligné Dolan et al. (1991), la méthode de la régression linéaire est susceptible de produire des valeurs aberrantes et tend également à sous-estimer le taux de variation par rapport à d'autres calculs statistiques, comme l'EPR.

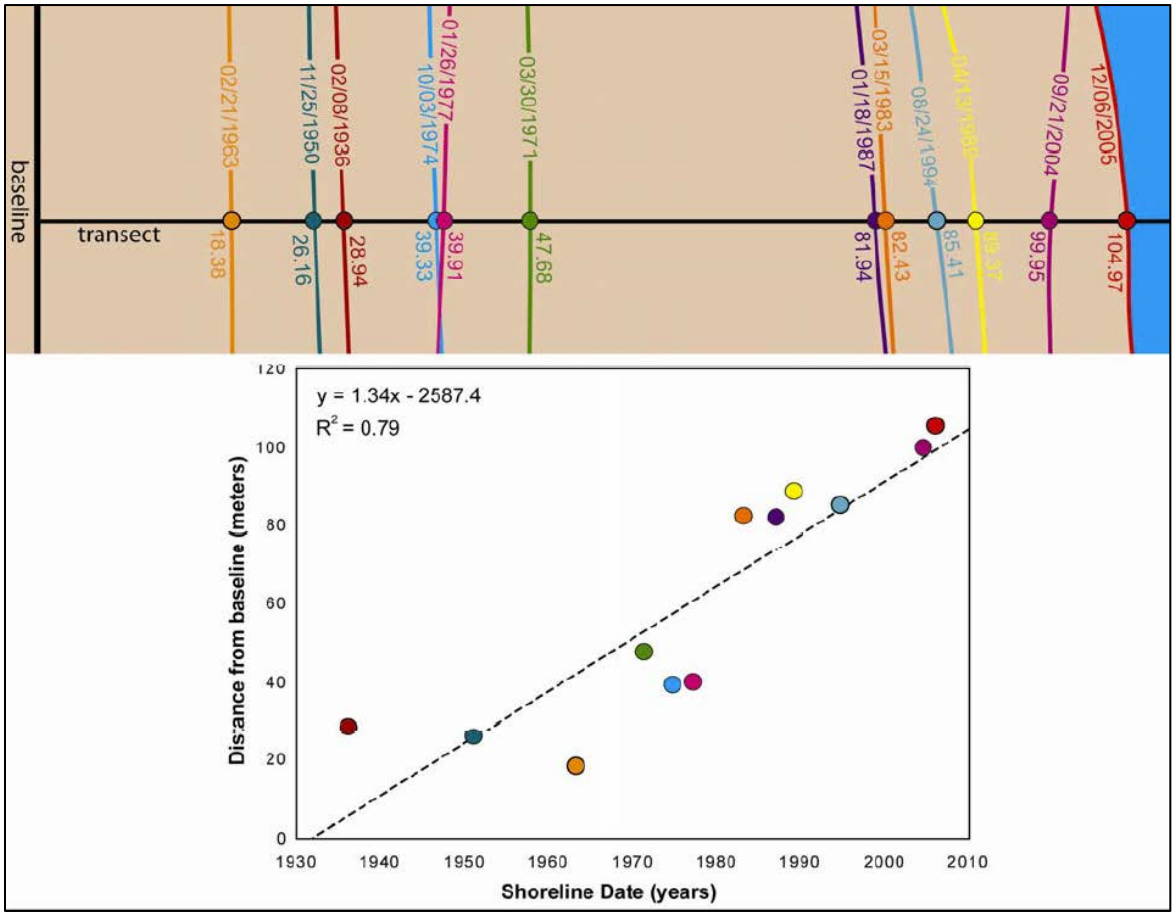


Figure II - 20. Schématisation du traitement statistique LRR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte le long d'un même profil en tenant compte de toutes les variations de la position sur les dates étudiées (Himmelstoss, 2009).

Enfin, les calculs statistiques par DSAS délivrent un taux de variation annuel ajusté sur le « poids » de chaque trait de côte. Il s'agit de la résultante d'une régression linéaire pondérée par la marge d'erreur renseignée lors des prétraitements. Un rivage avec une faible marge d'erreur a plus d'importance qu'un autre dont l'incertitude est plus importante. Comme pour le calcul du LRR, celui du WLR (« *Weighted Linear Regression* », WLR) prend en compte l'ensemble des traits de côte étudiés (Figure II - 21). Ce poids w est défini de la manière suivante :

$$w = \frac{1}{E_p^2} \qquad \text{(Equation 14)}$$

où E_p^2 est la valeur de la variance dans l'incertitude de la mesure du trait de côte, développée plus tard avec les méthodes de calcul des incertitudes liées à la donnée (Partie II, Chapitre 2, Section 3.1).

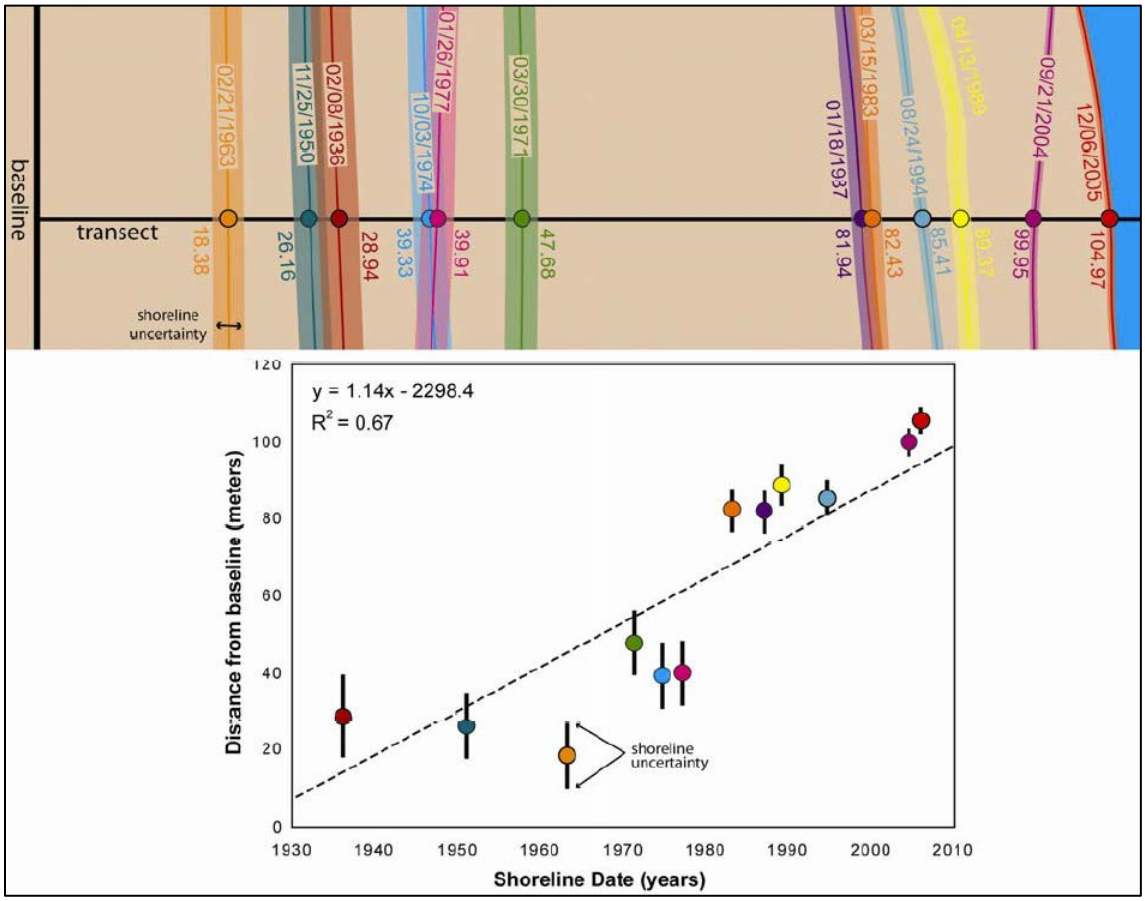


Figure II - 21. Schématisation du traitement statistique WLR pour obtenir la variation annuelle du trait de côte le long d'un même profil en tenant compte de toutes les variations de la position sur les dates étudiées et du « poids » de chaque date, relatif à la résolution de l'image étudiée (Himmelstoss, 2009).

Ce calcul est pertinent lorsque l'incertitude liée à la donnée est renseignée et quand elle diffère entre les traits de côte pris dans l'étude.

Les cinq calculs sont réalisés intégralement pour les littoraux deltaïques étudiés. Les résultats présentés sont cependant sélectionnés en fonction des conditions de chacun, certains n'étant étudiés que sur deux dates, d'autres avec une même incertitude attribuée.

Les résultats permettent de représenter spatialement, sur un intervalle de 100 m, l'évolution côtière annuelle. Ils sont également utiles pour comparer l'évolution globale sur la période entière, avec et sans prise en compte des années intermédiaires, ainsi que les évolutions d'une date à l'autre sur la période d'étude. Ils peuvent également être utiles pour caractériser les mouvements morpho-sédimentaires le long du littoral, en indiquant des cellules de dérive littorale interconnectées ainsi que des créations de morphologies particulières.

Cette méthode d'analyse statistique de l'évolution historique du littoral des deltas est cependant limitée par son approche métrique qui ne permet pas de traduire ces évolutions en termes de bilans morpho-sédimentaires clairs. De plus, elle est contrainte par un grand nombre d'opérations sources d'erreurs, telles que la création d'une ligne de référence, la plus fidèle possible à la morphologie côtière, mais lissée, la génération de profils les plus perpendiculaires possibles mais retravaillés pour certains et incapables d'intersecter orthogonalement l'ensemble des traits de côte pour la simple raison qu'un littoral n'évolue pas uniquement par translation planaire. Cette méthode n'a été utilisée que pour une partie des deltas de l'étude. L'emploi d'une méthode complémentaire, voire pour certains de remplacement, pour caractériser l'évolution du rivage est ainsi choisie pour pallier ces biais, vérifier la justesse des traitements et apporter de la robustesse aux interprétations. De plus, cette méthode est très complexe à mettre en place dans le cas de deltas aux nombreuses embouchures, avec un littoral très peu linéaire et constitué de formes isolées telles que des îles-barrières ou encore des barres tidales.

2.3. Analyse surfacique d'évolution côtière

Par le biais d'un outil intégré dans la plateforme SIG ArcGIS©, une comparaison des surfaces littorales est menée entre les dates étudiées, en termes de gains et pertes nettes, en km², et annuelles, en km²/an. Les besoins du comparatif des résultats en mètres linéaires avec des différentiels surfaciques ont conduit à imaginer une méthode de traitement de l'analyse surfacique permettant d'obtenir les gains et pertes d'espace pour chaque kilomètre le long du littoral. Cette méthode développée, lourde et longue, est principalement utilisée sur l'ensemble des deltas analysés afin de quantifier la marge d'erreur et proposer une valeur commune, majorée, à l'ensemble des deltas pour favoriser la comparabilité et les interprétations. D'autre part, elle est appliquée de manière poussée sur le cas de certains deltas dont l'étude a été approfondie, telle que celle du delta du Mékong.

2.3.1. Conversion des traits de côtes en surfaces

Afin de ne pas réitérer des tâches chronophages de vectorisation, les traits de côtes vectorisés sous forme linéaire sont réutilisés pour créer des surfaces littorales en polygones. Cette conversion est réalisée pour chaque année, avec l'aide d'un outil d'édition d'ArcGIS© qui peut suivre la ligne vectorisée sans nécessiter d'opération de vectorisation du trait de côte à partir des données spatiales. La couverture surfacique du polygone généré doit par ailleurs englober une surface continentale suffisante pour couvrir l'ensemble des positions littorales de la période globale d'étude. Cette opération ne rajoute pas de marge d'erreur aux traitements initiaux de vectorisation.

2.3.2. Utilisation de l'outil de superposition surfacique

Avec l'outil « Union », les différentiels surfaciques sont générés pour des paires de dates. Pour chacun, une table attributaire est associée, avec une ligne pour l'espace gagné, une autre pour celui perdu, une dernière pour la surface inchangée. Pour les deux premières, une nouvelle colonne est créée afin d'indiquer si la valeur est celle d'un gain ou d'une perte surfacique. L'éclatement des entités est effectué à partir de l'éditeur d'ArcGIS©. Il permet de supprimer les surfaces qui ne correspondent pas au rivage, par exemple celles liées à une erreur de vectorisation créant un espace dans un chenal d'embouchure. L'aire de chacune est calculée et rapportée à la durée d'étude analysée.

Pour optimiser le temps de calcul et valider la comparaison des résultats entre périodes, en uniformisant le traitement, les étapes qui suivent sont réalisées avec une unique classe d'entités regroupant tous les différentiels surfaciques obtenus car les étapes sont nombreuses, les possibilités d'erreurs tout autant. Pour cela, un fichier de formes de type polygonal est créé avec l'import de toutes les entités des diverses périodes étudiées pour un même delta. Pour chacune, l'intervalle de temps est spécifié dans une nouvelle colonne pour pouvoir les distinguer à la fin des différentes phases de traitement. Les calculs sont par ailleurs semi-automatisés à l'issue d'une opération de traitement dans « *ModelBuilder* », pour imbriquer certaines tâches pré-requises.

Afin de découper les surfaces perpendiculairement au rivage le plus récent étudié, à intervalle régulier, des transects sont générés, via l'outil « DSAS », chaque kilomètre avec une longueur suffisante pour recouvrir tous les polygones des différentiels surfaciques, le long de la ligne de base préalablement créée.

Un polygone-tampon est créé depuis l'éditeur de la plateforme SIG, englobant l'ensemble des différentiels de surface générés. Un découpage du tampon est réalisé par les transects avec l'outil « Clip » de l'extension « *Et GeoWizards* ». De cette dernière, des points marquant le centroïde barycentrique de chaque parcelle du tampon découpé sont créés. Un identifiant numérique (ID) est attribué à chaque barycentre, ordonné selon le choix directionnel de parcours étudié. Une jointure spatiale de l'ID est opérée aux polygones du tampon en contact avec le centroïde correspondant.

Les entités des différentiels surfaciques sont partitionnées à leur tour, à partir du tampon découpé. Les ID sont joints aux entités comprises dans la parcelle de tampon correspondant, grâce à une jointure spatiale. Les entités d'une même période sont sélectionnées, les superficies sont recalculées. Les doublons sont alors supprimés car chaque entité au sein d'un même polygone d'un kilomètre de long possède la même aire puisque la somme de toutes celles-ci est calculée et attribuée à chacune. Dans une nouvelle colonne, la somme des aires de même ID, parmi celles sélectionnées, est calculée. Cette étape est réitérée pour chacune des autres périodes. Les représentations graphique et cartographique peuvent ainsi être comparables avec celles des variations de trait de côte par analyses via le DSAS. Ceci permet donc de spatialiser l'érosion et l'accrétion de manière intelligente avec un pas d'espacement régulier.

2.4. Adimensionnement des mesures pour une comparabilité des soixante deltas

Les résultats des évolutions de surface littorale peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur entre les deltas étudiés, qui présentent des dimensions spatiales très hétérogènes. L'interprétation comparative des états d'évolutions de ceux-ci peut alors être disputée en termes de comparabilité d'objets très différents. Cette contrainte oriente la réflexion sur le moyen de contourner le problème et de proposer une étude comparative légitime. L'alternative choisie consiste à rapporter les valeurs de différentiels surfaciques aux dimensions du delta. Se pose alors la question de la délimitation de l'espace deltaïque. Prendre en compte la surface du delta depuis la position de l'apex induit fatalement un biais, notamment dans la délimitation latérale du delta, estimée à partir des traces d'anciens cordons littoraux visibles sur images satellites, et de la prise en compte de zones de contrainte, telles que des substrats rocheux intégrant l'espace mais ne faisant pas partie de la construction deltaïque. Le choix s'est arrêté sur la prise en compte de la zone de saillie deltaïque sur la mer, par rapport à un linéaire côtier théorique rectiligne joignant de part et d'autre les limites latérales de l'avancée du delta actuel (Figure II - 4). Les taux

d'évolution littorale sont ainsi rapportés à la superficie de cette zone de protubérance deltaïque et représenté sur une période de 30 ans. Les changements de surface sont considérés très faibles lorsque les valeurs sont inférieures au seuil fixé des marges d'erreur en pourcentage mesurées et calculées, relatives à chaque procédure d'analyse.

3. Incertitudes

Les marges d'erreur sont calculées et emboîtées pour chaque étape clé de traitement des données spatiales.

3.1. Vectorisation du trait de côte

L'analyse de l'évolution métrique historique du trait de côte des deltas nécessite de quantifier les marges d'erreur liées à la donnée et sa mesure (Crowell et al., 1991 ; Moore, 2000 ; Morton et al., 2004). L'erreur de positionnement E_p [m] globale calculée correspond à la somme des erreurs quadratiques moyennes de la résolution E_r [m] et la rectification E_g [m] des données spatiales ainsi que la précision du curseur E_c [m] utilisé pour vectoriser, rapporté à l'échelle spatiale employée (Fletcher et al., 2003 ; Rooney et al., 2003 ; Hapke et al., 2006). Toutes sont exprimées en unité de longueur. Certains paramètres pris en compte dans l'incertitude développée par ces auteurs ne sont pas documentés pour les données spatiales utilisées telles que l'erreur liée aux fluctuations tidales (néanmoins évitée le mieux possible par les sorties de modèles tidaux comme expliqué ultérieurement dans la Partie II, Chapitre 2, Section 1.2.1.1). La formule employée est la suivante :

$$E_p = \sqrt{{E_r}^2 + {E_g}^2 + {E_c}^2} \qquad \text{(Equation 15)}$$

Le pointeur utilisé étant d'une épaisseur de 0,35 mm, avec une échelle moyenne de vectorisation de 1/8 000 m, l'erreur associée est de 2,8 m. Les résolutions et les rectifications de géoréférencement sont renseignées dans la présentation des données spatiales utilisées dans cette étude (Partie II Chapitre 2 Section 1.2) ainsi qu'en Annexe G.

3.2. Analyse métrique

L'erreur de positionnement du trait de côte est implémentée dans les marges d'erreurs de mesure de l'évolution du trait de côte. Elles diffèrent entre les outils statistiques choisis pour

calculer cette variation. Les méthodes de calcul des incertitudes, développées dans cette section, sont toutes documentées dans le manuel d'utilisation de l'outil DSAS (Himmelstoss, 2009).

3.2.1. End Point Rate

La première valeur d'incertitude calculée est celle associée au calcul de l'EPR, appelée « *Confidence of End Point Rate* » (ECI) [m]. Les incertitudes de trait de côte pour la comparaison entre ses deux positions/dates, dans le calcul du EPR, sont toutes mises au carré, puis sont additionnées (somme des carrés). La racine carrée de la somme des carrés est alors divisée par le nombre d'années entre les deux traits de côte (Himmelstoss, 2009 ; Hapke et al., 2006) :

$$ECI = \frac{\sqrt{(E_{p_0})^2 + (E_{p_1})^2}}{t_1 - t_0} \qquad \text{(Equation 16)}$$

où E_{p_0} et E_{p_1} sont les erreurs de positionnement du trait de côte (m) pour les deux années et t_0 et t_1 respectivement les dates la plus ancienne et la plus récente étudiées (Annexe G).

La valeur d'incertitude du positionnement est déterminée à partir de la valeur renseignée par l'utilisateur dans les paramètres avant le calcul.

3.2.2. Linear Regression Rate

Associé au calcul du LRR, une erreur standard de l'estimation est délivrée (« *Standard Error of the Estimate* », LSE) [m]. Les valeurs prédites (ou estimées) de la distance par rapport à la ligne de référence sont calculées pour chaque point de rivage en utilisant les valeurs de la date du trait de côte et en résolvant l'équation de la droite de régression la mieux adaptée :

$$y = mx + b \qquad \text{(Equation 17)}$$

où y est la distance prédite depuis la ligne de base, m est le taux d'évolution (pente), x est la date du trait de côte et b le point d'intersection de la droite sur l'axe des y.

L'écart-type de l'estimation mesure la précision des valeurs prédites de y, en les comparant à des valeurs connues à partir des données du point de rivage. Il est défini, pour une régression linéaire ordinaire, comme suivant (Himmelstoss, 2009 ; Hapke et al., 2006) :

$$LSE = \sqrt{\frac{\sum(y - y\prime)^2}{n-2}} \qquad \text{(Equation 18)}$$

où y est la distance connue d'un point de donnée du trait de côte à la ligne de référence [m], y' est la valeur prédite basée sur l'équation de la régression linéaire la mieux adaptée [m], n est le nombre total de traits de côte recoupant chaque profil DSAS et $(n-2)$ est le nombre de degrés de liberté. n est soustrait de 2 car deux des paramètres de la droite de régression sont estimés : la pente et le point d'interception de la droite avec l'axe des y. Les valeurs y' sont soustraites des valeurs y pour calculer les résidus. Le résidu est mis au carré, puis les résidus carrés (pour chaque trait de côte) sont ajoutés (le long du transect DSAS) pour obtenir la somme des carrés des résidus (qui est le numérateur dans l'équation ci-dessus). Cette somme est divisée par le nombre de degrés de liberté, puis la racine carrée du quotient est prise pour calculer l'erreur-type de l'estimation. L'erreur-type de l'estimation évalue la précision de la droite de régression la mieux adaptée pour prédire la position d'un rivage pour un point donné, dans le temps (Figure II - 22).

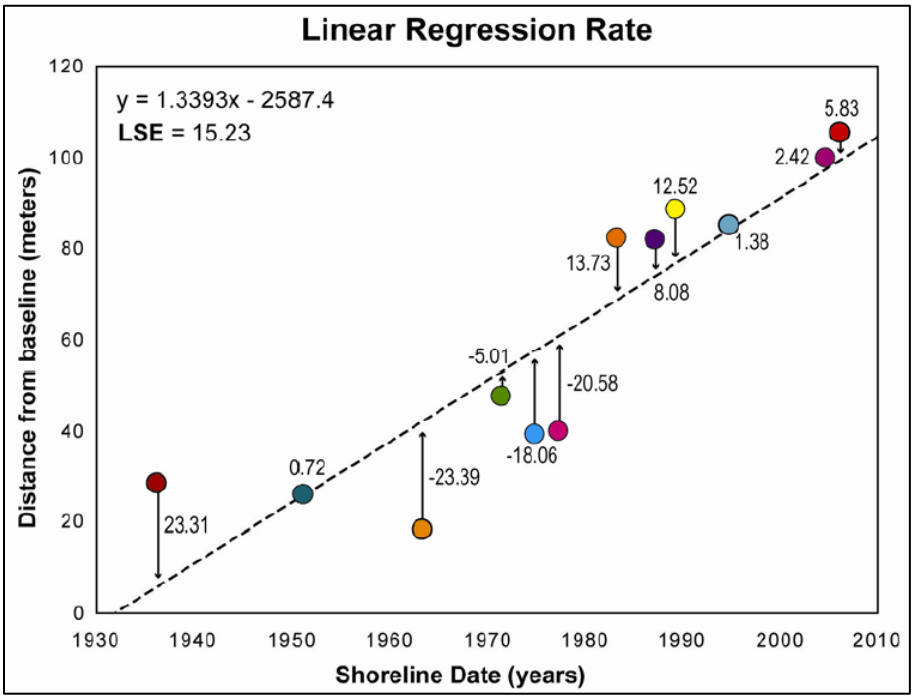


Figure II - 22. Schématisation du traitement statistique LSE pour obtenir l'erreur standard de l'estimation de LRR (Himmelstoss, 2009).

Par ailleurs, une erreur standard de la pente avec intervalle de confiance (LCI) est calculée pour décrire l'incertitude du taux reporté. Le niveau de confiance choisi pour l'étude est, quel que soit le delta, de 99% (Figure II - 23). Le LCI est calculé en multipliant l'écart-type de la pente par le test statistique bilatéral au pourcentage de confiance spécifié (Zar, 1999).

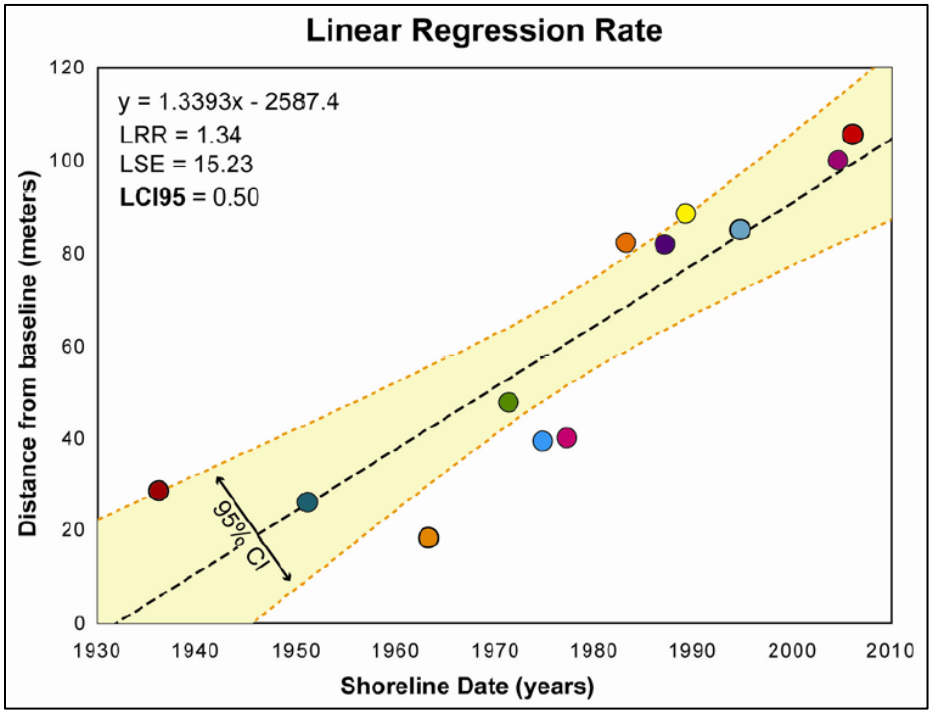


Figure II - 23. Schématisation du traitement statistique LSE pour obtenir l'erreur standard de l'estimation de LRR (Himmelstoss, 2009).

3.2.3. Régression linéaire pondérée (Weighted linear regression)

La quantification de l'erreur sur la régression linéaire pondérée WLR est obtenue sous trois formulations. L'erreur de positionnement est utilisée pour calculer un poids à la mesure (Partie II, Chapitre 2, Section 2.2.2). En conjonction avec le taux de régression linéaire pondéré (WLR), on indique l'erreur-type de l'estimation, ou « *Standard Error of the Estimate* » (WSE), l'erreur type de la pente avec l'intervalle de confiance sélectionné par l'utilisateur (WCI) et la valeur du coefficient de détermination (WR2).

L'intervalle de confiance WCI est calculé de la même manière que le LCI dans le cas d'une régression linéaire ordinaire (Figure II - 23).

L'ensemble de ces outils statistiques, permettant de quantifier l'incertitude relative aux calculs d'évolution côtière, sont calculés semi-automatiquement par l'extension DSAS, puis manuellement vérifiés. Les résultats d'incertitude sont extraits pour chaque profil côtier afin de calculer la marge d'erreur globale E_{evol} [m/an] à partir d'une erreur quadratique moyenne pondérée sur le nombre total de transects :

$$E_{evol} = \frac{\sqrt{E_{tr_i}^2 + E_{tr_{i+1}}^2 + \cdots + E_{tr_n}^2}}{n} \quad \text{(Equation 19)}$$

où E_{tr} est l'incertitude de mesure de chaque profil, calculée par DSAS [m/an], et n est le nombre total de transects analysés.

Les marges d'erreur globale pour chaque delta sont alors utilisées pour convenir d'une valeur majorée commune à l'ensemble des deltas étudiés, fixée à 5,0 m/an, soit ± 2,5 m/an. Ce faible score, au regard des résolutions de la plupart des images de l'ordre de la dizaine de mètres, se justifie par le fait que les calculs sont menés sur un grand nombre de profils et plusieurs années, ce qui notamment permet une précieuse reproductibilité de la mesure.

3.3. Analyse surfacique

3.3.1. Marges d'erreur des analyses d'évolution annuelle de surface

L'erreur (E_{surf}) exprimée en [km²/an] a été calculée en utilisant une méthode semblable à celle du taux moyen annuel métrique de variation du littoral (EPR) obtenu avec l'outil DSAS. Les calculs sont réalisés numériquement sans automatisation, du fait de l'absence d'outil de calcul d'incertitude implémenté dans la plateforme SIG. Elle est mesurée pour chaque kilomètre linéaire à partir de l'équation suivante (Himmelstoss, 2009 ; Hapke et al., 2006) :

$$E_{surf} = \frac{\sqrt{ShaE_{t_0}^2 + ShaE_{t_1}^2}}{t_1 - t_0} \quad \text{(Equation 20)}$$

où $ShaE_{t_0}$ et $ShaE_{t_1}$ [km²] sont les estimations moyennes d'erreur de surface littorale pour les ensembles successifs d'images et t_0 et t_1 sont les deux dates étudiées, en années décimales, respectivement la plus ancienne et la plus récente. $ShaE_{t_0}$ et $ShaE_{t_1}$ ont été obtenus à partir du calcul des erreurs quadratiques moyennes de chaque segment de 1 km de long. La marge d'erreur de surface obtenue pour chaque kilomètre linéaire, pour chaque paire de dates étudiée, est moyennée pour chaque delta. A partir de ces résultats d'incertitude, pour des soucis de représentation cartographique et de manipulations statistiques multiples, les tronçons littoraux aux différentiels surfaciques compris dans la marge d'erreur associée sont supprimés.

Comme dans le cas des calculs métriques de l'évolution côtière, une incertitude moyenne majorée est retenue pour l'ensemble des deltas, afin d'homogénéiser les représentations et les résultats. Celle-ci est de 0,01 km²/an (Figure II - 24).

Delta (1/3)	E_{surf} (km²/an/ km linéaire)
Amazone	0.0092
Arno	0.0093
Ayeyarwady	0.0088
Baram	0.0078
Brazos	0.0091
Burdekin	0.0085
Ceyhan-Seyhan	0.0093
Chao Phraya	0.0091
Colorado (Mx)	0.0082
Colorado (Tx)	0.0078
Colville	0.0099
Cunene	0.0093
Danube	0.0078
Dniepr	0.0092
Ebre	0.0088
Fly	0.0094
Gange-Brahmapoutre	0.0097
Godavari	0.0087
Grijalva	0.0072

Delta (2/3)	E_{surf} (km²/an/ km linéaire)
Fleuve Jaune	0.0071
Indus	0.0078
Klang	0.0079
Krishna	0.0081
Limpopo	0.0072
Mackenzie	0.0089
Magdalena	0.0085
Mahanadi	0.0083
Mangoky	0.0074
Medjerda	0.0076
Mékong	0.0088
Mississippi	0.0089
Moa	0.0093
Moulouya	0.0092
Murray	0.0093
Niger	0.0095
Nil	0.0098
Ombrone	0.0090
Orange	0.0093

Delta (3/3)	E_{surf} (km²/an/ km linéaire)
Ord	0.0081
Orénoque	0.0099
Paraiba do Sol	0.0097
Parana	0.0094
Pearl	0.0090
Pô	0.0099
Rhône	0.0061
Sao Francisco	0.0092
Sénégal	0.0086
Shatt el Arab	0.0079
Fleuve Rouge	0.0092
Tana	0.0089
Vistule	0.0099
Volga	0.0098
Volta	0.0079
Yangtze-Kiang	0.0086
Yukon	0.0093
Zaïre	0.0085
Zambèze	0.0094

Exemple de traitement (13 km du littoral oriental du delta du Mékong)														
Indicateur kilométrique		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Erreur sur superficie (km²)	$\boldsymbol{ShaE_{t_0}}$	0.3130	0.3275	0.2849	0.2983	0.2943	0.3719	0.3889	0.4063	0.4004	0.3777	0.3541	0.3050	0.3445
	$\boldsymbol{ShaE_{t_0}}$	0.0137	0.0333	0.0512	0.0287	0.0289	0.0288	0.0291	0.0597	0.0589	0.0610	0.0610	0.0606	0.0987
Erreur quadratique	**1973 - 2014**	0.3133	0.3292	0.2894	0.2997	0.2957	0.3730	0.3900	0.4107	0.4047	0.3826	0.3593	0.3109	0.3584
Dates	**1973**	01/20/1973												
	2014	1/1/2014												
Intervalle de temps (années décimales)	**1973 - 2014**	40.9472												
$\boldsymbol{E_{surf}}$ **(km²/an/km)**	**1973 - 2014**	0.0077	0.0080	0.0071	0.0073	0.0072	0.0091	0.0095	0.0100	0.0099	0.0093	0.0088	0.0076	0.0088

Figure II - 24. Marges d'erreur surfacique résultantes pour chaque delta, avec un exemple du protocole présenté sur un tronçon du littoral du delta du Mékong.

La marge d'erreur $E_{S_{pr}}$ [km²/an] de la surface de protubérance S_{pr} [km²], mesurée pour chaque delta, est exprimée par rapport à l'erreur E_r [m] liée à la résolution de l'image satellite et aux incertitudes E_g [m²] et E_c [m²] liées à l'opérateur (E_p, Equation 12). Cette erreur est moyennée pour tous les kilomètres de rivage, puis multipliée par la longueur totale du littoral L_{tdc} [km] :

$$E_{S_{pr}} = \frac{L_{tdc} * E_p}{S_{pr}} \qquad \text{(Equation 21)}$$

où l'erreur E_p [m] est exprimée par une augmentation d'une valeur de deux pixels par kilomètre : un pixel pour compenser les nuances de couleur des images satellites et l'autre pour les erreurs d'opérateur dans la délimitation du littoral, c'est-à-dire 0,018 km² par km linéaire.

3.3.2. Marges d'erreur des évolutions de protubérance

L'erreur relative $E_{surf_{\%}}$ en pourcentage d'évolution sur la surface de protubérance est calculée à partir du produit de la longueur totale du trait de côte L_{tdc}, de la marge d'erreur surfacique calculée $E_{S_{pr}}$, alors rapporté à la surface de protubérance S_{pr} et la couverture temporelle :

$$E_{surf_{\%}} = \frac{L_{tdc} * E_{S_{pr}} * 100}{S_{pr}} \quad \text{(Equation 22)}$$

Les deltas présentant des pourcentages de gain ou des pertes de surface inférieurs à la valeur résultante sont considérés « stables », avec une évolution négligeable sur les trente dernières années.

Chapitre 3 : Protocole de classification dynamique

Les deltas présentent des types de rivages facilement identifiables, ainsi qu'une grande variété de perturbations complexes du littoral. Ces systèmes côtiers bien prévisibles et très variables résultent de la conjugaison de nombreux forçages, y compris l'apport local des sédiments sur la surface du rivage, l'action des houles et des courants océaniques ainsi que celle de la marée. Pourtant, une approche fondamentale de la géomorphologie quantitative consiste à discriminer – pour une famille donnée de caractéristiques géomorphologiques – des lois physiques provenant d'effets mesurés sur le terrain. En conséquence, la classification à l'échelle mondiale a été un objectif très important pour la communauté scientifique travaillant sur les deltas. L'objectif de ce travail dans la thèse est double. Tout d'abord, la physique de l'édification de toute catégorisation deltaïque est reformulée et des index sont définis pour construire des classifications robustes. Ensuite, des bases sont posées pour formaliser mathématiquement la dynamique des deltas dominés par les houles, la marée et/ou le fleuve, ce qui permet à terme de souligner quels sont les précurseurs morphologiques, lorsqu'un delta dominé par les vagues ou par le fleuve, par exemple, change de sa catégorie initiale vers une autre. A partir d'un ensemble mondial de 60 deltas de différents types représentatifs de la variabilité des caractéristiques géomorphologiques du delta, des bassins hydrographiques et des contextes météorologiques, une tentative de développement des classifications déjà publiées et synthétisées est menée, en apportant une vision quantitative et en tentant de prendre en considération le fait que la catégorie actuelle d'un delta peut évoluer dans les années ou les décennies à venir. Cela pourrait en effet aider à identifier les changements d'influence pour un delta donné dans une classification.

Ce travail a été réalisé en collaboration avec Frédéric Bouchette (Maître de conférences, Laboratoire Géosciences et Institut des Mathématiques et de la Modélisation, Montpellier, France).

Afin de mettre à jour la classification-mère des deltas de Galloway (1975), une stratégie très générale a été adoptée : (1) collecter une base de données systémique des paramètres physiques morphologiques mesurés par rapport à l'état et à la dynamique des deltas ; (2) hiérarchiser les paramètres, analyser leurs relations et sélectionner un sous-ensemble de paramètres indépendants (individuels ou en combinaisons de plusieurs d'entre eux), à l'aide de divers outils statistiques tels que les Analyse en Composantes Principales ; (3) dériver des lois robustes (ou adapter celles existantes) qui fournissent des index quantitatifs pour travailler aussi précisément que possible l'affiliation d'un delta donné à une catégorie de deltas ; (4) promouvoir de nouvelles classifications

(ternaire, quaternaire, ou plus), en fonction de ces index et fournir un aperçu à jour de ce que les deltas sont aujourd'hui dans le monde entier.

1. Données

Le choix des données à utiliser est complexe. À l'heure actuelle, aucune analyse statistique spécifique n'a été effectuée pour choisir ces paramètres physiques. En effet, le fait qu'un paramètre mesuré soit défini correctement pour tous les deltas dans la base de données a été privilégié, de sorte qu'une classification exhaustive peut être dérivée. Ainsi, le nombre de paramètres définis pour tous les deltas étant assez limité, le choix des paramètres physiques à exploiter pour la classification est rendu simple. Dans cette section, nous définissons les paramètres physiques qui seront utilisés dans le calcul des indices deltaïques, à partir de la base de données des deltas de cette thèse dont la construction a été expliquée dans le premier chapitre de cette partie.

1.1. Données caractéristiques des houles

Les régimes des houles sont caractérisés par deux principaux paramètres physiques : T_w est la période mensuelle moyenne des vagues en [s] dans des conditions d'eaux profondes et H_w est la hauteur significative des houles en [m] dans des conditions d'eaux profondes. Les valeurs des hauteurs et périodes maximales sont également utilisées, respectivement $H_{w_{max}}$ et $T_{w_{max}}$, à partir des mêmes bases de données, correspondant aux 20% plus grandes hauteurs en [m] et périodes en [s] des séries temporelles. Toutes sont extraites de la base de données ERA-40, des données journalières, toutes les 6 heures sur une période de 47 ans (Partie I, Chapitre 1, Sections 2.3.2). Le calcul de H_w, T_w, $H_{w_{max}}$ et $T_{w_{max}}$ suit ce qui a été proposé par Syvitski et Saito (2007) (Partie I, Chapitre 1, Section 1.3.3). Pour un delta donné :

$$H_w = \frac{1}{N.M}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M} H_s(i,j) \qquad \text{(Equation 23)}$$

et

$$T_w = \frac{1}{N.M}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M} T_{01}(i,j) \qquad \text{(Equation 24)}$$

où N est le nombre d'enregistrements des houles considérées dans la base de données ERA-40, $H_s(i,j)$ est la hauteur significative des houles en [m] pour un enregistrement donné i à la localisation j, $T_{01}(i,j)$ est la période moyenne en [s] aux mêmes enregistrement i et localisation j, M est le nombre de points de grille ERA-40 pris dans le domaine en avant-côte Ω localisé

relativement loin du trait de côte deltaïque considéré. Le domaine Ω est toujours choisi suffisamment grand pour que $M \geq 1$. Essentiellement, H_w et T_w sont des valeurs moyennées sur des décennies et sur un domaine Ω représentatif de l'avant-côte deltaïque. Alternativement, les autres valeurs $H_{w_{max}}$ et $T_{w_{max}}$ sont calculées de la même manière mais en considérant seulement les 20% plus hautes vagues (et leurs périodes moyennes relatives). Dans ces cas, les paramètres des houles $H_{w_{max}}$ et $T_{w_{max}}$ sont représentatifs des conditions de tempêtes, ou même d'événements météo-marins extrêmes. L'influence des paramètres moyens et extrêmes choisi dans la classification seront discutés.

1.2. Données caractéristiques du système fluvial

Les régimes fluviaux sont caractérisés par un paramètre Q qui est le débit liquide moyen en [m^3/s] sur plusieurs années ou plusieurs décennies mesuré aussi proche que possible de l'embouchure (mesuré sur un point le long du fleuve où un nombre maximal d'affluents est pris en compte, voire la totalité des chenaux distributaires pour la plupart des sites) (Partie II, Chapitre 1, Sections 2.2 et 2.3.3). Les références des données de débit ne sont pas homogènes. Pour quelques deltas, Q est calculé suivant la comparaison entre les différentes valeurs de débit moyen existantes dans la littérature. Les références renseignant sur les débits de courtes périodes ou trop anciens ou concernant seulement un tronçon fluvial sont systématiquement exclues. Lorsque plusieurs bonnes références sont identifiées, le Q final calculé pour notre travail est la moyenne des différents débits fournis ou la seule valeur issue de la plus robuste référence. Lorsqu'aucun débit liquide n'est identifié dans la littérature, la base de données du GRDC est utilisée (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.3). Cette base de données est préférée dès que (1) la longueur de la série temporelle est significativement plus longue que celle fournie dans la littérature et (2) la série temporelle est plus récente que celle disponible dans la littérature.

Dans $\mathcal{R}$ avec O pour origine du fond, nous considérons un lit fluvial de pente moyenne β_R [°], de profondeur h_R [m], de largeur W_R [m] dans lequel un débit liquide Q [$m^3.s^{-1}$] évolue (Figure II - 25). En premier lieu, nous considérons la seconde loi de Newton appliquée au volume élémentaire δV :

$$\delta m.\vec{g} + \vec{\tau}_f = \delta m.\frac{d\vec{U}}{dt} \qquad \text{(Equation 25)}$$

où $\vec{\tau}_f$ est la force de friction de l'écoulement liquide à l'interface du fond du fleuve qui contrebalance un déplacement de fluide de vitesse constante $d\vec{U}$. Cette équation est posée sous des

conditions stationnaires, c'est-à-dire que le terme de droite de l'équation de Newton $\delta m.\frac{d\vec{U}}{dt}$ l'annule. Par conséquent, nous considérons que la vitesse de l'eau est constante (pas de couche limite de fond, une friction nulle sur les bords du lit du fleuve et à l'interface air-atmosphère). Ainsi, nous obtenons :

$$Q = U.h_R.W_R \qquad \text{(Equation 26)}$$

En supposant que le système est invariant le long de l'axe $\vec{y}_o$, nous projetons cette équation vectorielle sur les axes $\vec{x}_o$ et $\vec{z}_o$ pour obtenir :

$$\vec{\tau}_f.\vec{x}_0 = 0 \qquad \text{(Equation 27)}$$

et

$$\delta m.\vec{g}.\vec{x}_0 + \vec{\tau}_f.\vec{z}_0 = 0 \qquad \text{(Equation 28)}$$

En mettant l'accent sur l'équation relative à l'axe $\vec{y}_o$, nous obtenons :

$$-\delta m.g + \tau_f.\sin\beta_R = 0 \qquad \text{(Equation 29)}$$

ou alternativement :

$$\tau_f = \frac{\delta m.g}{\sin\beta_R} \qquad \text{(Equation 30)}$$

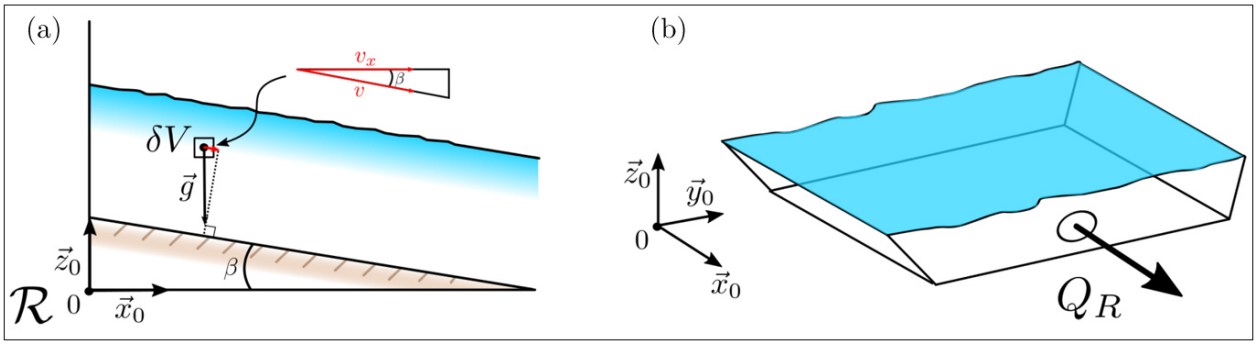


Figure II - 25. Schéma des caractéristiques utilisées pour calculer l'indice de la puissance fluviale P_R avec (a) un profil d'écoulement d'un fleuve avec les forces considérées pour l'équation du bilan de force et (b) le lit du fleuve, le débit du fleuve Q conformément au système de coordonnées $\mathcal{R}$.

1.3.Données caractéristiques de la marée

Les données extraites pour un delta donné sont la série temporelle de l'élévation de l'eau moyennée $\eta_T(i)$ sur une heure. Cela signifie que le signal lisse déjà la contribution de tous les processus avec une fréquence plus forte que sur quelques minutes (effets capillaires, vagues et possiblement jusqu'aux vagues infra-gravitaires).

Les régimes de marée sont caractérisés par un paramètre H_T qui est l'excursion tidale calculée de la manière suivante :

$$H_T = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} H_t(i,j) \qquad \text{(Equation 31)}$$

où N est le nombre d'enregistrements des données de marée considérées dans la base de données du modèle TPXO©, et $H_t(i,j)$ est l'excursion tidale en [m] pour un enregistrement donné i à la localisation j.

2. Méthode de classification

Des index ont été développés pour caractériser de manière simplifiée l'état d'un système (avant-côte, fleuve, estuaire…), en cohérence avec les forces motrices principales contrôlant ses dynamiques. Pour exemple, Gourlay (1968), Sunamura (1988), Masselink et Short (1993), Short (1999), Syvistki et Saito (2007) ou encore Hori et Saito (2008) ont introduit divers index pour décrire à quel point un environnement littoral – principalement des plages sableuses et des deltas – est dominé par les vagues, le débit fluvial ou encore l'excursion tidale, ou tous mécanismes dérivés de ces forçages (tels que le rapport entre l'énergie réfléchie et celle dissipée pour un système dominé par les houles). La plupart de ces références se rejoignent sur un point commun dans le fait qu'ils se basent sur des indices dans différentes unités, tels que la puissance [W], la puissance par unité de longueur [$W.m^{-1}$] ou la densité d'énergie [$J.m^{-2}$] ou [$J.m^{-3}$], habituellement liés à la notion d'énergie. Cependant, leur signification exacte et la façon dont ils ont été dérivés sont parfois peu claires, parfois plutôt confuses ou approximatives ; dans tous les cas, toute comparaison quantitative recevable entre indices distincts est problématique, autant que leur utilisation directe et combinée dans une classification.

2.1. Protocole de mise en conformité et formulation des processus

Dans cette approche voulue de travailler sur des indices homogènes dans leurs dimensions et cohérents dans leurs définitions, trois indices ont été définis : une puissance fluviale $\mathcal{P}_R$, une puissance des houles $\mathcal{P}_W$ et une puissance tidale $\mathcal{P}_T$. Elles sont dérivées des mêmes hypothèses donc elles peuvent être manipulées et comparées. Nous construisons ces indices à partir de la définition unique suivante :

$$\mathcal{P}_i = \int_0^{L_i} \delta\varepsilon_i . C_i dl \qquad \text{(Equation 32)}$$

où i se réfère indifféremment au fleuve (indice R), à la houle (indice W), à la marée (indice T). $\delta\varepsilon_i$ est une densité d'énergie en [J.m^{-3}] relative au forçage i considéré ; Il s'agit d'une énergie produite dans un volume élémentaire représentatif $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ d'eau quelque part dans un écoulement fluvial ou un plan d'eau forcé par les vagues ou la marée. La surface δs [m^2] est une quelconque combinaison de $\delta x \delta y$, $\delta x \delta z$ ou $\delta y \delta z$, dépendant du forçage considéré (cela sera expliqué ultérieurement). Ainsi, nous pouvons écrire :

$$\delta V = \delta s \delta l \qquad \text{(Equation 33)}$$

où l est la troisième dimension qui n'est pas utilisée dans δs. L_i est la longueur représentative dont la signification dépend du forçage considéré et détaillé plus tard. C_i [m.s^{-1}] est la vitesse de propagation de la densité d'énergie $\delta\varepsilon_i$. Ainsi, $\delta\varepsilon_i . C_i$ est un flux de densité d'énergie en [J.m^{-2}.s^{-1}] qui est exactement cohérent avec la densité de puissance de surface [W.m^{-2}], depuis laquelle chaque indice tient son nom.

Dans ce qui suit, $\vec{g}$ est l'accélération de gravité terrestre (avec $\|\vec{g}\|$ en [m.s^{-2}]). La masse du volume élémentaire δV est $\delta m = \rho \delta x \delta y \delta z$. Nous définissons également un système de coordonnées direct $\mathcal{R}(0; \vec{x}_0, \vec{y}_o, \vec{z}_o)$ où $\vec{x}_0$ est orienté dans la direction de l'écoulement liquide (direction de propagation de l'écoulement fluvial ou des vagues ou de la marée) et $\vec{z}_o$ est dans un plan vertical, perpendiculaire à $\vec{x}_o$ et orienté positivement vers le bas. L'origine du cadre des coordonnées change en fonction de l'indice de puissance considéré.

2.1.1. Contrôle fluvial

La formule choisie dans l'étude pour définir le flux de densité d'énergie du fleuve $\mathcal{P}_R$ en [kg.m.s^{-3}, soit W.m^{-1}], improprement traduit en terme de puissance fluviale, est alors la suivante :

$$\mathcal{P}_R = \rho g \beta Q \quad \text{(Equation 34)}$$

où β est la pente du fleuve adimensionnée, ρ est la masse volumique de l'eau en [kg.m^{-3}], g est l'accélération gravitationnelle en [m.s^{-2}] et Q est le débit en [m^3.s^{-1}]. La pente du lit du fleuve est considérée équivalente à la pente de la ligne d'eau fluviale lors d'une étude sur le système fluvial total.

2.1.2. Contrôle des houles

La puissance des houles formellement nommée flux de densité d'énergie des houles $\mathcal{P}_W$ est la façon que j'ai choisi pour caractériser l'énergie fournie par les vagues proche-côtière sur le système deltaïque :

$$\mathcal{P}_W = \frac{\rho g^2}{64\pi} H_0^2 T_0 \quad \text{(Equation 35)}$$

où H_0 est la hauteur des vagues en eau profonde en [m] et T_0 est la période des vagues en eau profonde en [m] également. L'équation fournit un résultat en [W.m^{-1}]. Elle semble être dérivée de l'expression plus générale d'un flux d'énergie par unité de longueur de crête d'onde :

$$\mathcal{P}_W = \mathcal{E}_0 C_g \quad \text{(Equation 36)}$$

où $\mathcal{E}_0$ est la quantité d'énergie mécanique par unité de surface de la mer en [J.m^{-2}], c'est-à-dire la somme des énergies potentielle et cinétique, égale à $\frac{\rho g a^2}{2}$, où $a = \frac{H}{2}$, dans le cas des vagues d'Airy (théorie linéaire des vagues de première approximation de Stokes en contexte de houles de faible cambrure, pour des eaux profondes par rapport aux hauteurs de vagues). C_g est la vitesse de groupe en eau profonde en [m.s^{-1}], définie de la manière suivante :

$$C_g = \frac{1}{2}\frac{L}{T}\left[1 + \frac{\frac{4\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{L}\right)}\right] = nC \quad \text{(Equation 37)}$$

où

$$n = \frac{1}{2}\left[1 + \frac{\frac{4\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{L}\right)}\right] \quad \text{(Equation 38)}$$

Et L est la longueur d'onde des vagues en [m], T est la période des vagues en [s] et d est la profondeur en [m].

En eau profonde, le terme $\frac{\frac{4\pi d}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi d}{L}\right)}$ est approximativement nul et $n = \frac{1}{2}$. La formule résultante est la suivante :

$$C_g = \frac{1}{2}\frac{L}{T} = \frac{1}{2}C \qquad \text{(Equation 39)}$$

où C est la vitesse de propagation des vagues en surface en [m.s^{-1}].

2.1.3. Contrôle de la marée

La puissance de la marée ou plus précisément le flux de densité d'énergie de la marée $\mathcal{P}_T$ par unité de longueur de crête de ces ondes en eau peu profonde en [W.m^{-1}] tient compte de l'amplitude verticale de la marée à un point donné et la profondeur de la colonne d'eau à ce même point.

$$\mathcal{P}_T = \frac{\rho g^{\frac{3}{2}}\sqrt{p}h^2}{2} \qquad \text{(Equation 40)}$$

où h est la variation moyenne de hauteur du centre gravité de l'eau par la marée, ou nommée aussi excursion tidale en [m] et p la profondeur au point de mesure en [m].

2.2. Indexation numérique et classification

Les formulations des trois principaux flux d'énergie actifs sur le développement et l'évolution des littoraux deltaïques servent de base pour la classification dynamique des deltas. Pour chacun, $\mathcal{P}_R$, $\mathcal{P}_W$ et $\mathcal{P}_T$ sont sommés et la proportion de chaque flux de densité d'énergie x_e (x_R, x_W et x_T) est quantifiée par rapport à l'énergie totale des trois forçages. Les résultats sont alors représentés sous la forme d'un graphique ternaire en fonction du niveau d'influence énergétique relatif de chaque mécanisme.

3. Incertitudes statistiques

Le calcul des marges d'erreur relatives aux indices statistiquement estimés ne peut être relatif aux incertitudes liées aux données brutes car elles restent jusqu'alors indisponibles. L'alternative choisie est la quantification d'une incertitude sur la moyenne, car cette dernière est un bon indicateur de la grandeur mesurée : pour $n \geq 20$, où n est le nombre de mesures

indépendantes (ici 60, pour les 60 deltas), la valeur exacte de x_e des grandeurs R (Fleuve), W (Houle) et T (Marée) a une probabilité de 95% d'appartenir à l'intervalle :

$$\left[\bar{x} - t_{n,95\%}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}}; \bar{x} + t_{n,95\%}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}}\right] \qquad \text{avec } t_{n,95\%} \approx 2 \qquad \text{(Equation 41)}$$

où $\bar{x}$ est la moyenne arithmétique des n mesures indépendantes, et $t_{n,95\%}$ est le coefficient de Student, dépendant de n et du degré de probabilité choisi (ici 95%).

La valeur exacte x_e de R, W ou T représente la moyenne de la distribution de probabilité $\left(P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{\left[-\frac{(x-x_e)^2}{2\sigma^2}\right]}\right)$:

$$x_e = \langle x \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} xP(x)dx \qquad \text{(Equation 42)}$$

La constante de probabilité $\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}$ permet de normaliser la loi de probabilité $\int_{-\infty}^{\infty} P(x)dx = 1$.

L'écart-type quadratique moyen σ est calculé selon la formule :

$$\sigma = \sqrt{\langle (x - x_e)^2 \rangle} = \sqrt{\int_{-\infty}^{\infty}(x - x_e)^2 P(x)dx} \qquad \text{(Equation 43)}$$

L'écart-type expérimental σ_{n-1} de la série de mesures est par ailleurs l'estimateur le plus fiable de σ :

$$\sigma_{n-1} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \qquad \text{avec } \lim_{n\to\infty} \sigma_{n-1} = \sigma \qquad \text{(Equation 44)}$$

D'après la table des coefficients de Student, pour $n = 60$ et $p = 95\%$, la valeur résultante est de 2,00. La loi de probabilité de Student s'applique dans le cas de variables aléatoires de loi gaussienne centrée réduite comme c'est le cas pour les trois grandeurs étudiées, relatives à la houle, au fleuve et à la marée.

Ainsi, la largeur de l'intervalle de confiance Δx_e, liée à la précision de la mesure (soit la marge d'erreur calculée) est la suivante :

$$\Delta x_e = t_{n,p}\frac{\sigma_{n-1}}{\sqrt{n}} \qquad \text{(Equation 45)}$$

Les valeurs d'incertitude calculées à partir des 60 mesures, pour chaque indice étudié, sont les suivantes :

$$\Delta x_R = 0{,}087 \qquad \Delta x_W = 0{,}063 \qquad \Delta x_T = 0{,}086$$

Ces résultats sont en finalité utilisés pour construire les ellipses d'erreur dans le diagramme ternaire de classification dynamique des deltas en fonction des influences physiques du fleuve, de la houle et de la marée.

Chapitre 4 : Pulsations saisonnières et variation pluriannuelle du flux sédimentaire en suspension proche du delta

Les variations spatiotemporelles des particules en suspension le long d'un delta permettent d'améliorer la perception de la dynamique sédimentaire opérée par le fleuve et les courants marins. Elles aident également à identifier les réponses morpho-sédimentaires susceptibles de se manifester selon les différentes fluctuations climatiques, notamment saisonnières. Enfin, les tendances à plus long terme offrent un aperçu significatif du devenir du delta, quant à la suffisance plus ou moins constante des volumes sédimentaires apportés. La variation proche-côtière de sédiments en suspension est étroitement liée à l'érosion côtière, à l'accrétion, notamment au niveau des deltas, et a des impacts directs sur la modification morphologique du littoral ainsi que sur l'évolution des forêts de mangroves.

1. Données

Le projet GLobCoast (11/2012 – 11/2015) (Dessailly et al., 2016), affilié à LOICZ (*Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone*), a permis de constituer une précieuse base de données, avec une couverture spatiale mondiale des eaux côtières, de différents composés, tels que la chlorophylle, la matière organique dissoute, mais aussi les particules en suspension, utilisées pour cette étude. Ces données sont obtenues à partir d'observations satellitaires (*MEdium Resolution Imaging Spectrometer*, MERIS®) de la couleur de l'océan et d'analyses comparatives avec les paramètres des différents forçages physiques en action. Ces derniers sont obtenus par observations satellitaires mais également par des mesures *in situ* et par modélisation avec le développement d'un nouvel algorithme, POLYMER (Steinmetz et al., 2011), bien plus efficace dans la couverture spatiale et temporelle que celui de SeaDAS© (*SeaWiFS Data Analysis System* (Fu et al., 1998)), développé au sein de la NASA (Loisel et al., 2016). Les mesures *in situ* à disposition proviennent de différentes sources :

- Des relevés sont acquis par environ 10 nouveaux bateaux océanographiques dans des eaux côtières contrastées,
- Les débits des grands fleuves sont issus de la base de données Hydroweb et de bases de données internationales,

- Le vent, la radiométrie de couleur océanique et la salinité proviennent des données satellites,
- La houle est issue de la base de données CERSAT (Centre ERS (*European Remote Sensing satellite system*) d'Archivage et de Traitement/*Laboratory of Oceanography From Spac*e, affiliée à IFREMER (*French Research Institute for Exploitation of the Sea*)), ainsi que de la base de données de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), WAVEWATCH III®, de maillage 0,5°,
- D'autres données optiques et biogéochimiques sont issues de diverses bases de données internationales telles que NOMAD©, Aeronet©, NASA/SeaBass, SOMLITE, Coastlooc.

Ces données permettent de représenter cartographiquement et quantitativement, de 2002 à 2012, les variations mensuelles et, de fait, saisonnières des particules en suspension qui, pour certaines zones, sont très contrastées. Ces résultats aident ainsi à mettre en évidence les pulsations naturelles de la charge sédimentaire en suspension aux embouchures des fleuves et par extension au niveau des deltas (Figure II - 26).

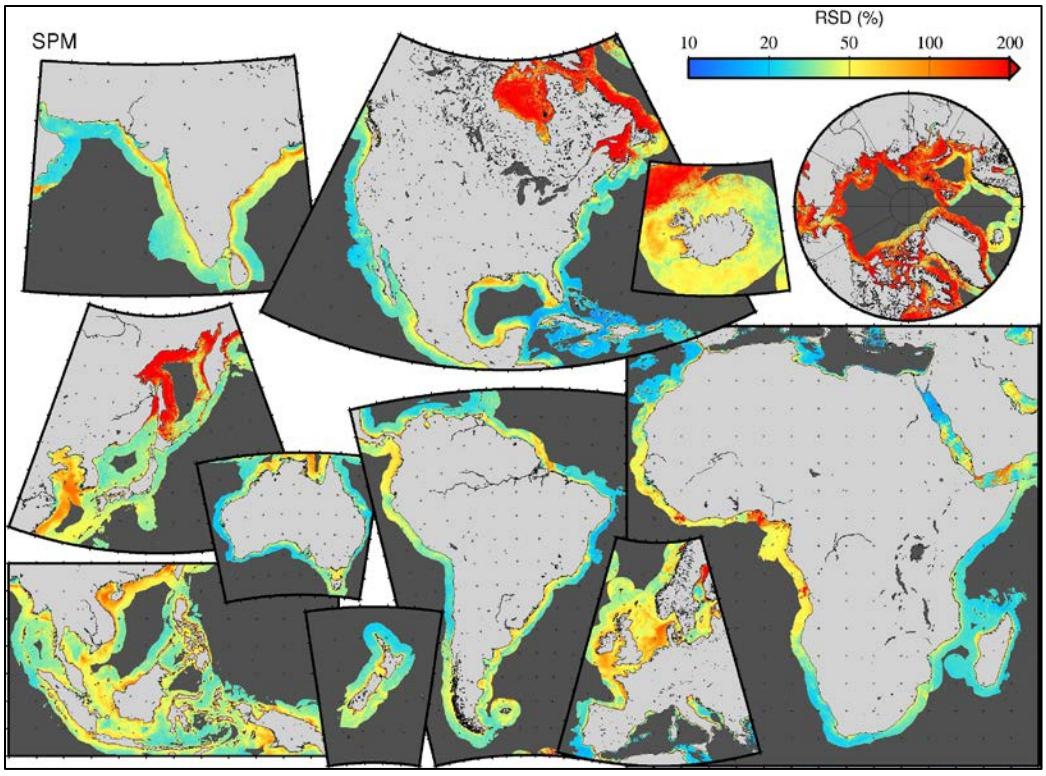


Figure II - 26. Carte de la variabilité mensuelle des particules en suspension sur les eaux côtières mondiales au cours de la période 2002 - 2012 (Loisel et al., 2016). Le coefficient de variation calculé sur l'ensemble de l'archive (mensuel) est un indicateur simple pour identifier rapidement les zones de variabilité temporelle contrastée.

D'autre part, ces données permettent de connaître l'évolution au cours de la période 2002 – 2012 des matières en suspension le long des côtes deltaïques, en tenant compte des variations saisonnières (par le test de saisonnalité de Mann-Kendall) et d'identifier les régions de plus en plus déficitaires, en les mettant notamment en relation avec la composition sédimentaire principale des apports fluviaux et du delta associé (Figure II - 27).

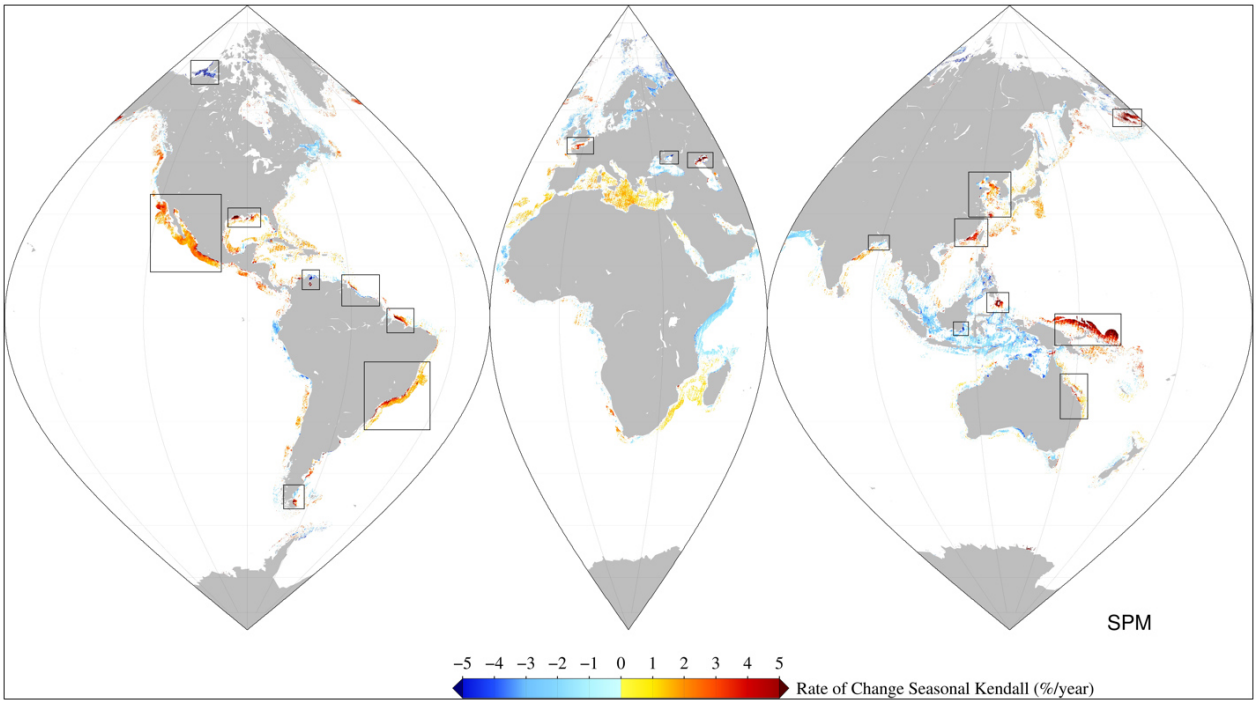


Figure II - 27. Tendance d'évolution long therme des particules en suspension sur les eaux côtières mondiale de 2002 à 2012 (Loisel et al., 2016). Cette tendance « long-terme » permet de mettre en évidence les localisations des plus fortes évolutions négatives et positives (encadrés).

Les données disponibles dans la base de données GLobCoast© sont hebdomadaires et mensuelles, pour chaque année, de mars 2002 à avril 2012, et d'un kilomètre de maillage. Une boîte à outils est également fournie pour faciliter les manipulations de données avec le langage de programmation Python©.

2. Traitements et incertitudes

Les traitements de ces données sont conduits sur la base des outils d'analyse fournis avec les données, convertis dans un langage de programmation adapté à Matlab© dont la manipulation m'est plus familière (Annexe J).

Les données traitées sont les données textuelles mensuelles (fichiers ASCII). Les deltas de l'Ayeyarwady et du Mékong ont fait l'objet d'une analyse mensuelle, à partir de l'ensemble des archives MERIS®, en vue d'étudier deux sites à fortes contrastes saisonniers (Figure II - 26). Celui de l'Ayeyarwady a également été étudié à l'échelle de la semaine pour étudier plus spécifiquement un événement extrême cyclonique de 2008.

Concernant les tendances d'évolution sur la décennie 2002 – 2012, les variations interannuelles des matières en suspension proche-côtières, de 40 des 60 deltas de cette étude, sont analysées avec l'aide de Hubert Loisel et David Dessailly, tous deux porteurs du projet GLobCoast©. Les calculs statistiques de l'évolution sur 10 ans tiennent compte des variabilités mensuelles par le biais du test statistique non-paramétrique de saisonnalité Mann-Kendall (Gilbert, 1987). Les espaces de variation non-significative sont retirés et représentés en blanc sur les figures. Ceux-ci sont des espaces dont les données présentent des gaps dans les séries temporelles supérieurs à 25% (Vantrepotte et Mélin, 2011 ; Loisel et al., 2014).

Bilan de la Partie II

Cette partie du manuscrit détaille les différents jeux de données collectées et produites, ainsi que les limites et les incertitudes des multiples analyses menées pour répondre aux questions que pose l'effort de compréhension des deltas, leur évolution récente et leurs contraintes. Le premier chapitre explique la démarche choisie pour constituer une large base de données générales et spécifiques sur les deltas vouée à définir du mieux possible ces espaces complexes. Elles sont notamment catégorisées selon différentes thématiques, relatives au delta lui-même, au contexte tectonique, climatique et marin, aux caractéristiques fluviales et aux occupations et activités anthropiques. Les données sont à la fois issues de la littérature et de bases de données déjà existantes. Celles-ci, pour la plupart incomplètes, sont complétées de mesures et traitements dont les protocoles sont ici détaillés.

Le second chapitre traite des méthodes employées pour estimer l'évolution littorale sur les dernières décennies, sur la base d'une photo-interprétation d'images satellites et autres supports géospatiaux aux diverses résolutions. Les étapes pour déterminer la position du trait de côte et pour calculer statistiquement ses variations spatiales et temporelles sont détaillées, à l'aide d'une plateforme SIG, de l'extension DSAS pour l'évolution métrique, et d'un outil de superposition de surfaces. Les différentes incertitudes relatives aux données, aux mesures et aux calculs sont également décrites.

Le troisième chapitre fait état du protocole mis en place pour classer les deltas, en fonction des influences qui s'y appliquent, de manière quantitative à partir des flux d'énergie du fleuve, de la houle et de la marée affectant les côtes deltaïques étudiées.

Pour finir, le dernier chapitre expose les données et les modes de traitement utilisés pour évaluer la saisonnalité des matières en suspension proche-côtières de quelques deltas, ce qui fournit des informations supplémentaires sur le fonctionnement dynamique des deltas, notamment dans un contexte très variable de mousson. Ces mêmes outils sont employés pour observer les tendances d'évolution des concentrations sur dix ans, de 2002 à 2012, et ainsi enrichir l'appréciation de la vulnérabilité deltaïque actuelle et future.

Les données employées sont nombreuses, les méthodologies appliquées le sont tout autant. L'effort premier est de centraliser l'ensemble des savoirs déjà acquis afin de cibler les gaps et lacunes pour y apporter autant que possible des éléments de réponse. Sur cette base améliorée,

différentes approches sont proposées pour étudier sur différents angles le comportement morphodynamique des deltas, leur évolution, leur vulnérabilité.

PARTIE III. CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GLOBALE

Sommaire de Partie III

PARTIE III CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GLOBALE 213

CHAPITRE 1 : BASE DE DONNEES DU BASSIN VERSANT ET DU FLEUVE 215

1. Variables exploitées 215

2. Relations entre les variables 223

CHAPITRE 2 : BASE DE DONNEES DU DELTA 235

1. Variables étudiées 235

2. Relations entre les variables 250

CHAPITRE 3 : BASE DE DONNEES MARINES 261

1. Variables exploitées 261

1.1. Le climat de houle 261

1.2. La marée 265

2. Relations entre les variables 271

CHAPITRE 4 : AUTRES SCHEMAS DE LA BASE DE DONNEES, INTERACTIONS DES CARACTERISTIQUES ENTRE THEMATIQUES 273

1. Schéma relationnel entre variables 273

1.1. Analyse croisée fonctionnelle des bases de données 273

1.2. Les limites de l'analyse 278

2. Schéma hiérarchique des deltas 279

BILAN DE LA PARTIE III 281

Partie III Création d'une base de données globale

Constituer une base de données générales sur les soixante deltas de l'étude est la première étape proposée pour améliorer notre compréhension de ces espaces et leur dynamique actuelle. Ces données sont ainsi exposées, croisées, confrontées, d'abord au sein de chaque grande thématique, puis entre elles.

Chapitre 1 : Base de données du bassin versant et du fleuve

Comprendre le fonctionnement d'un delta nécessite une bonne connaissance de son contexte, ses caractéristiques physiques propres, et les connexions qui définissent son système fluvial et son bassin versant.

1. Variables exploitées

Une dizaine de caractéristiques définissant le fleuve et le bassin versant sont renseignées pour chaque delta et confrontées les unes aux autres afin d'en extraire des relations qui améliorent la compréhension du fonctionnement global, du générateur deltaïque.

La superficie des bassins versants associés aux deltas étudiés varie de plusieurs ordres de grandeur, de l'ordre du millier de kilomètres carrés, pour ceux du Klang, de l'Ombrone et de l'Arno, au million de kilomètres carrés pour ceux du Chang Jiang, du Zambèze, du Mackenzie, de la Volga, du Gange-Brahmapoutre, du Niger, de la Léna, du Paraná, du Nil, du Mississippi, du Congo et de l'Amazone (Figure III - 1). C'est la caractéristique première qui régira l'ensemble des observations suivantes car l'ensemble du système fluvio-deltaïque est inscrit dans le bassin versant : ses dimensions imposent les limites spatiales et dimensionnelles du reste analysé.

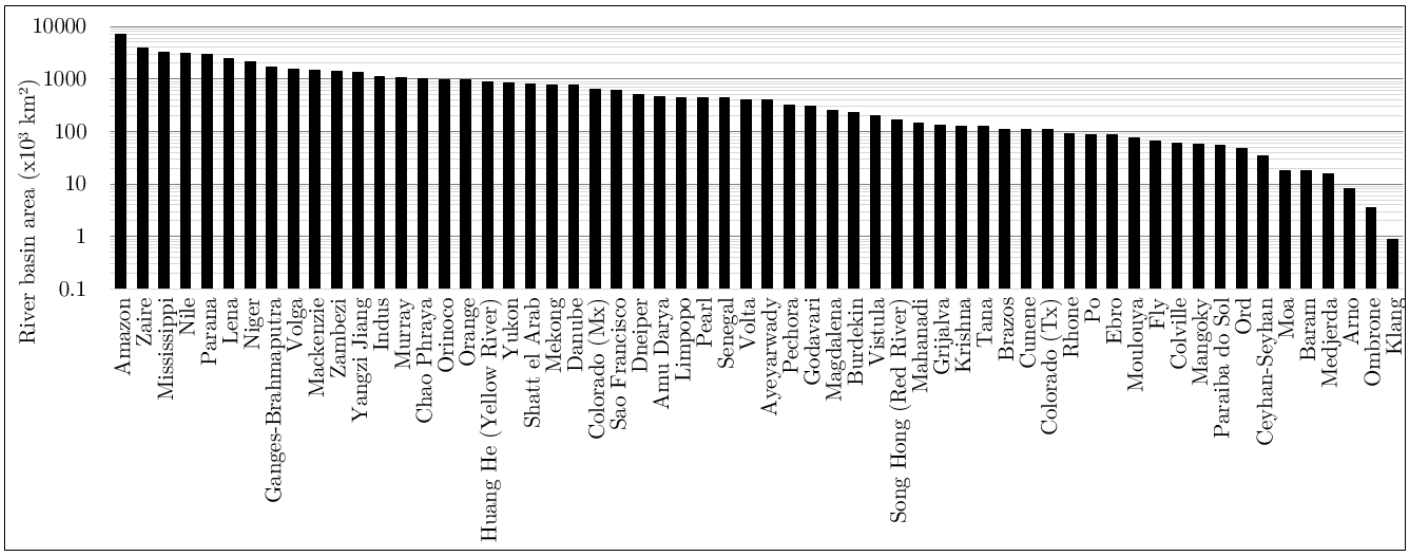


Figure III - 1. Surface des bassins versants des deltas étudiés.

L'élévation moyenne, minimale et maximale des bassins versants est aussi très variable (Figure III - 2). Presque tous les fleuves pour lesquels ces données dont disponibles, à l'exception des bassins versants de l'Ord, du Dniepr, du Klang, du Baram et du Sénégal, prennent leur source à une altitude maximale supérieure à 1 000 m. Ceux de l'Amazone, du Chang Jiang, de l'Ayeyarwady, du Mékong, de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre dépassent même les 5 000 m, bien au-dessus de la limite basse de l'étage nival dépendant de la latitude.

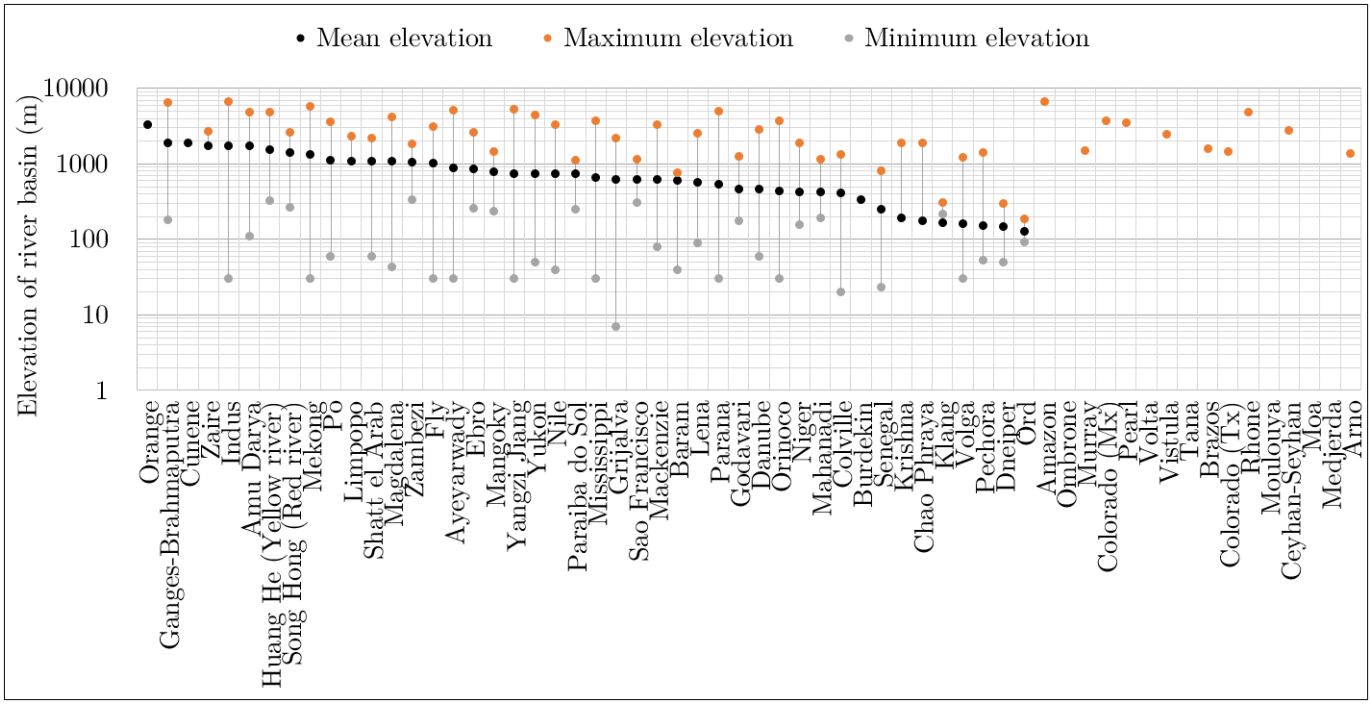


Figure III - 2. Altitudes maximales, minimales et moyennes des bassins versants.

La longueur totale des fleuves alimentant les deltas étudiés varie de la dizaine de kilomètres, pour le Klang et la Grijalva, à plusieurs milliers de kilomètres pour 40 deltas (Figure III - 3). Cette dimension permet d'aborder un comparatif d'écoulement fluvial entre les sites car de nombreuses définitions d'indices énergétiques, cinétiques et de transport intègrent ce paramètre.

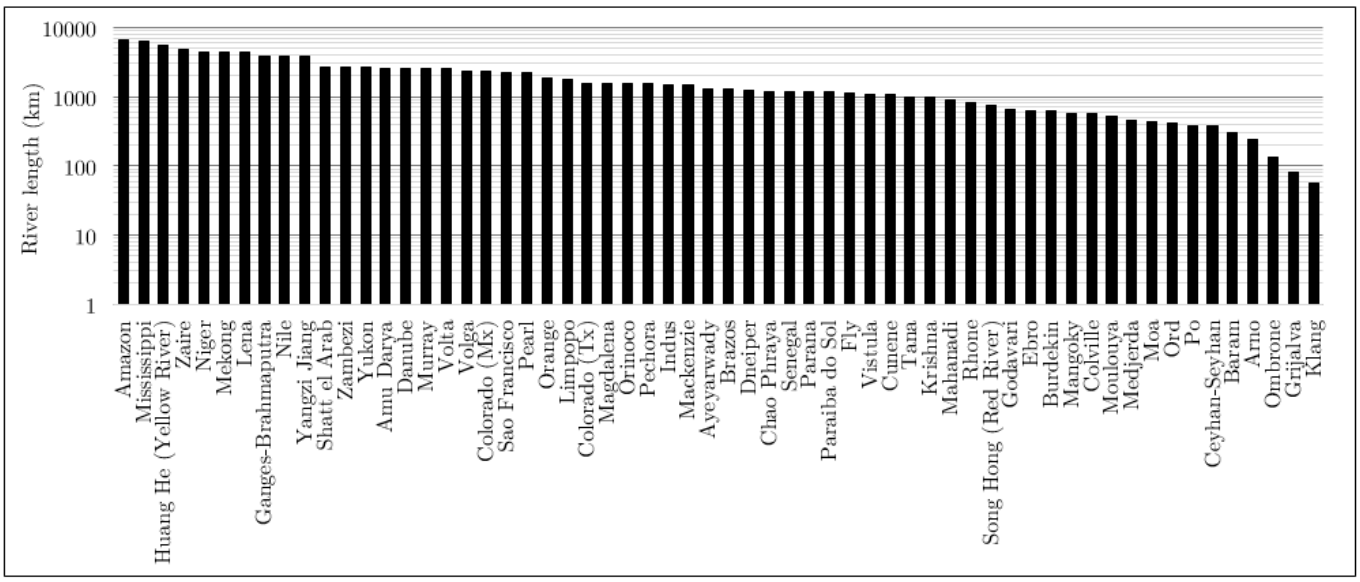


Figure III - 3. Longueur des fleuves.

Le débit moyen annuel connaît également un écart important entre les différents deltas de l'étude, variant de quelques dizaines de mètres cubes par seconde pour le Klang, la Medjerda, la Moulouya, l'Ombrone et le Colorado (Texas) à quelques centaines de milliers de mètres cubes par seconde pour l'Amazone (Figure III - 4). Lorsque la donnée existe, le débit maximal peut élever le flux d'un ordre de grandeur pour certains fleuves. Pour le Gange-Brahmapoutre, le Congo, la Léna, l'Ayeyarwady, la Volga, le Mackenzie, la Petchora, le Yukon, le Godavari, le Rhône, l'Indus, le Nil, le Mahanadi, le Krishna, l'Amou-Daria, le Sénégal, les deux fleuves Colorado (Mexique et Texas), le Mangoky, l'Ord, le Brazos et l'Arno, le débit peut être doublé entre deux saisons. Pour ceux de l'Ebre, le Niger et le Fleuve Jaune, il peut être plus de dix fois plus important que le débit moyen annuel.

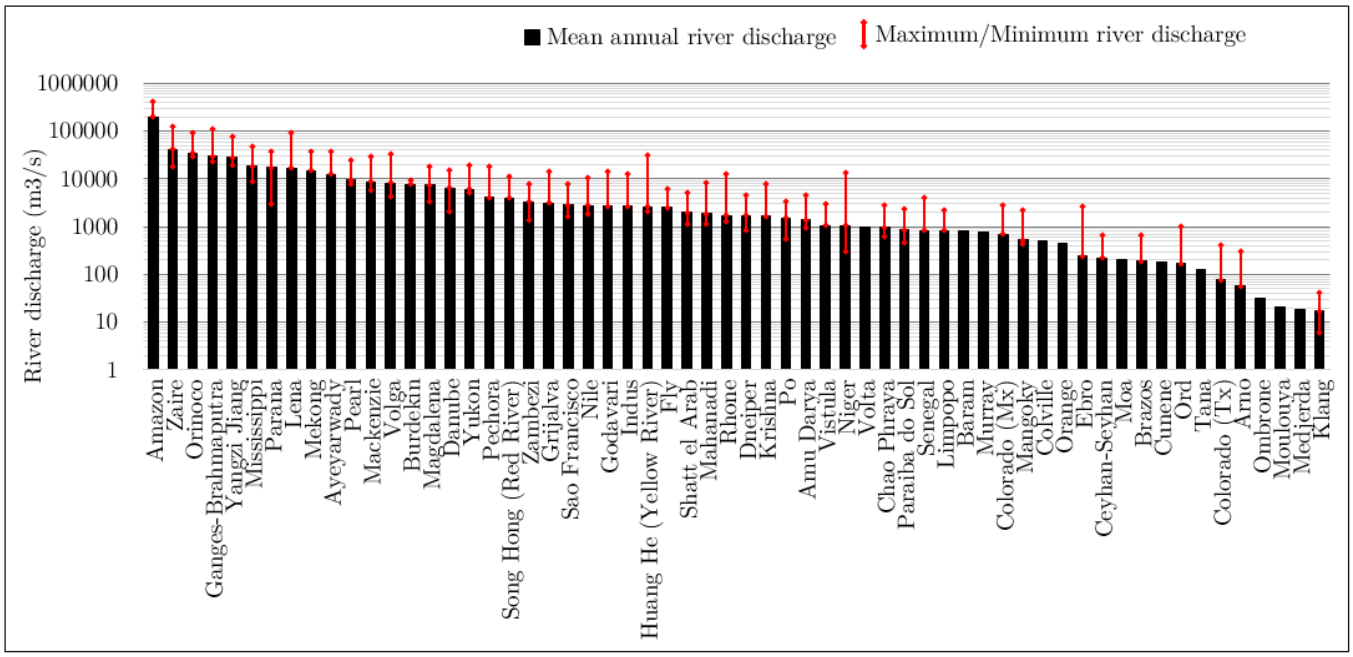


Figure III - 4. Débit liquide moyen annuel, maximal et minimal des fleuves.

Une récente étude (Tessler et al., 2015) complète les connaissances de phénomènes fluviaux de forte intensité à partir d'un indicateur hiérarchique standardisé adimensionné, classant 41 des 60 fleuves étudiés en fonction de l'intensité de débit d'une crue de 30 ans de récurrence (Figure III - 5). Ainsi, nous pouvons observer que la Moulouya, fleuve au débit liquide parmi les plus faibles des 60 étudiés, est placé en tête du classement de niveau de risque de crue trentennale. Quant aux fleuves les plus puissants du monde en termes de débit, tels que l'Amazone, le Mékong, le Gange-Brahmapoutre ou encore l'Orénoque, l'indice de risque de crue, de 30 ans de temps de retour, est étonnamment très faible, voire nul pour le dernier. D'autres, au contraire, ont des débits annuels moyens 100 à 1 000 fois plus faibles que ceux-ci, certains évoluant dans un contexte climatique désertique tel que dans le cas du Shatt el Arab. Pourtant, ils font partie des plus exposés à ce type d'aléa, notamment la Moulouya, le Colorado (Texas), le Shatt el Arab, le Tana.

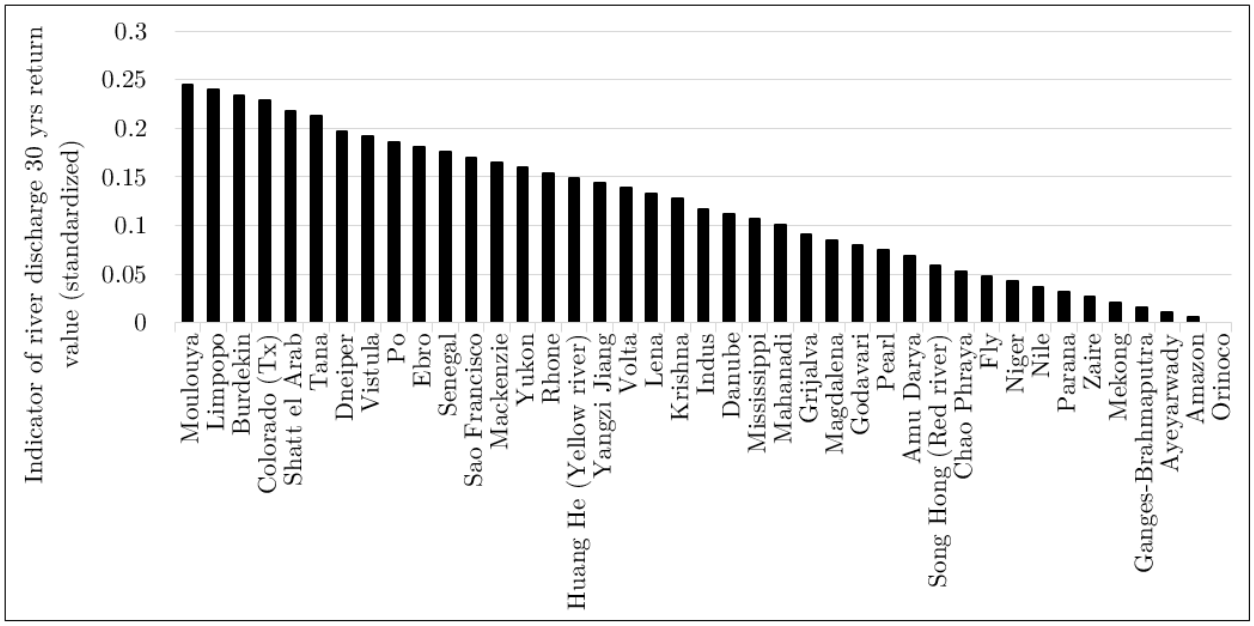


Figure III - 5. Indice de fréquence et intensité d'occurrence de débit extrême de 30 ans de temps de retour (Données de Tessler et al., 2015).

La charge sédimentaire globale est supérieure à 1 000 kg/s pour plus de la moitié des fleuves étudiés (32 fleuves) (Figure III - 6). D'autre part, la part de charge de fond est, pour tous, nettement inférieure à celle des sédiments en suspension, d'un facteur 10 à 10 000, pour le Fleuve Jaune. Ce sédiment charrié, roulé, constitue ainsi, pour 13 des 37 fleuves documentés, entre 5% et 11% de la charge sédimentaire totale transportée, les 24 restants ayant une proportion encore plus faible. Néanmoins, cette charge solide de fond ne peut pas être considérée négligeable pour certains fleuves certes extrêmement turbides, avec des valeurs de l'ordre de la centaine de kilogrammes par seconde pour l'Amazone, le Gange-Brahmapoutre, le Chang Jiang, l'Ayeyarwady, la Magdalena, l'Orénoque, le Godavari, le Fleuve Rouge, le Mackenzie, le Paraná, l'Orange, le Fly, le Krishna, le Danube, le Yukon, le Mékong, l'Indus, le Mississippi, le Niger et le Limpopo.

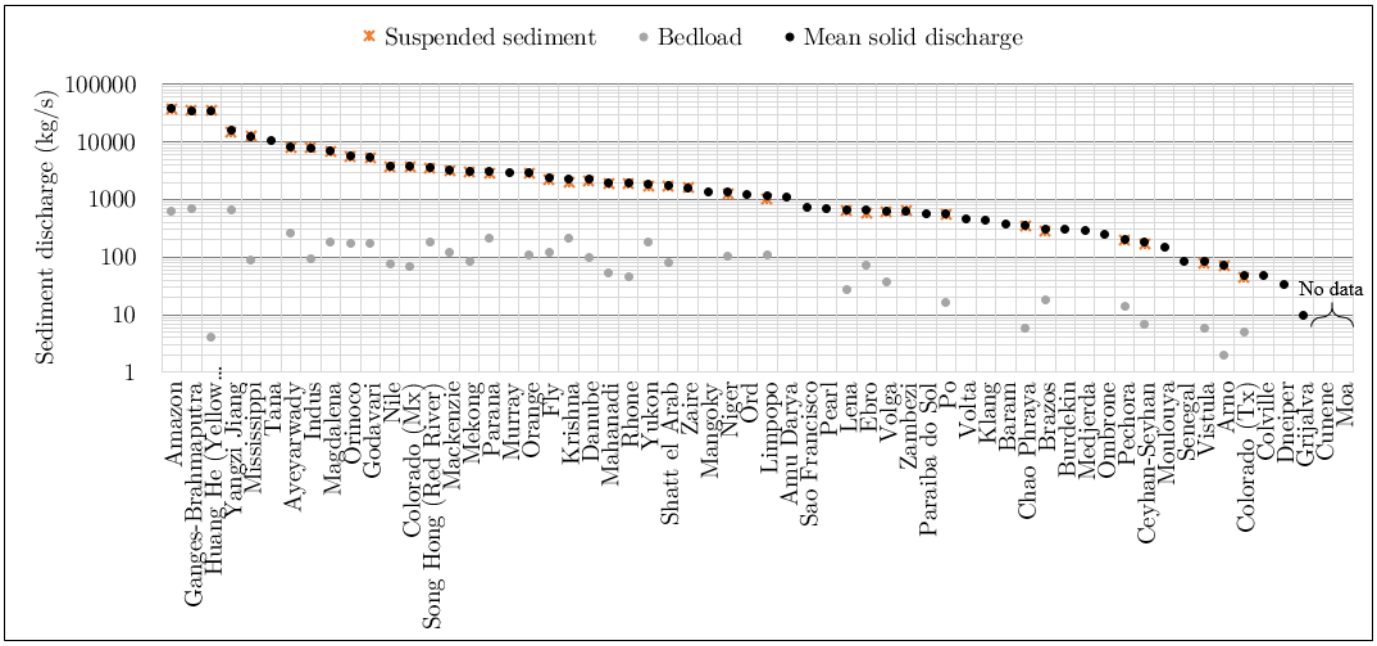


Figure III - 6. Charge sédimentaire en suspension, de fond et globale moyenne des fleuves.

Une caractéristique supplémentaire du bassin versant enrichit la connaissance de l'apport sédimentaire fluvial aux embouchures : la production détritique annuelle en tonnes par kilomètre carré par an (Figure III - 7). Dix deltas ne sont pas renseignés. Les bassins versants du Fleuve Jaune et du Fly fournissent sans conteste les charges sédimentaires les plus importantes au monde, suivis de près par ceux du Fleuve Rouge, du Tana et du Gange-Brahmapoutre. Les deux plus faibles masses sédimentaires produites proviennent des bassins versants de la Léna et du Dniepr, inscrits dans un climat continental froid.

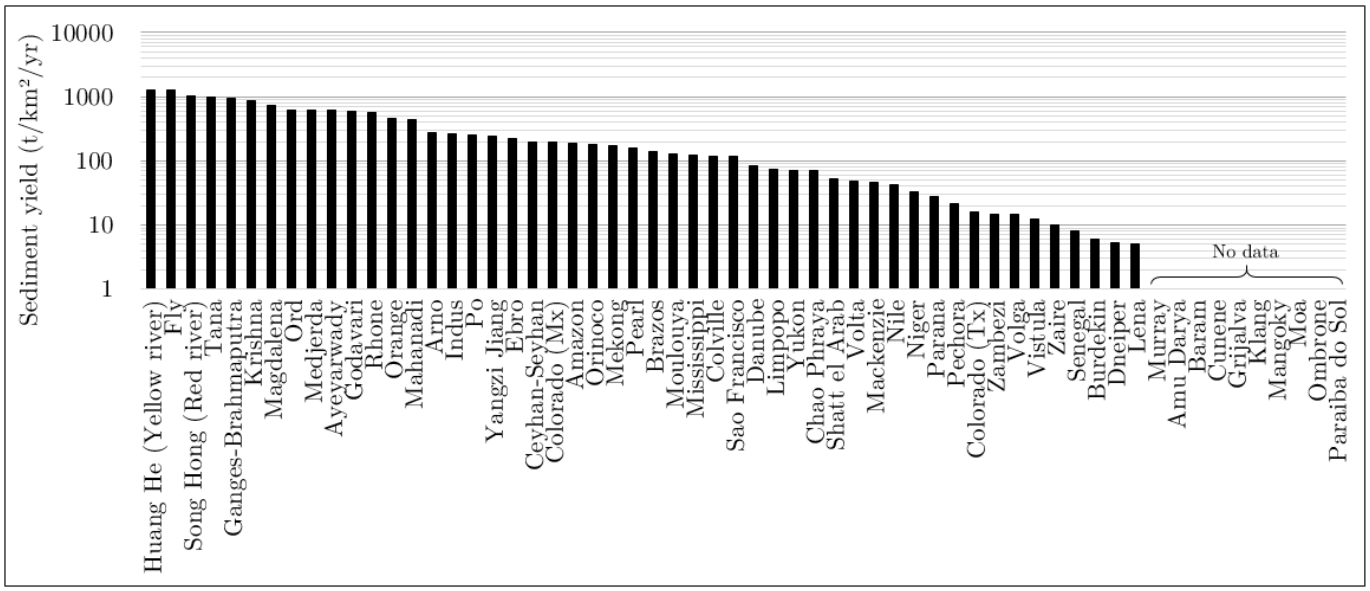


Figure III - 7. Volume annuel de sédiments potentiellement produit depuis les bassins versants

Le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans un bassin versant (*runoff*) varie, pour les fleuves étudiés, de presque nul pour l'Ombrone, la Moulouya et l'Orange, à plus de 1 000 mm/an pour ceux du Baram, du Fly, de l'Orénoque et du Burdekin (Figure III - 8). A des fins de comparaison et en vue de trouver une éventuelle explication à ces écarts, la densité de drainage est analysée. A l'exception de l'Ombrone, également grand dernier dans le classement avec bien moins qu'un mètre de longueur d'écoulement pour chaque kilomètre carré de son bassin de drainage, il ne semble pas y avoir de relation claire pour cet échantillon de 60 fleuves (Figure III - 9). Cette absence de corrélation est confirmée par une représentation des deux variables en nuages de points et la nullité du coefficient de détermination associé sur le graphique logarithmique (R^2=0.05) (Figure III - 10).

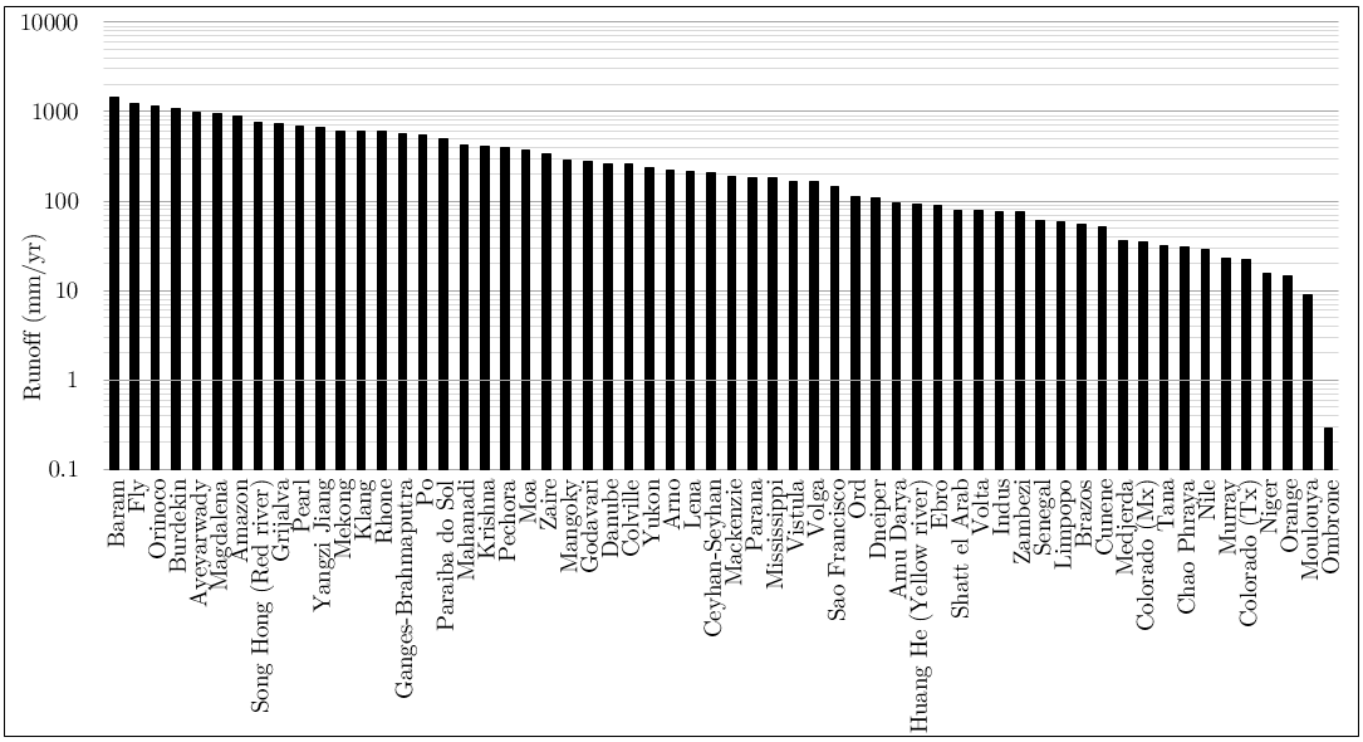


Figure III - 8. Potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants.

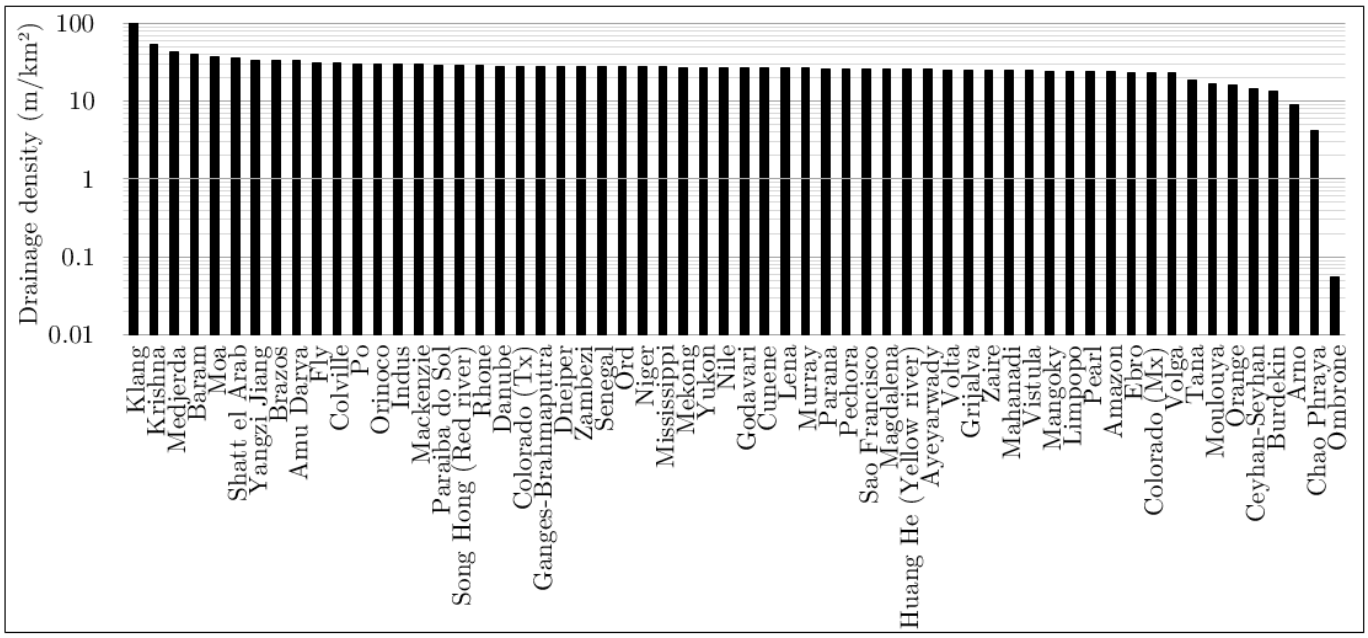


Figure III - 9. Densité de drainage dans les bassins versants.

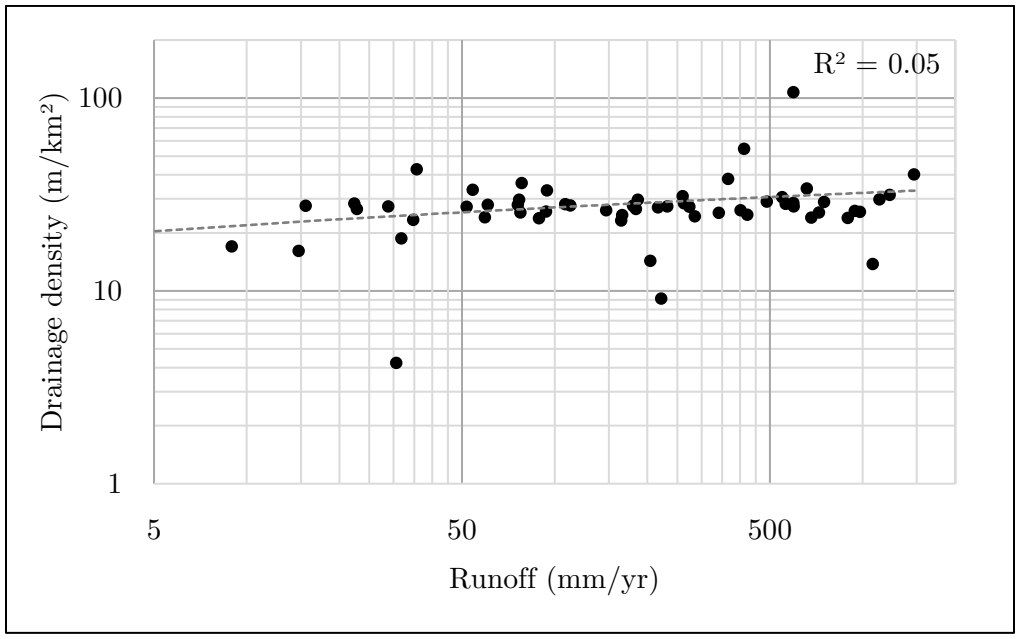


Figure III - 10. Relation entre le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface (abscisses) et la densité de drainage (ordonnées) dans les bassins versants. La relation n'est pas valide, avec un coefficient de détermination extrêmement bas (0.05).

Les premières observations sur les données relatives au fleuve et au bassin versant montrent un classement hiérarchique variable des deltas avec néanmoins des similitudes aux extrêmes qui laissent suggérer des connexions robustes entre les aspects définissant ce système.

2. Relations entre les variables

Les connaissances générales sur les bassins versants et fleuves associés aux deltas étudiés restent les plus complètes. Les interactions entre les variables qui les définissent sont également les plus claires. D'après les deux matrices de corrélations réalisées, l'une détaillée (Figure III - 11, Figure III - 12 et Figure III - 13) et l'autre synthétique (Figure III - 14), le rapport de proportionnalité est significatif entre les variables, pour la plupart, à l'exception de l'altitude minimale du bassin versant dont le calcul de la valeur fournie dans les travaux antérieurs n'est pas expliqué. En effet, si la logique fondamentale du système entier d'un bassin versant est suivie, son altitude minimale devrait être, quelle que soit sa localisation, au niveau de la mer ou presque. Le volume de sédiments potentiellement produit depuis le bassin versant (*sediment yield*) ne montre de relation linéaire nette qu'avec très peu de variables, seulement celles relatives aux volumes sédimentaires effectivement transportés par les fleuves. Aucune relation entre celui-ci et

les données liées aux dimensions du bassin versant et du fleuve ne laisse envisager une potentielle explication de sa valeur. Cela suggère néanmoins la possibilité d'une relation multivariée plus robuste, peut-être en combinant plusieurs variables ou encore en intégrant en plus la composition (nature et taille) des sources sédimentaires. Enfin, le potentiel d'écoulement en surface et la densité de drainage du bassin versant ne décrivent presque pas de relation de proportionnalité avec les autres données étudiées. Issues toutes deux de rapports (débit – superficie drainée – longueur des chenaux fluviaux), l'analyse d'interactions est rendue plus complexe, plus nuancée et moins évidente. Mises à part ces exceptions, la superficie du bassin versant, la longueur totale du fleuve et le débit, moyen annuel, maximal et minimal, présentent tous une relation de proportionnalité entre eux et avec les valeurs d'altitude moyenne et maximale des bassins versants, le flux de sédiments en suspension, la charge de fond et, de fait, le transport solide total des fleuves. La charge sédimentaire en suspension ayant été précédemment estimée à environ 90% du stock total transporté par les fleuves étudiés, il semble logique d'observer la même dynamique statistique sur ces deux variables, avec des relations similaires entre elles et les valeurs de débits, d'altitudes, de longueur fluviale et de surface de bassin versant. De la même manière, ces comparaisons confortent l'idée d'une corrélation positive étroite entre les débits enregistrés et les dimensions du bassin versant ainsi qu'avec les volumes sédimentaires transportés depuis l'amont. La principale surprise de cette analyse, peut-être la seule, reste la relation inversement proportionnelle déjà identifiée dans l'analyse simple des variables (Partie III, Chapitre 1, Section 1) entre le risque d'occurrence d'une crue trentennale et le débit, mais aussi entre ce risque et l'altitude maximale du bassin versant ainsi que la charge sédimentaire transportée. Ces relations ne sont pas aussi nettement définies que les précédentes mais elles suggèrent tout de même un risque amoindri de crue exceptionnelle en présence d'un système de plus grandes dimensions. Cela peut notamment être lié aux différences climatiques des régions. Un espace, habituellement soumis à une saisonnalité régulière humide, pourrait être moins fréquemment et intensivement confronté à un relâchement de contrainte fluviale tel que lors d'événements de crues. A l'opposé, un espace fluvial désertique, aride ou semi-aride, acclimaté à un écoulement temporaire, faible, et une lithologie sèche, peu perméable, peut à la fois être soumis à un écart entre la normale et la crue de 30 ans beaucoup plus important et un impact d'autant plus grand qu'il y est moins conditionné.

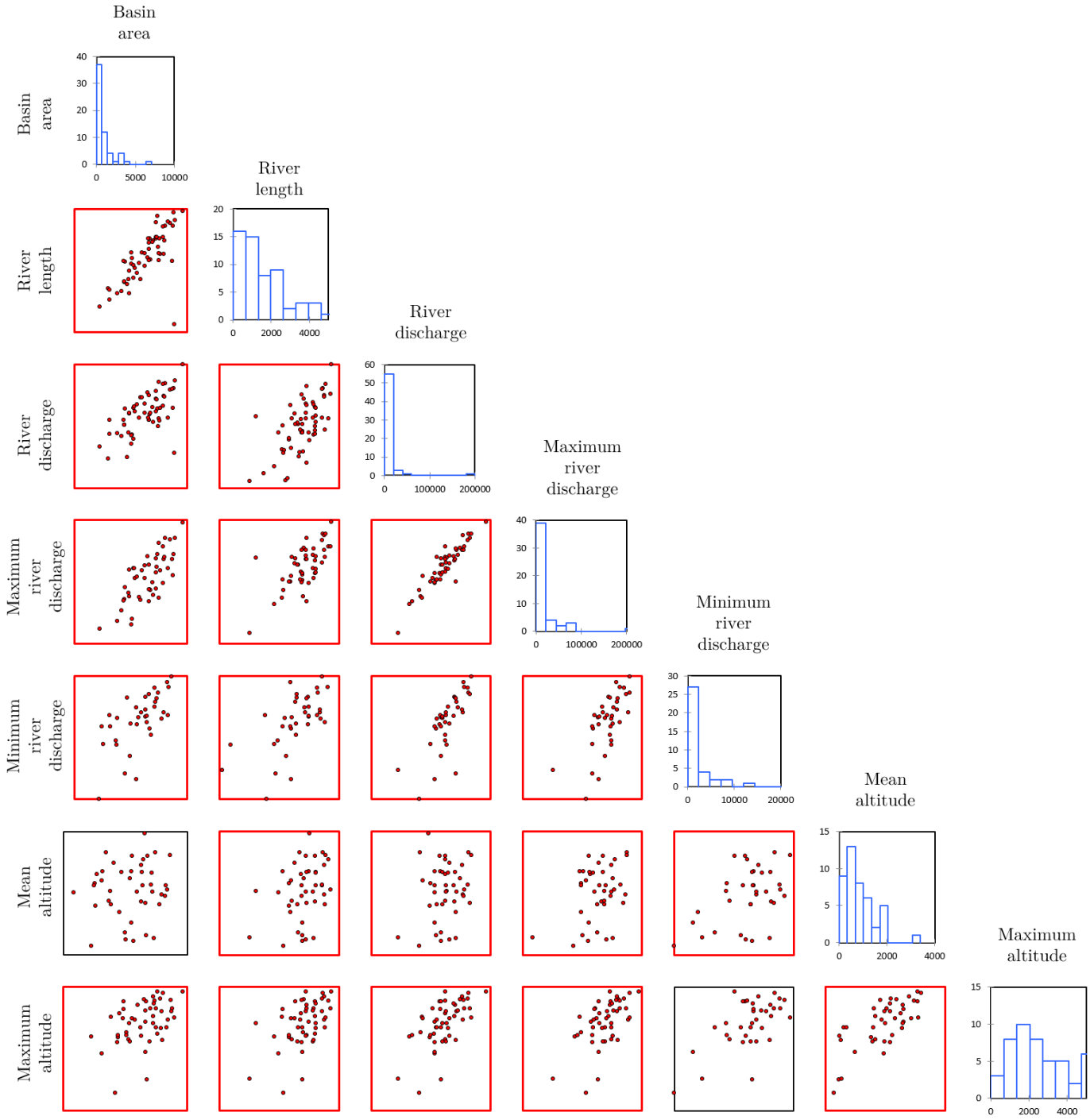


Figure III - 11. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la surface des bassins versants, la longueur des fleuves, le débit liquide moyen, maximal et minimal des fleuves et l'altitude moyenne et maximale des bassins de drainage.

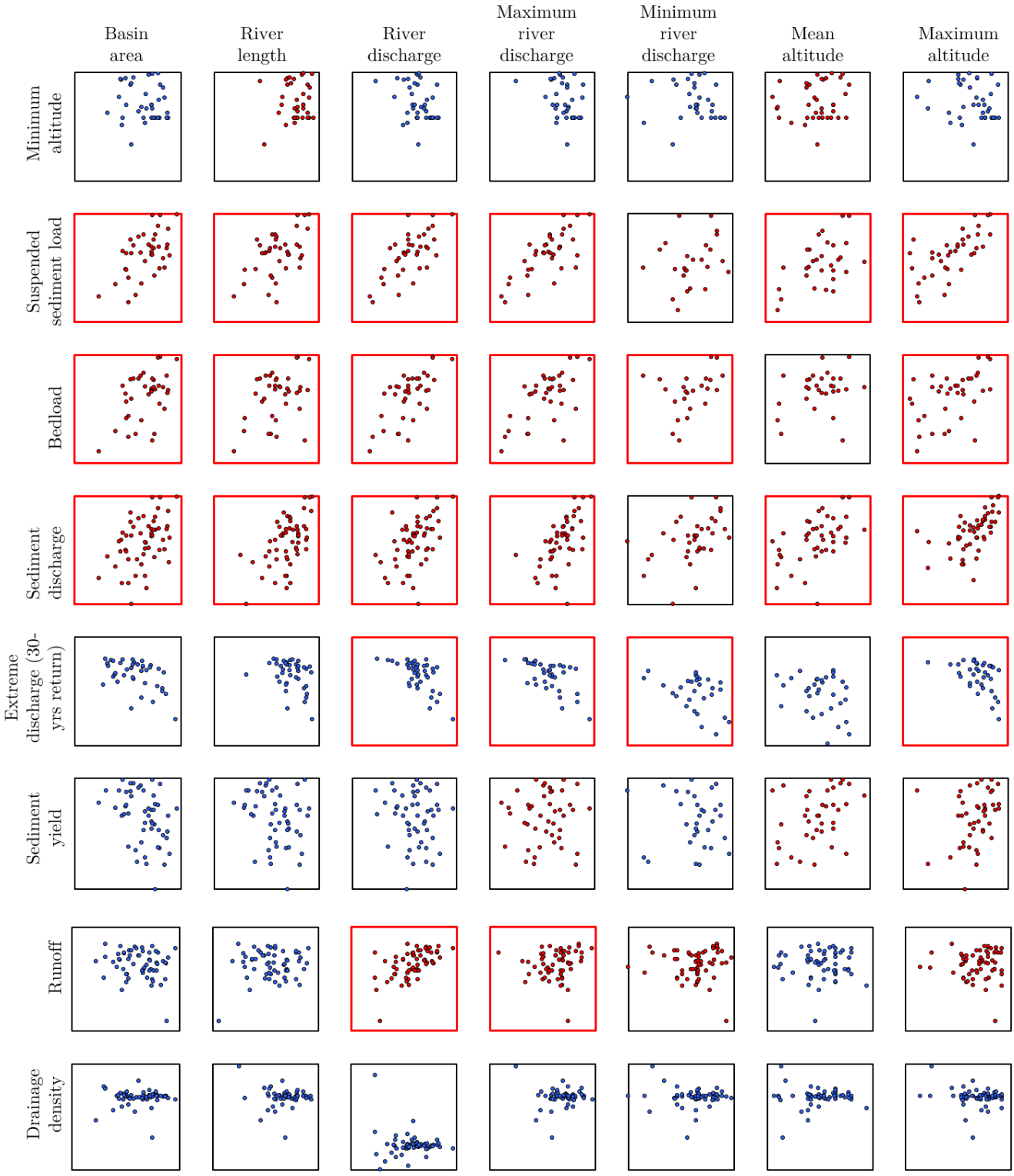


Figure III - 12. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la surface des bassins versants, la longueur des fleuves, le débit liquide moyen, maximal et minimal des fleuves, l'altitude moyenne, minimale et maximale des bassins de drainage, la charge sédimentaire fluviale globale, en suspension et de fond, l'occurrence de crues de 30 ans de temps de retour, la production détritique annuelle des bassins versants, le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants et la densité de drainage.

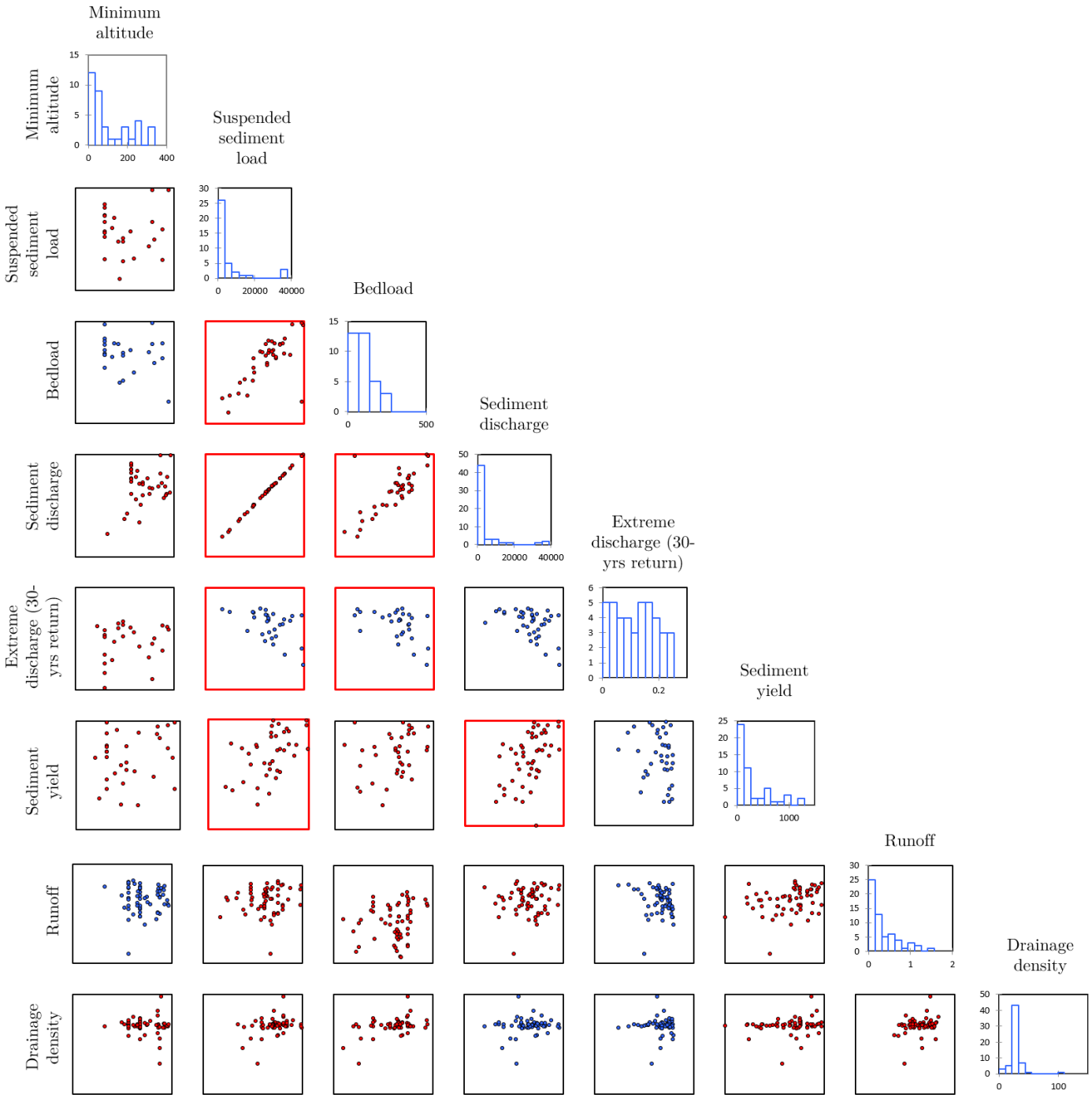


Figure III - 13. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre l'altitude minimale des bassins de drainage, la charge sédimentaire fluviale globale, en suspension et de fond, l'occurrence de crues de 30 ans de temps de retour, la production détritique annuelle des bassins versants, le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans les bassins versants et la densité de drainage.

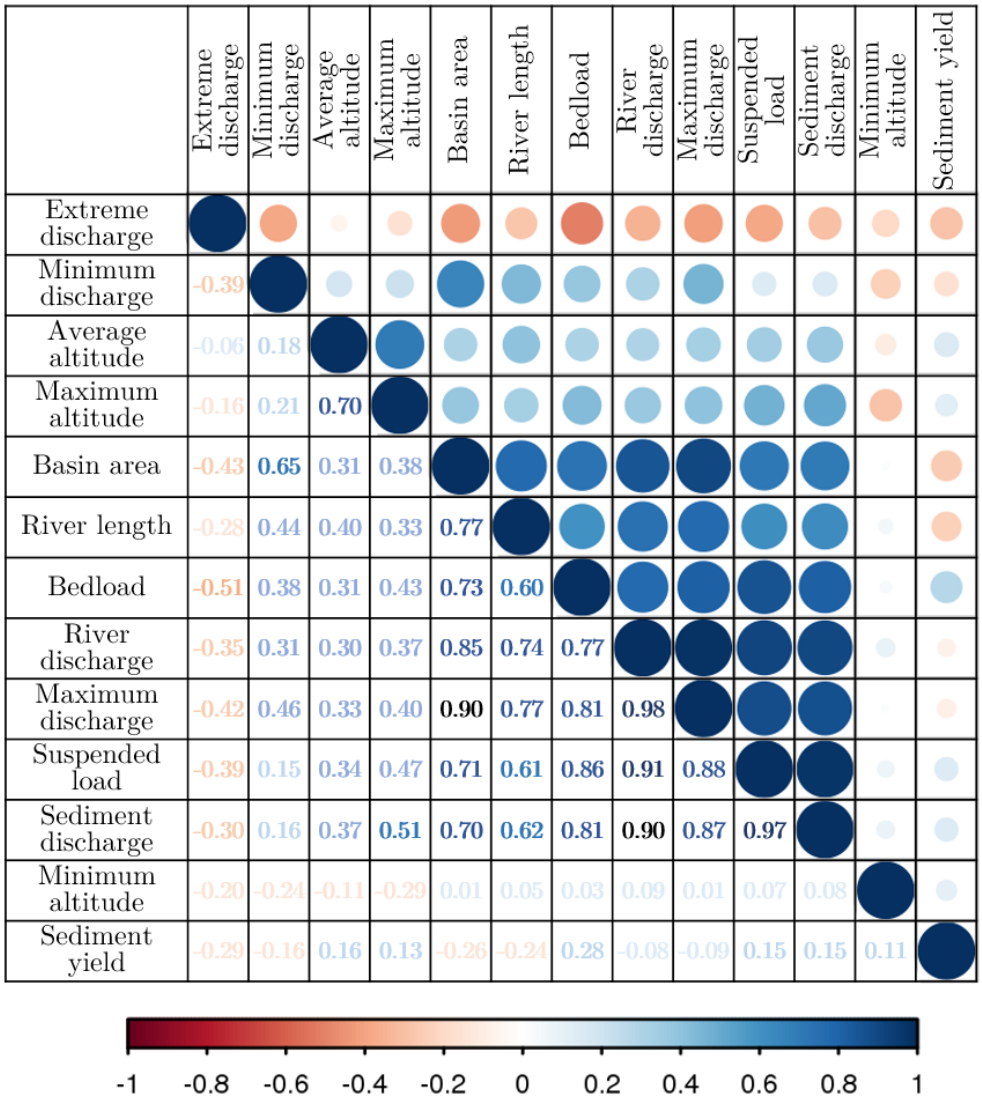


Figure III - 14. Corrélogramme des variables principales relatives au bassin versant et au fleuve.

L'opulence des données sur ces thématiques permet d'approfondir les connaissances par le biais d'une analyse statistique multivariée (analyse en composantes principales, ACP), à partir de 8 variables : la superficie du bassin versant, la longueur du fleuve, les débits moyen et maximal, la charge sédimentaire totale, l'altitude maximale du bassin versant, la production sédimentaire potentielle et le risque de crue exceptionnelle de 30 ans de récurrence. Les deux premières valeurs propres sont conservées, représentant plus de 70% de la variation totale, plus « informatives » que les variables initiales, soit de valeur propre supérieure à 1, d'après la règle de Kaiser et celle des éboulis (Figure III - 15). D'après l'analyse de la part de contribution des deltas dans l'orientation des deux axes choisis, en ne conservant que ceux qui interviennent à plus d'un pourcent, l'Amazone

influence à 50% le premier (F1). Puis, vient le Gange-Brahmapoutre avec une contribution beaucoup plus faible, de seulement 9%. Quant au deuxième axe, les contributions sont plus équilibrées : la plus forte contribution revient au système du Fleuve Jaune, avec 15% d'influence. Les suivantes sont toutes inférieures à 10% (Figure III - 16). De la même manière, il est observé que la superficie du bassin versant, la longueur du fleuve, les valeurs de débits et la charge sédimentaire sont les principales variables contributrices à l'axe principal F1. A l'opposé, le potentiel de production sédimentaire depuis le bassin versant influence à plus de 60% l'orientation de l'axe F2 (Tableau III - 1).

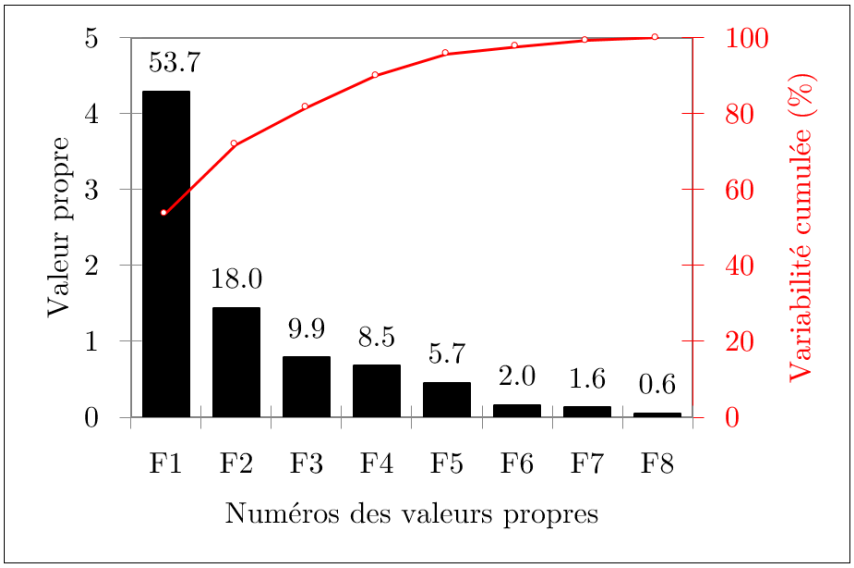


Figure III - 15. Eboulis des 8 premières valeurs propres de l'ACP.

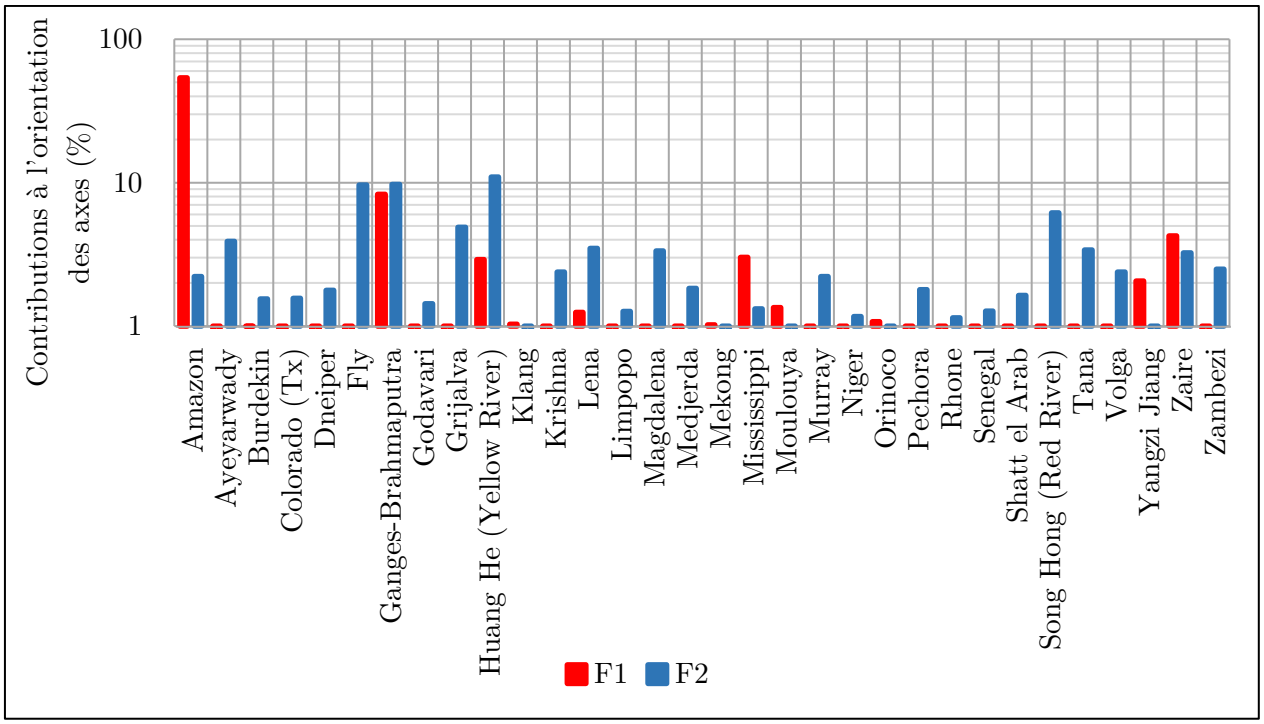


Figure III - 16. Contribution des individus deltaïques à l'orientation des axes F1 et F2.

Contribution of variables (%)	F1	F2
Basin area	17.0	8.7
River length	13.8	3.4
River discharge	17.7	1.6
Maximum discharge	20.1	0.6
Maximum elevation	9.9	4.0
Sediment discharge	14.6	8.9
Extreme flood	6.9	10.7
Sediment yield	0.0	62.0

Tableau III - 1. Contribution des variables à l'orientation des axes F1 et F2.

En représentant conjointement les deltas et les informations liées aux bassins versants et aux fleuves, plusieurs idées se dégagent (Figure III - 17). La longueur des vecteurs rouges représentant les variables sur le graphique combiné est liée à la qualité de la représentation de ces variables par sa projection dans ce plan factoriel (le carré de la longueur est la qualité de la représentation). Ainsi, cette qualité est moins importante concernant la représentation du risque de crue et l'altitude maximale, en comparaison aux autres variables analysées. Pour les variables mieux représentées sur lesquelles il est plus légitime de s'attarder, l'angle entre deux variables est

lié au coefficient de corrélation entre ces variables (si la représentation est exacte, le coefficient de corrélation est le cosinus de cet angle). Ceci permet de dégager des "groupes de variables" de significations voisines, des groupes de variables qui "s'opposent" et des groupes de variables relativement indépendants entre eux. Les groupes de variables identifiés sont ainsi les suivants :

- Pour l'axe F1, le groupe principal de significations voisines, englobant le débit moyen annuel, le débit maximal annuel, la longueur du fleuve et l'aire du bassin versant (Tableau III - 2), s'oppose largement (corrélation négative) à la variable du risque de crue événementielle.
- Pour l'axe F2, le potentiel de production sédimentaire depuis le bassin versant s'oppose nettement au premier groupe cité et à la variable auquel ce dernier s'oppose sur l'axe F1, l'ensemble ne s'exprimant pas de manière significative.

A partir d'un échantillon de soixante sites, l'analyse montre que le débit moyen annuel, le débit maximal annuel, la longueur du fleuve et la superficie du bassin versant évoluent d'un site à l'autre de manière corrélée, en corrélation également avec la charge sédimentaire et l'altitude maximale du bassin versant. Par ailleurs, ces deux dernières variables sont faiblement, néanmoins effectivement, corrélées positivement avec le potentiel de production sédimentaire du bassin versant qui lui-même est en anti-corrélation avec les valeurs de débit, de longueur fluviale, de superficie du bassin versant et de risque de crue exceptionnelle. La plupart des relations mises en évidence restent familières pour la communauté scientifique mais il reste nécessaire de les vérifier quantitativement sur la base de l'échantillon constitué de soixante sites.

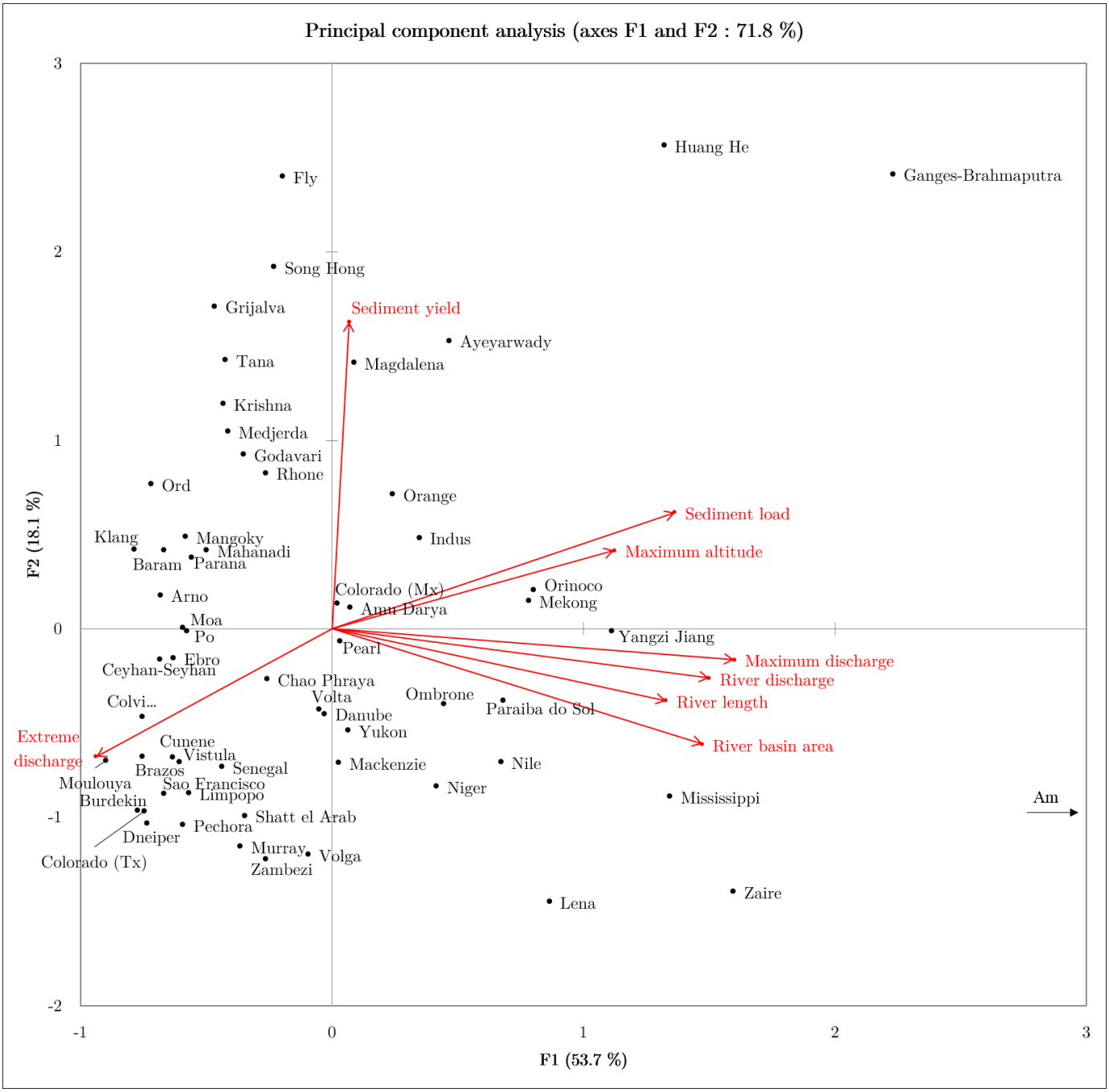


Figure III - 17. Graphique présentant la position en groupes, en dépendance ou en opposition des deltas (en noir) et les vecteurs des variables actives (en rouge) sur le plan cartésien ($\overrightarrow{F1}\,\overrightarrow{F2}$).

Correlation	F1	F2
River basin area	0.85	-0.36
River length	0.77	-0.22
River discharge	0.87	-0.15
Maximum discharge	0.93	-0.10
Maximum elevation	0.65	0.24
Sediment discharge	0.79	0.36
Extreme flood	-0.54	-0.39
Sediment yield	0.04	0.95

Tableau III - 2. Corrélations entre les variables et les facteurs F1 et F2.

Chapitre 2 : Base de données du delta

Les deltas, terminaisons géographiques des fleuves et limites basses des bassins versants, sont spécifiquement analysés dans ce chapitre, à partir de leurs caractéristiques propres, sans faire intervenir les aspects du contexte à échelle plus grossière. Les variables sont d'abord détaillées. L'analyse est alors poursuivie par une comparaison multivariée des caractéristiques définissant les deltas.

1. Variables étudiées

Les dimensions des espaces deltaïques émergés sont difficiles à mesurer car la prise en compte d'unités d'origine tectonique, ne résultant pas de dépôts fluviaux, est susceptible de survenir si la base de mesure est la limite interne de la plaine deltaïque, depuis la position de l'apex. Par ailleurs, celui-ci est difficilement positionnable du fait de la mobilité des chenaux à basse altitude, à pente adoucie et à faible encaissement. Cependant, cette mesure de la plaine deltaïque est la dimension universellement reconnue pour déterminer la partie de dépôt émergé d'un delta. Elle met notamment en évidence la vaste superficie de 20 deltas, de plus de 10 000 km², aussi appelés « méga-deltas » (Milliman et Meade, 1983 ; Penland et Kulp, 2005). L'autre mesure, développée lors de la présentation des méthodes (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.1 ; Chapitre 2, Section 2.4), apporte une information partielle, celle du dépôt sédimentaire fluvial émergé accumulé sur la mer. Certes, les accumulations deltaïques au-delà, en amont, de cette zone de protubérance ne sont pas quantifiées, mais cette même limite permet de s'affranchir du biais exposé plus tôt, relatif aux dépôts externes confondus avec la plaine deltaïque. Les plus vastes zones de protrusion sont comprises entre 10 000 et 100 000 km², notamment pour les deltas de l'Orénoque, de l'Amazone, de la Léna, de l'Ayeyarwady, du Chang Jiang, du Mékong, du Mississippi et du Gange-Brahmapoutre. Les plus petites sont de moins de 50 km², notamment pour les deltas de l'Arno, de la Moulouya, de la Vistule, du Limpopo, du Dniepr, du Colorado (Tx), de la Medjerda, de l'Orange, du Moa, du Cunene et de l'Ombrone. Cependant, il n'existe pas de relation proportionnelle entre la zone de protubérance et la superficie de la plaine deltaïque depuis l'apex (Figure III - 18).

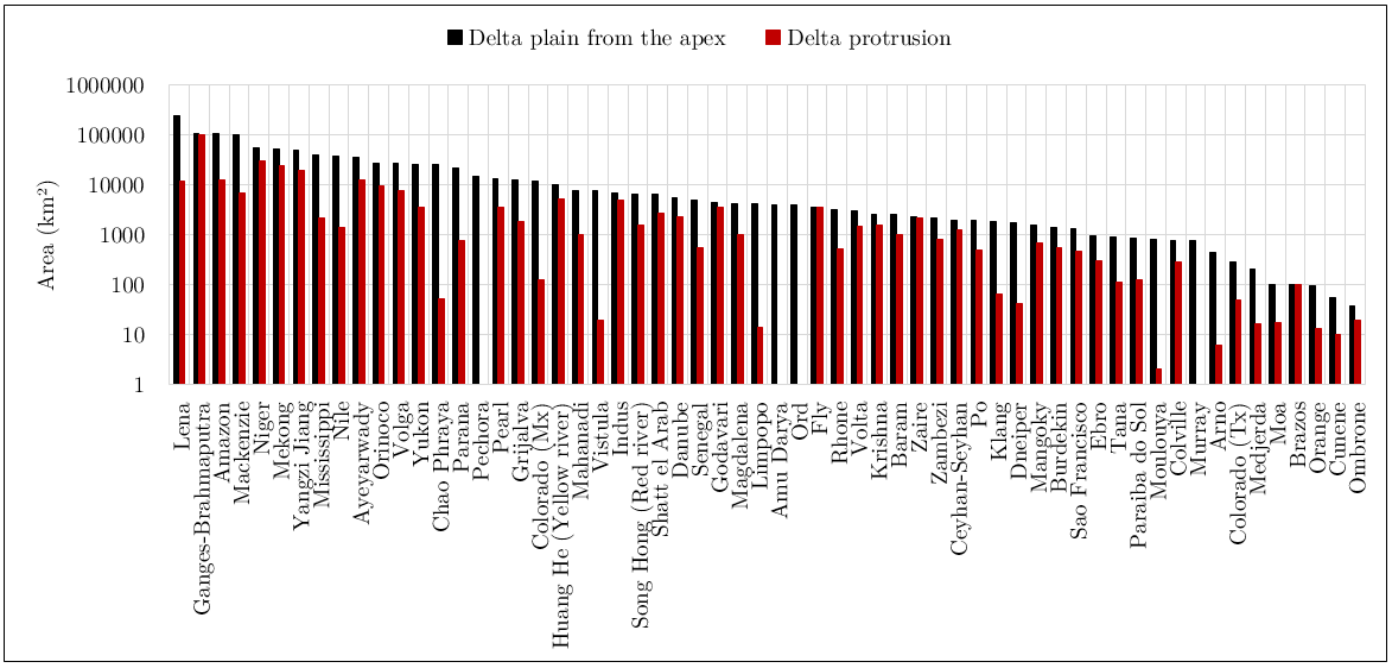


Figure III - 18. Superficie de la plaine deltaïque depuis l'apex et de la surface de protubérance deltaïque.

Le rapport de la longueur du trait de côte le plus récent sur l'extension latérale de la plaine deltaïque permet d'appréhender l'allure globale du delta en parallèle aux dimensions surfaciques de la zone de protubérance (Figure III - 19). L'extension latérale est définie comme la droite tracée d'une extrémité à l'autre de la zone de protrusion délimitée. En effet, ce ratio fournit des indications sur la courbure du littoral, de son avancée sur la mer, par extension sur le forçage physique fluviomarin prédominant (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.1). Pour 34 deltas, le ratio est inférieur à 1,5 entre les deux paramètres, soit très faible, ce qui indique un littoral très aplati, certainement davantage soumis à la redistribution sédimentaire longitudinalement à la côte par la dynamique marine, plutôt qu'à l'effet progradant en pointe du fleuve à l'embouchure. Les 26 autres sont constitués d'un trait de côte de près de deux fois à presque dix fois plus long que la largeur définie de la plaine deltaïque. Pour ceux-ci, l'écart peut être dû soit à une dominance fluviale prononcée, soit à une morphologie côtière complexe qui rallonge le trait de côte sans pour autant former une surface de lobe importante.

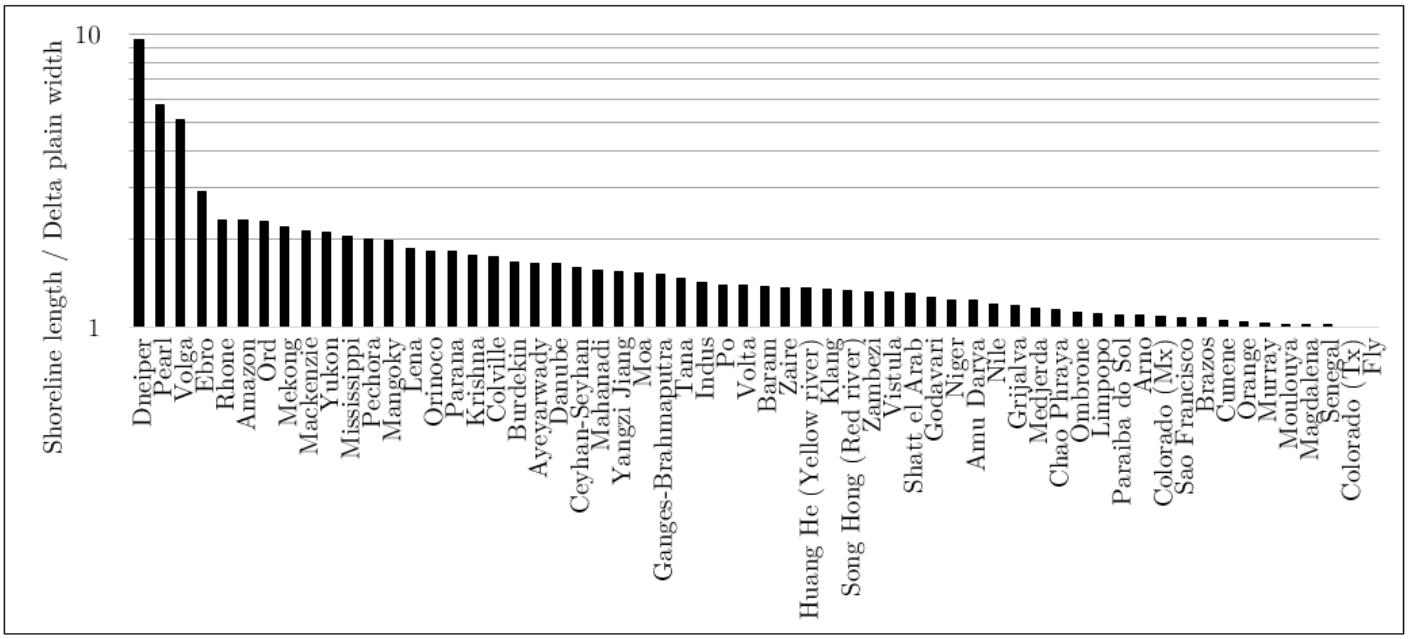


Figure III - 19. Rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque aux deux extrémités côtières des deltas.

Le nombre d'embouchures actuelles est très variable, d'un unique exutoire pour 22 deltas, à plus d'une centaine pour le delta de la Volga (Tableau III - 3). Pour la plupart des deltas pour lesquels les données sont disponibles, le nombre d'embouchures a évolué entre la période avant la construction des barrages majeurs et actuellement (Figure III - 20). Plus de la moitié des deltas de cette analyse connaissent une réduction du nombre d'embouchures entre ces deux périodes. Les deltas de la Léna et du Mississippi perdent même plus de 40 exutoires fluviaux. Seuls les deltas de l'Arno, du Limpopo, de l'Orange, du Chao Phraya, du Fly, du Fleuve Jaune, du Mékong, du Fleuve Rouge, du Niger et du Mackenzie conservent le même nombre d'embouchures.

Current number of mouths	1	2	3	4	5	6	7	9	10	12	15	19	20	23	30	70	> 100
DELTA	Amu Darya, Arno, Baram, Brazos, Cunene, Grijalva, Limpopo, Mangoky, Moa, Moulouya, Murray, Ombrone, Orange, Paraiba do Sol, Pearl, Po, Sao Francisco, Senegal, Volta, Zaire, Zambezi, Magdalena	Chao Phraya, Ebro, Klang, Medjerda, Nile, Ord, Rhone, Shatt el Arab, Vistula	Ceyhan-Seyhan, Yangzi Jiang	Burdekin, Indus, Mahanadi	Colorado (Tx), Fly, Huang He (Yellow river)	Danube, Godavari, Krishna	Amazon, Colorado (Mx)	Mekong	Song Hong (Red river)	Yukon	Ayeyarwady, Niger	Colville	Ganges-Brahmaputra, Orinoco, Parana, Pechora	Mackenzie	Mississippi	Lena	Volga

Tableau III - 3. Nombre actuel d'embouchures des deltas.

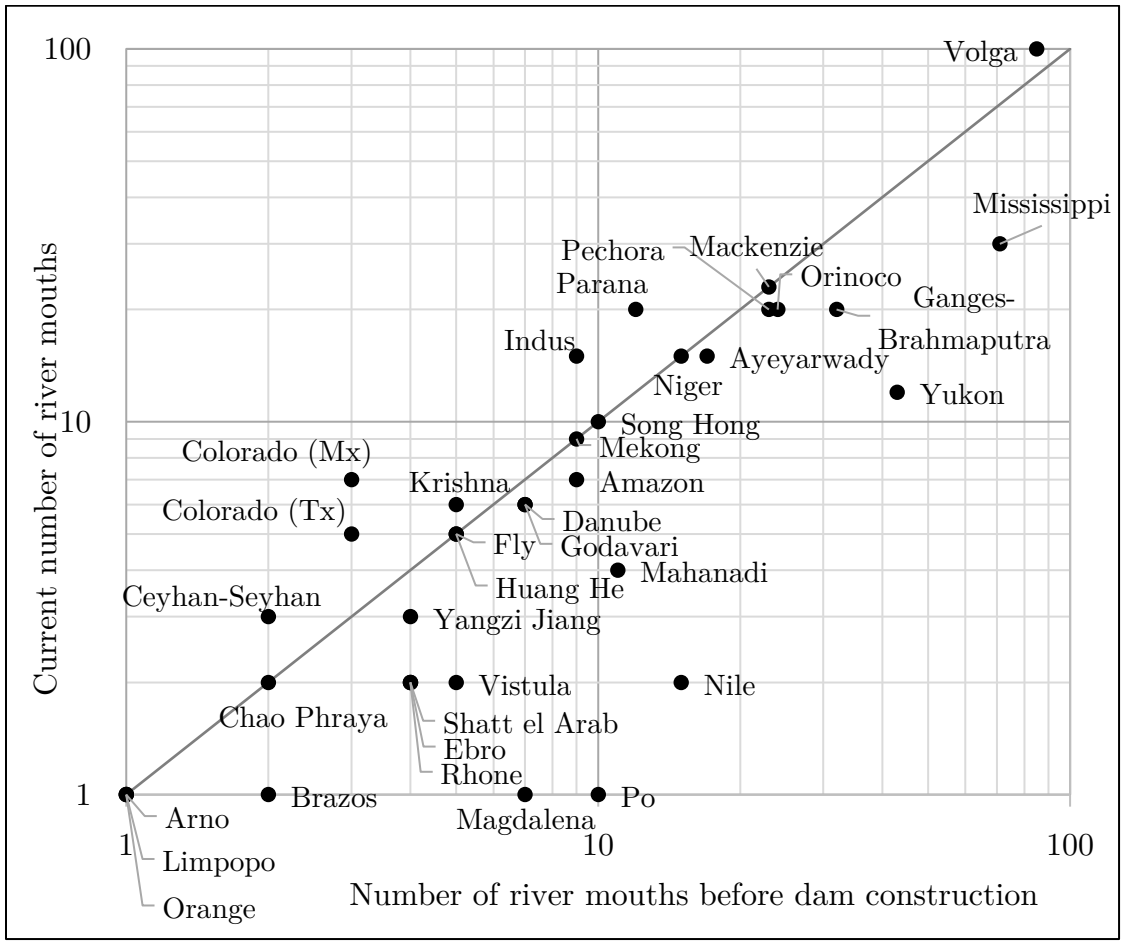


Figure III - 20. Graphique bivarié des deltas en fonction du nombre d'embouchures avant et après la construction des barrages majeurs.

Le rapport entre la largeur distale des embouchures et la longueur côtière de la plaine deltaïque permet d'estimer le niveau d'ouverture estuarienne, par rapport à l'extension totale du développement deltaïque (Figure III - 21). Les deltas qui présentent les ratios les plus élevés, avec une largeur d'embouchure supérieure à 10% de la longueur côtière, sont les deltas du Fly, du Colorado (Mx), de l'Ord, du Gange-Brahmapoutre, de la Léna et du Chang Jiang. Les trois quarts des deltas pour lesquels ce ratio est calculé ont une part de largeur d'embouchure de moins de 5% de la longueur de leur trait de côte total.

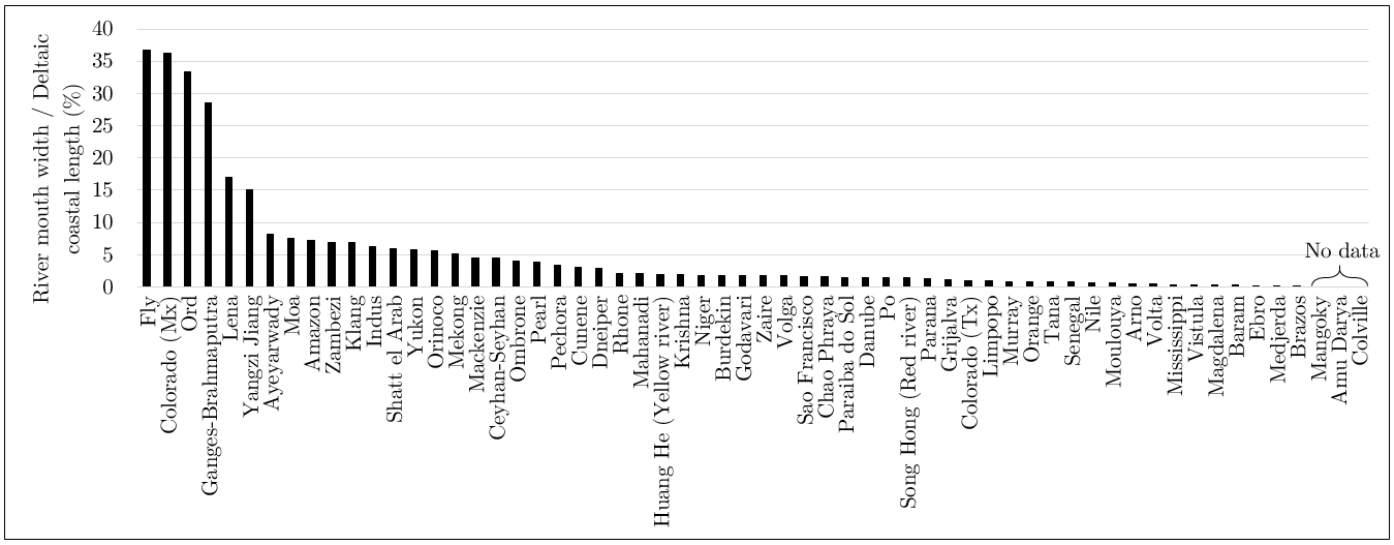


Figure III - 21. Proportion de largeur des embouchures sur la longueur totale du trait de côte des deltas.

Les données répertoriées dans la littérature ne concernent que 21 des deltas étudiés dans le cadre de cette thèse sur la part des surfaces sous-marines et émergées constituant chaque delta (Figure III - 22). Parmi eux, seuls quatre, les deltas du Shatt el Arab, du Colville, de l'Ayeyarwady et de l'Amazon possèdent une surface subaquatique plus vaste que celle de la plaine deltaïque, de près de 2 à 21 fois plus importante. Le delta du Mackenzie, renseigné lui aussi, n'est pas représenté dans le graphique car il ne possède pas de partie subaquatique. Les 17 autres sont au contraire constitués d'une plaine deltaïque dont la superficie supplante celle du delta sous-marin : elle est jusqu'à 20 fois plus grande pour le delta du Sénégal.

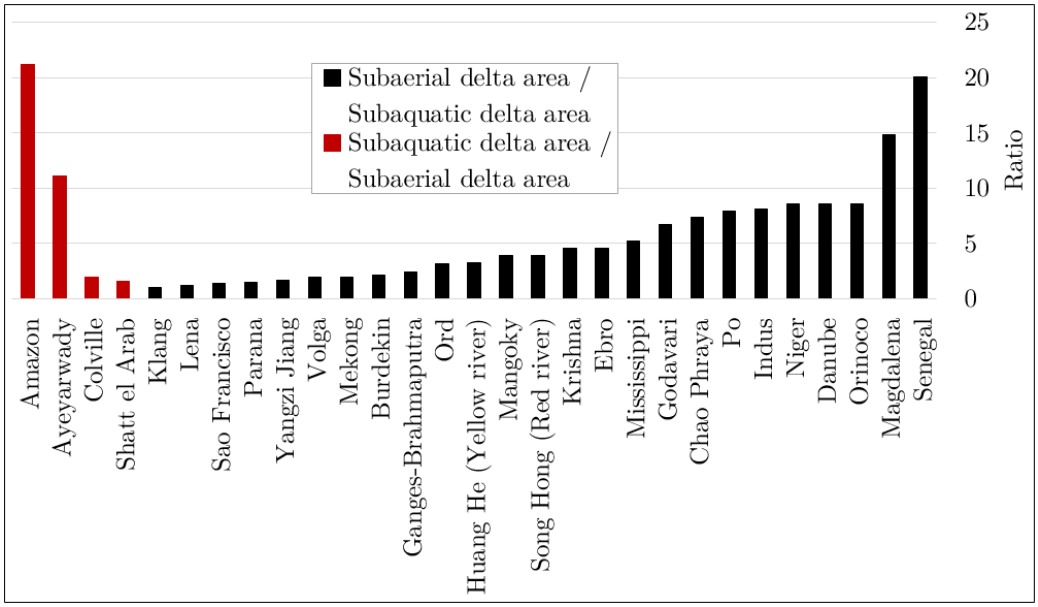


Figure III - 22. Rapport entre la superficie de la partie deltaïque émergée et la partie sous-marine : en noir lorsque la zone subaérienne est majoritaire sur le système deltaïque, en rouge dans le cas d'une partie sous-marine plus vaste.

Un autre rapport comparatif n'est calculé que pour 25 deltas. Il s'agit du rapport de superficie entre la région deltaïque active et celle abandonnée, c'est-à-dire qui n'est plus active en termes d'écoulement fluvial et qui n'est donc plus alimentée en sédiments (Figure III - 23). Les autres deltas ne sont pas représentés car ils ne se composeraient pas (pas encore) d'espaces dits abandonnés quantifiés. Pour quatre deltas, ceux de la Volga, du Fleuve Rouge, de la Léna et de l'Orénoque, la région deltaïque abandonnée, passive, dont le littoral ne reçoit du sédiment qu'indirectement par transit côtier marin, est plus vaste que la région active. Elle est jusqu'à cinq fois plus grande pour le delta de l'Orénoque. Quant aux autres, la zone active peut être jusqu'à neuf fois plus vaste que la partie abandonnée, notamment pour les deltas du Nil et du Chao Phraya.

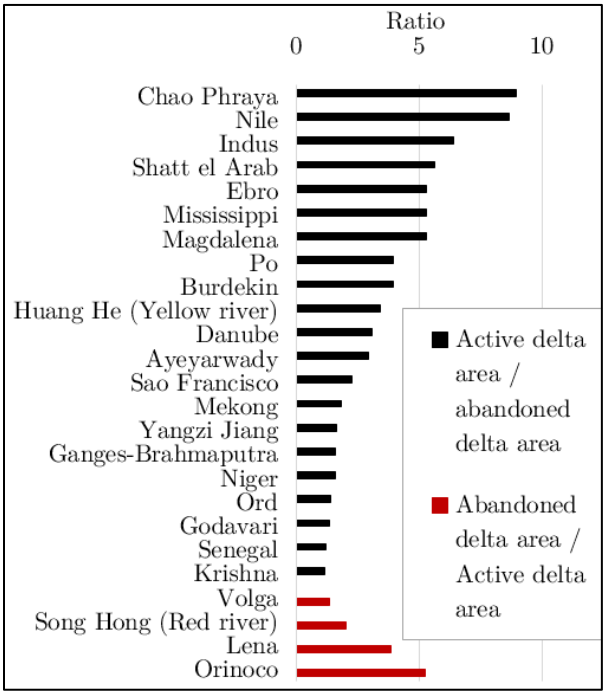


Figure III - 23. Rapport entre la superficie de la partie deltaïque active et la partie abandonnée : en noir lorsque la zone active est majoritaire sur le système deltaïque, en rouge dans le cas d'une partie abandonnée plus vaste.

Bien qu'elle reste globalement faible pour toute plaine deltaïque, la pente de cet espace peut varier d'un delta à un autre d'un facteur 100 (Figure III - 24). Elle est extrêmement faible pour les deltas de l'Amazone, de la Léna et de la Petchora, d'environ 10^{-5} m de dénivelé sur chaque kilomètre de l'apex vers la côte. Elle atteint à l'opposé près de 10^{-3} m/km pour les deltas du Fleuve Jaune et de l'Orange. Cependant, il est important de noter, dans la considération statistique, que cette caractéristique n'est pas connue pour un tiers des deltas étudiés. De la même manière, et encore moins renseignée, il peut être utile d'analyser la pente de la partie sous-marine des deltas afin de tenter une comparaison avec la précédente (Figure III - 25). L'écart entre les extrêmes haut et bas des valeurs de pente est également d'un facteur 100, mais il n'oppose pas les mêmes deltas : à partir du faible nombre d'individus deltaïques pour lesquels les deux caractéristiques sont renseignées (18), l'analyse comparative ne semble pas présenter de quelconque relation (Figure III - 26).

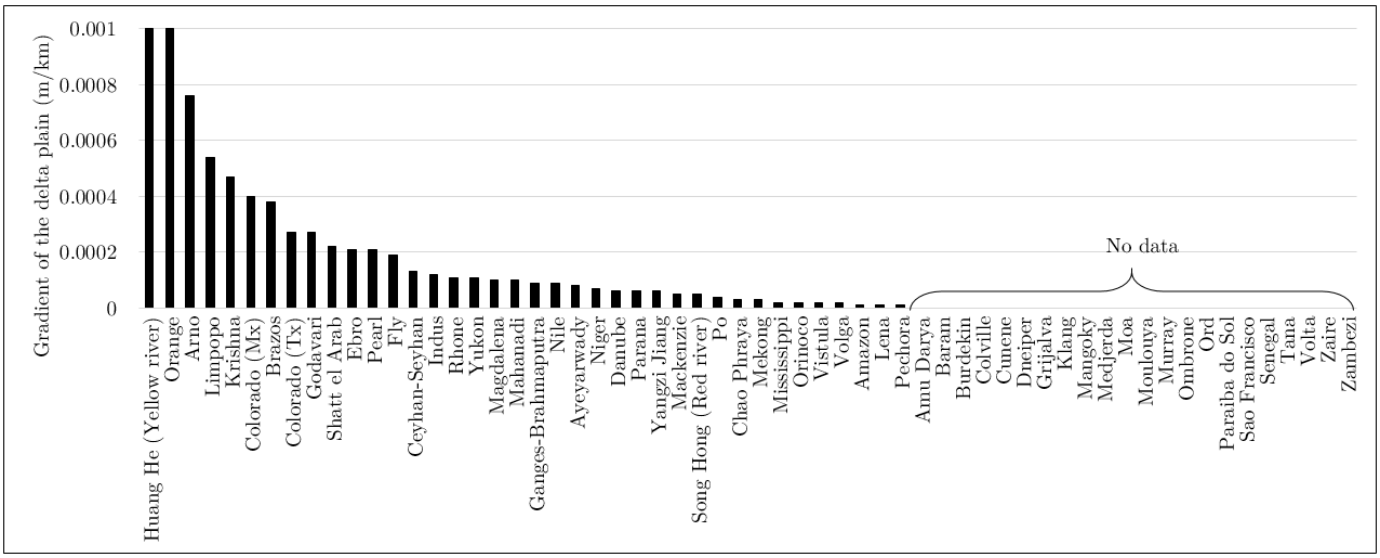


Figure III - 24. Pente de la plaine deltaïque.

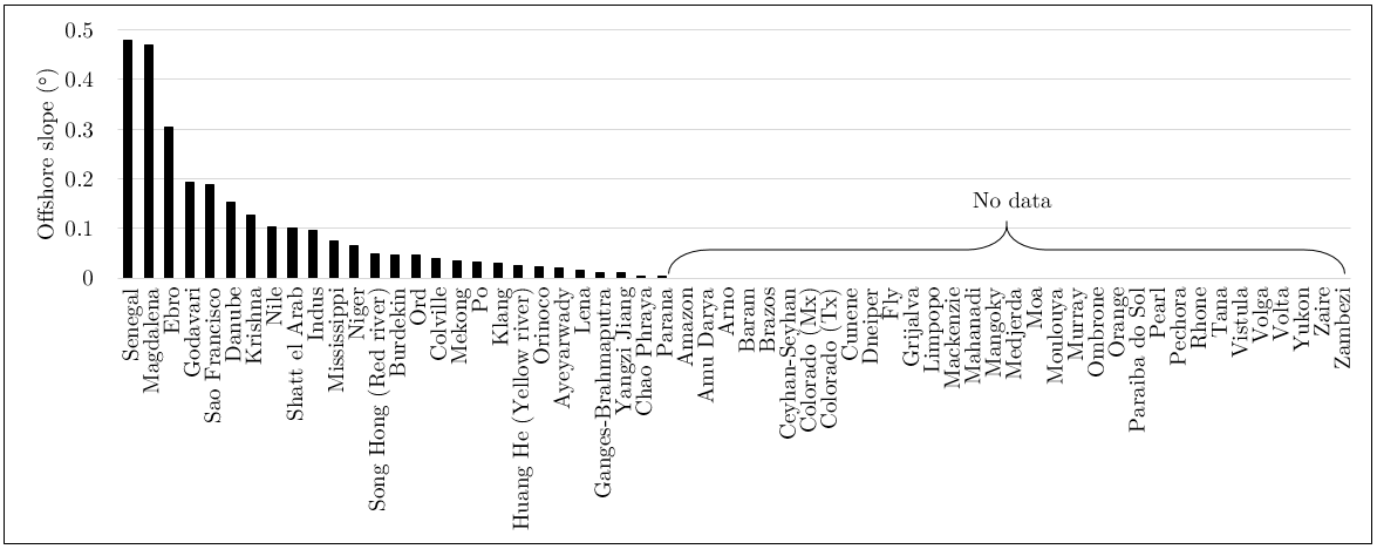


Figure III - 25. Pente sous-marine des deltas

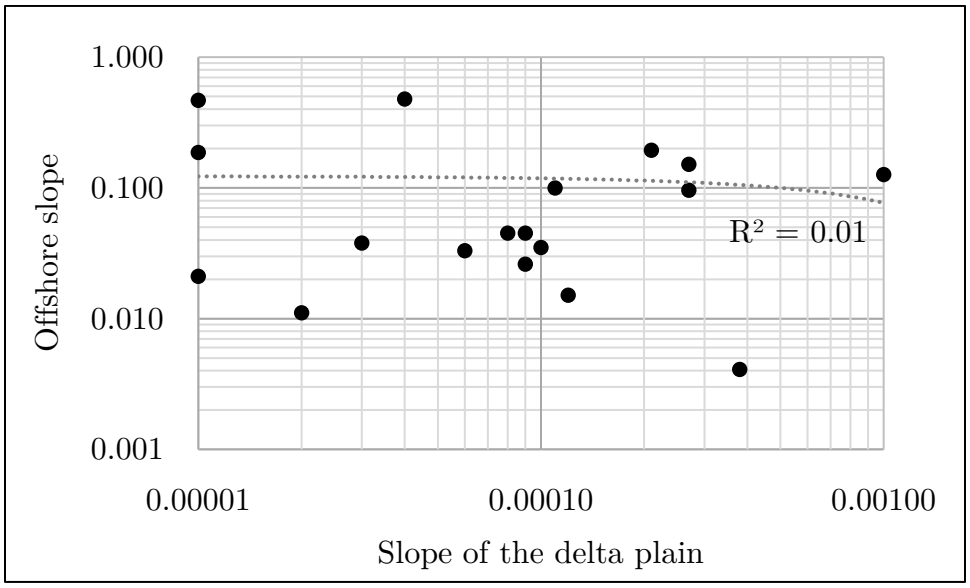


Figure III - 26. Relation entre la pente de la plaine deltaïque (abscisses) et la pente sous-marine des deltas (ordonnées). La relation n'est pas valide, avec un coefficient de détermination extrêmement bas (0.01).

La granulométrie moyenne des sédiments fluviaux apportés sur le delta est également méconnue pour la plupart des sites étudiés (Figure III - 27). Parmi les 28 référencés, seuls les deltas du Colville, du Tana, de la Grijalva, du Godavari et du Burdekin comportent un fraction sableuse fine dominante, les autres étant principalement constitués de particules plus fines, limoneuses. Le budget sédimentaire parvenant annuellement à la côte est documenté pour 37 deltas (Figure III - 28). Les valeurs présentées sont, dans la mesure du possible, les plus récentes enregistrées. Ainsi, le budget sédimentaire des deltas du Nil et de la Volta est actuellement considéré nul. Celui des deltas de l'Amazone, du Gange-Brahmapoutre et du Fleuve Jaune dépasse le milliard de tonnes par an.

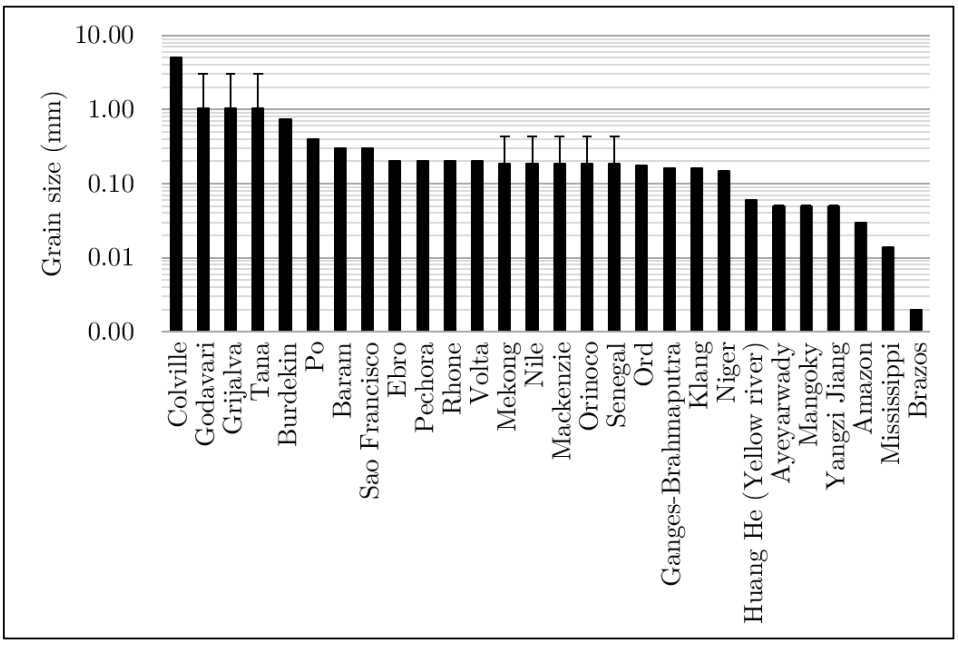


Figure III - 27. Taille moyenne des sédiments.

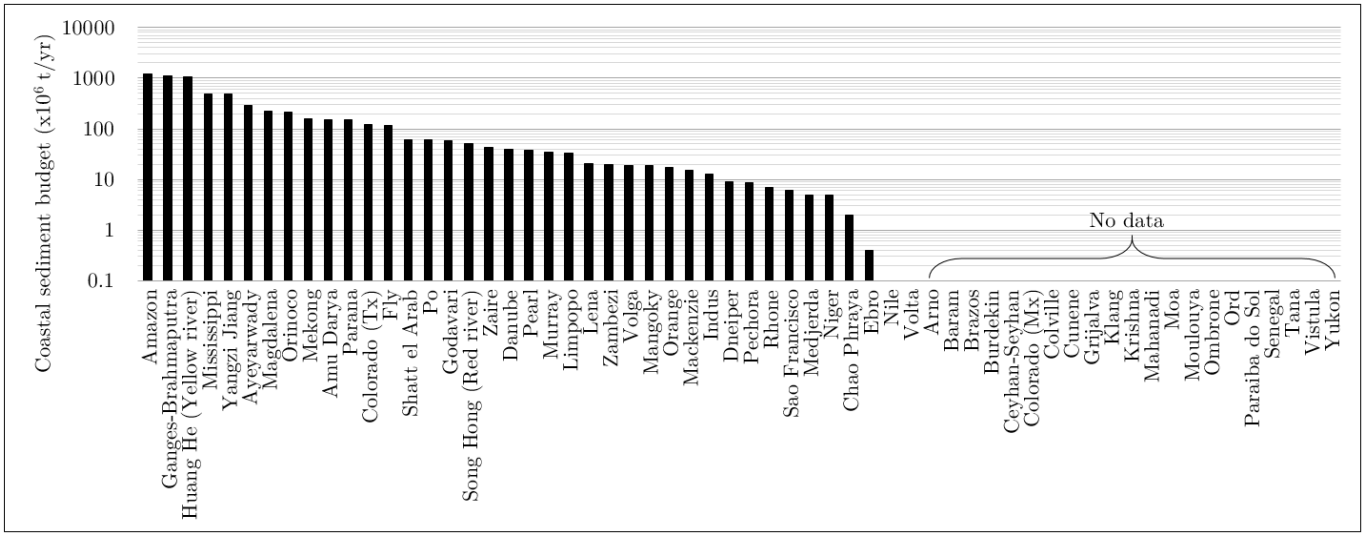


Figure III - 28. Budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte.

Le taux de subsidence des plaines deltaïques est mal connu et difficile à mesurer régionalement (Figure III - 29). Le terme de subsidence est une notion descriptive qui indique un taux d'enfouissement de la surface continentale correspondant à l'action de contrôle d'une multitude de processus profonds et superficiels à diverses échelles spatiotemporelles tels que la dégradation deltaïque locale par oxydation des matières organiques ou plus largement par compaction des sédiments par chargement constant par le fleuve, ou encore à la suite de processus

profonds de type flexion. De plus, peu d'informations sont disponibles sur ce qui est mesuré et publié dans la littérature. Les valeurs fournies sont-elles valables pour l'ensemble du delta ou seulement localement ? Intègrent-t-elles par ailleurs une partie fluviale amont connue pour encaisser des vitesses de compaction plus lentes ? La donnée correspond-elle à l'intégration combinée compaction – eustasie ? La sédimentation est-elle prise en compte ? Quid de l'élévation du niveau marin ? Les rares données accessibles renseignent seulement sur 32 des 60 deltas étudiés. Le taux de subsidence atteint respectivement 30 et 50 mm/an pour les deltas du Niger et du Chao Phraya. Les taux d'affaissement sont inférieurs à 5 mm/an pour les plus faibles mais restent, pour près de 70% d'entre eux, supérieurs à la montée globale du niveau marin. Les causes des variations de vitesse de subsidence selon les deltas restent mal connues. La teneur en matières organiques tout comme le taux de sédimentation peuvent jouer sur les vitesses de subsidence et pourraient être à l'origine des disparités entre deltas. Pour exemple, le delta du Mississippi, en forte subsidence, est riche en matières organiques, comme pour le cas du delta du Mékong. En comparaison avec un autre méga-delta, celui du Gange-Brahmapoutre accuse une compaction moindre, du moins sectorisée et très hétérogène, mais il est également moins fourni en matières organiques (Meckel et al., 2007 ; Asselen et al., 2009 ; Edmonds et Slingerland, 2009.

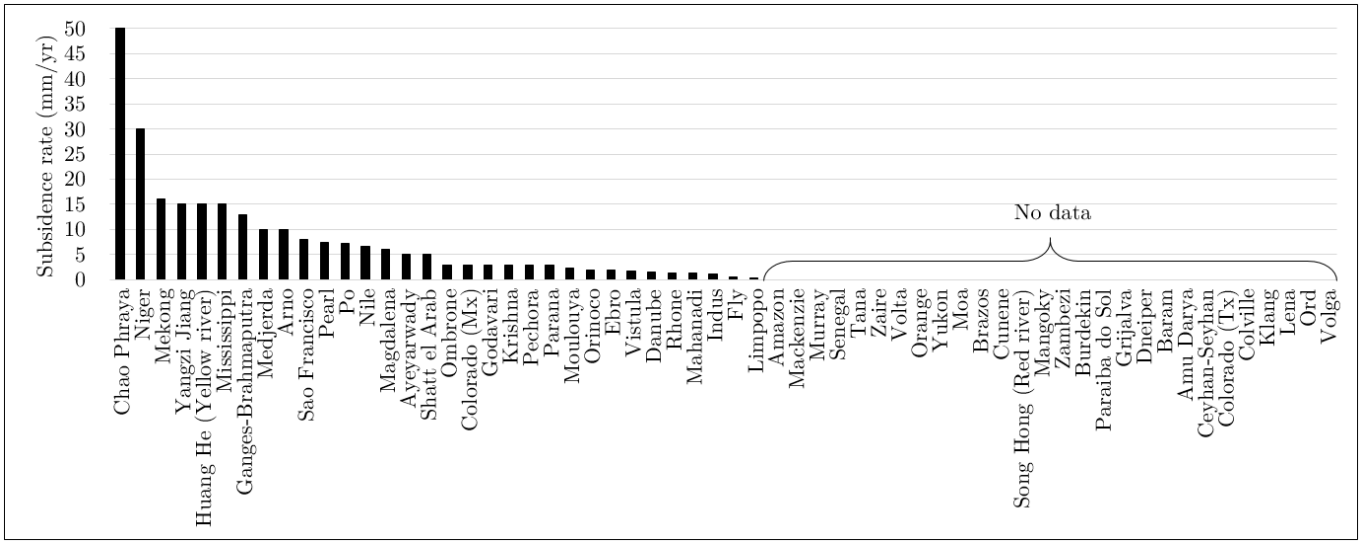


Figure III - 29. Taux de subsidence des plaines deltaïques.

Le long du littoral, la moitié (31) des deltas étudiés possèdent une ou plusieurs flèches littorales (Tableau III - 4).

Number of coastal spits	0	1	2	3	4	5	6	7	9	12	23
Deltas	Amazon, Amu Darya, Arno, Ceyhan-Seyhan, Chao Phraya, Colorado (Mx), Colorado (Tx), Colville, Dneiper, Fly, Ganges-Brahmaputra, Grijalva, Huang He (Yellow river), Klang, Lena, Mackenzie, Moulouya, Murray, Ombrone, Ord, Parana, Pearl, Pechora, Shatt el Arab, Vistula, Volga, Yangzi Jiang, Yukon, Zaire, Orinoco	Baram, Brazos, Limpopo, Medjerda, Nile, Rhone, Cunene, Volta, Po	Ebro, Magdalena, Senegal, Sao Francisco, Orange, Moa	Paraiba do Sol, Tana, Mekong	Burdekin	Danube, Godavari, Mahanadi, Song Hong (Red river)	Mangoky, Krishna	Niger, Ayeyarwady	Mississippi	Zambezi	Indus

Tableau III - 4. Nombre de flèches littorales.

Les deltas du Mississippi, du Zambèze et de l'Indus comportent respectivement 9, 12 et 23 flèches. Le long de la côte deltaïque du Niger et de l'Ayeyarwady, 7 flèches littorales sont recensées. La présence de telles formes indique d'une part une fraction sédimentaire sableuse significative, d'autre part une influence notable des courants littoraux redistribuant longitudinalement les sédiments. Le niveau de cette dernière est également renseigné par l'étude de l'angle d'ouverture du trait de côte à l'embouchure (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.1) (Figure III - 30). Cet angle varie d'une trentaine de degrés à près de 300°. Les cinq deltas présentant une amplitude d'angle de trait de côte à l'embouchure inférieure ou égale à 90° serait façonnés par un apport fluvial soutenu favorisant la progradation préférentielle à l'embouchure et ne laissant pas de temps suffisant au remaniement longitudinal par les houles et courants littoraux (Figure III - 31a). Cet angle peut également suggérer, au contraire, une énergie faible du fleuve relativement à un transit sédimentaire littoral régi par des houles et des courants côtiers bidirectionnels et convergents de part et d'autre de l'embouchure, entrainant ainsi zonalement une érosion côtière. Cette ambivalence peut alors être individuellement tranchée par l'étude de l'état d'évolution, de santé deltaïque. Par ailleurs, une amplitude d'angle comprise entre 90° et 180° indiquerait, pour les 32 deltas concernés, une forte capacité de redistribution des sédiments par les houles et courants proche-côtiers (Figure III - 31b). D'après le caractère « aplati » du littoral à ces embouchures, le niveau d'énergie du fleuve serait inférieur à celui de la houle, ou équivalent. Quant aux douze littoraux deltaïques aux embouchures formant un angle supérieur à 180°, l'interprétation se décline

en trois possibilités (Figure III - 31c). La première est un déséquilibre énergétique entre le fleuve et les forçages marins, en faveur surtout des courants de marée et leur effet transgressif normal à la côte. Les deux suivantes s'appuient sur une contrainte plutôt lithologique, soutenue par les agents physiques. En effet, un tel angle peut, d'une part, être proxy d'un delta de baie (Partie I, Chapitre 1, Section 1.3.2), induisant alors un angle ouvert. L'abri aux forçages marins que forme la côte de part et d'autre de la zone d'embouchure laisse libre l'action du fleuve pour assurer la progradation. D'autre part, l'embouchure peut ne faire apparaitre aucune protubérance (ou très légère), l'aplatissement côtier par les houles et les courants littoraux étant fort, et s'inscrire dans une zone littorale initialement concave, vue depuis la mer. De ce fait, ce serait la lithologie qui empêcherait le delta d'être reconnu dans le groupe 2 décrit précédemment.

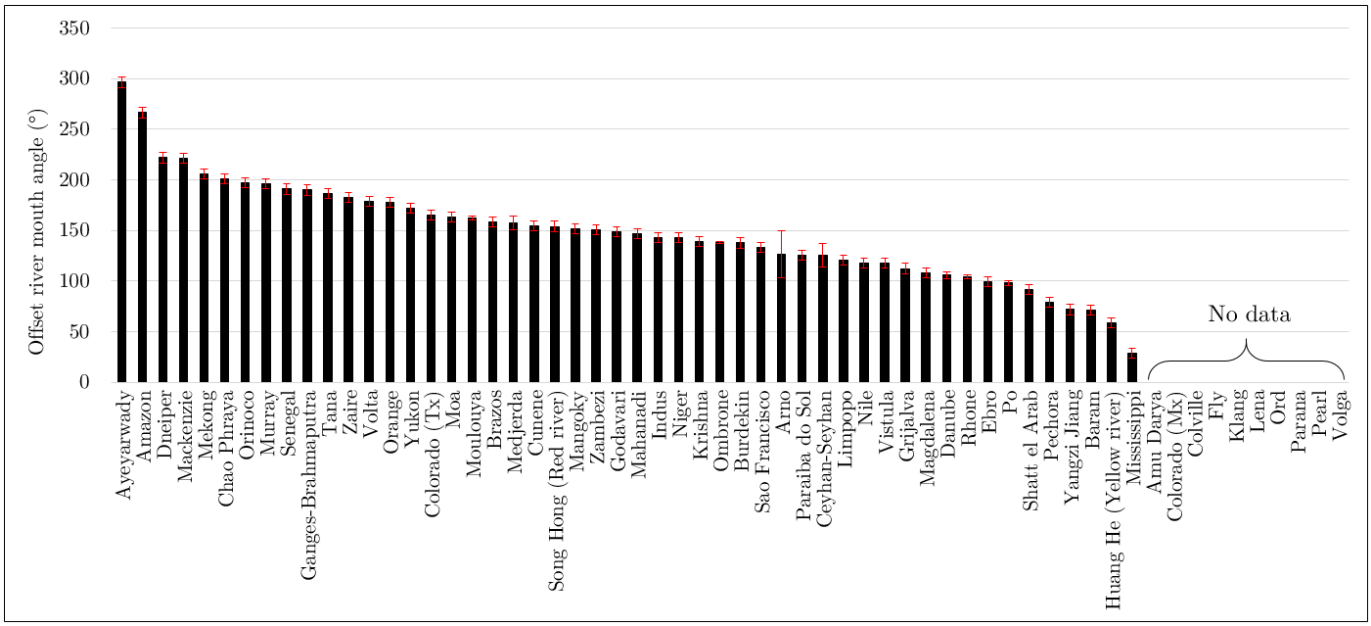


Figure III - 30. Amplitude de l'angle formé par le trait de côte de part et d'autre des embouchures.

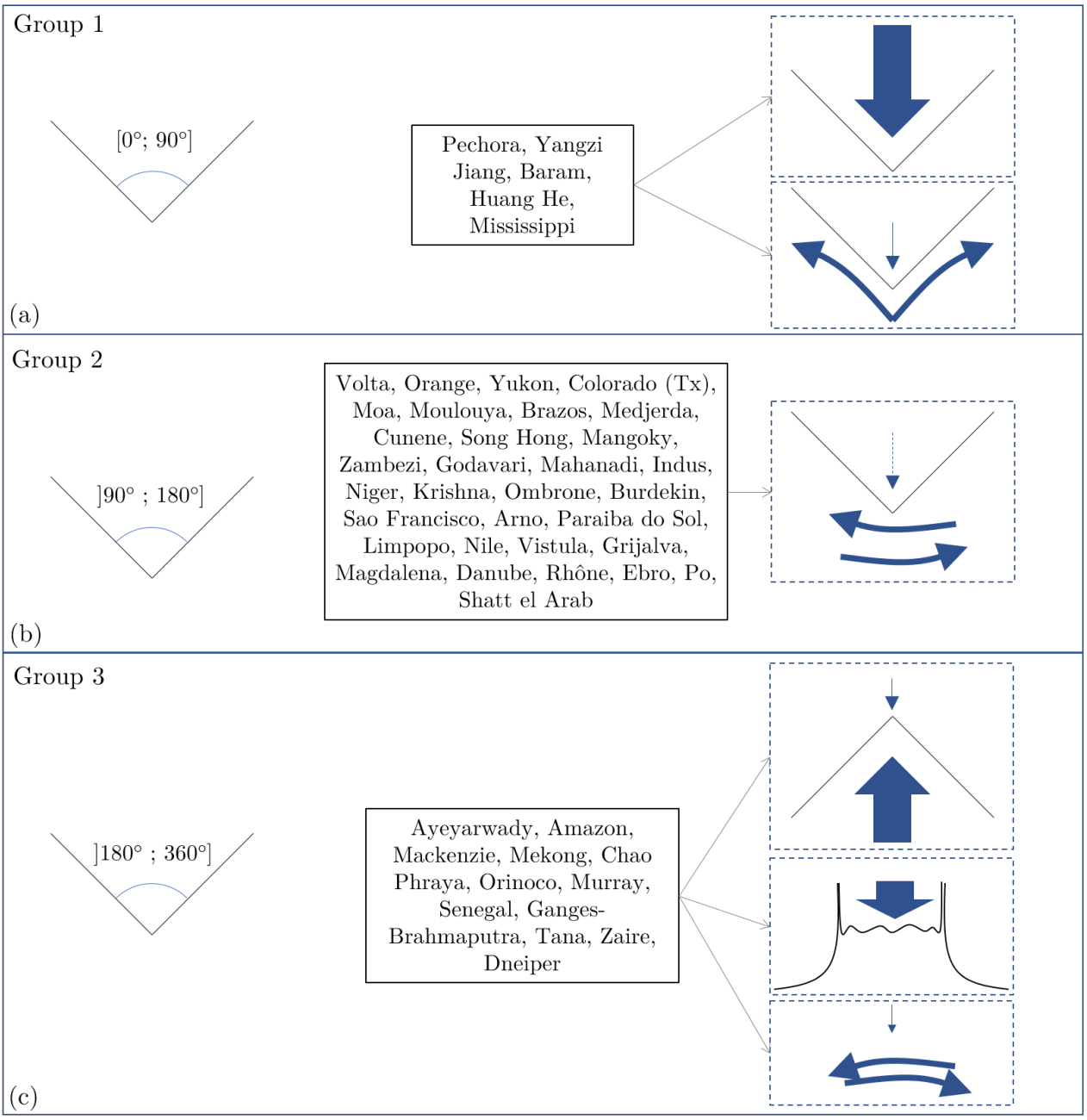


Figure III - 31. Classement synthétique des deltas en fonction de l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte de part et d'autre de leurs embouchures. Le premier groupe (a) rassemble les lobes d'embouchure formant un angle saillant droit ou aigu ; le second (b) regroupe les embouchures aux angles saillants obtus à plats ; le dernière (c) intègre les littoraux d'embouchures formant un angle rentrant aigu.

Des études antérieures classent les deltas dans des catégories d'influence physique reprises dans les travaux récents (Partie I, Chapitre 1, Section 1.3) (Tableau III - 5). Ce classement ne tient compte que de l'assignation déjà effective avec ce travail de thèse. Dans la littérature, quinze

deltas sont renseignés en tant que régis principalement par le fleuve. Pour 24 autres, c'est la houle qui domine. Seulement sept sont dominés par la marée et les courants de marée. Quant aux autres, deux des forçages, voire les trois pour le Mékong, contraignent conjointement la dynamique deltaïque. Par ailleurs, d'autres paramètres structuraux, apparaissant dans les travaux antérieurs, agissent de concert avec ces forçages. La géologie, par exemple, est citée pour son effet sur la dynamique deltaïque des deltas du Congo, canyon sous-marin proche de la côte (Savoye et al., 2009), de la Magdalena, du Pearl et du Paraná. Le gel saisonnier et le permafrost inhérent aux régions de haute latitude interagissent également avec les dynamiques fluviomarines, notamment sur le développement des deltas de Colville, de la Léna et du Mackenzie.

River	River / Tide	Tide	Wave / Tide	Wave	Wave / River	Triple
Orinoco	Amazon	Ayeyarwady	Zambezi	Murray	Mangoky	Mekong
Po	Ganges-Brahmaputra	Chao Phraya	Niger	Senegal	Arno	
Shatt el Arab		Indus	Burdekin	Tana	Nile	
Dneiper		Yangzi Jiang	Limpopo	Volta	Vistula	
Huang He		Fly	Pechora	Orange	Danube	
Mississippi		Klang	Baram	Yukon		
Amu Darya		Ord		Colorado (Tx)		
Ceyhan-Seyhan				Moa		
Colorado (Mx)				Moulouya		
Volga				Brazos		
Parana				Medjerda		
Pearl				Cunene		
Zaïre				Song Hong		
Colville				Godavari		
Lena				Mahanadi		
				Krishna		
				Ombrone		
				Sao Francisco		
				Paraiba do Sol		
				Grijalva		
				Rhône		
				Ebro		
				Magdalena		
				Mackenzie		

Tableau III - 5. Dominance du ou des forçages physiques sur l'évolution des deltas, considérées dans la littérature.

Outre le fait que les caractéristiques des deltas découlent significativement de celles du bassin versant et du fleuve associés, la forte mobilité morphodynamique de ces édifices en fait des espaces diversifiés et complexes. Les relations entre leurs aspects dynamiques, morphologiques, géométriques sont rarement linéaires et duales.

2. Relations entre les variables

L'analyse multivariée permet de mettre en évidence des relations à l'origine peu évidentes pour la plupart (Figure III - 32, Figure III - 33 et Figure III - 34).

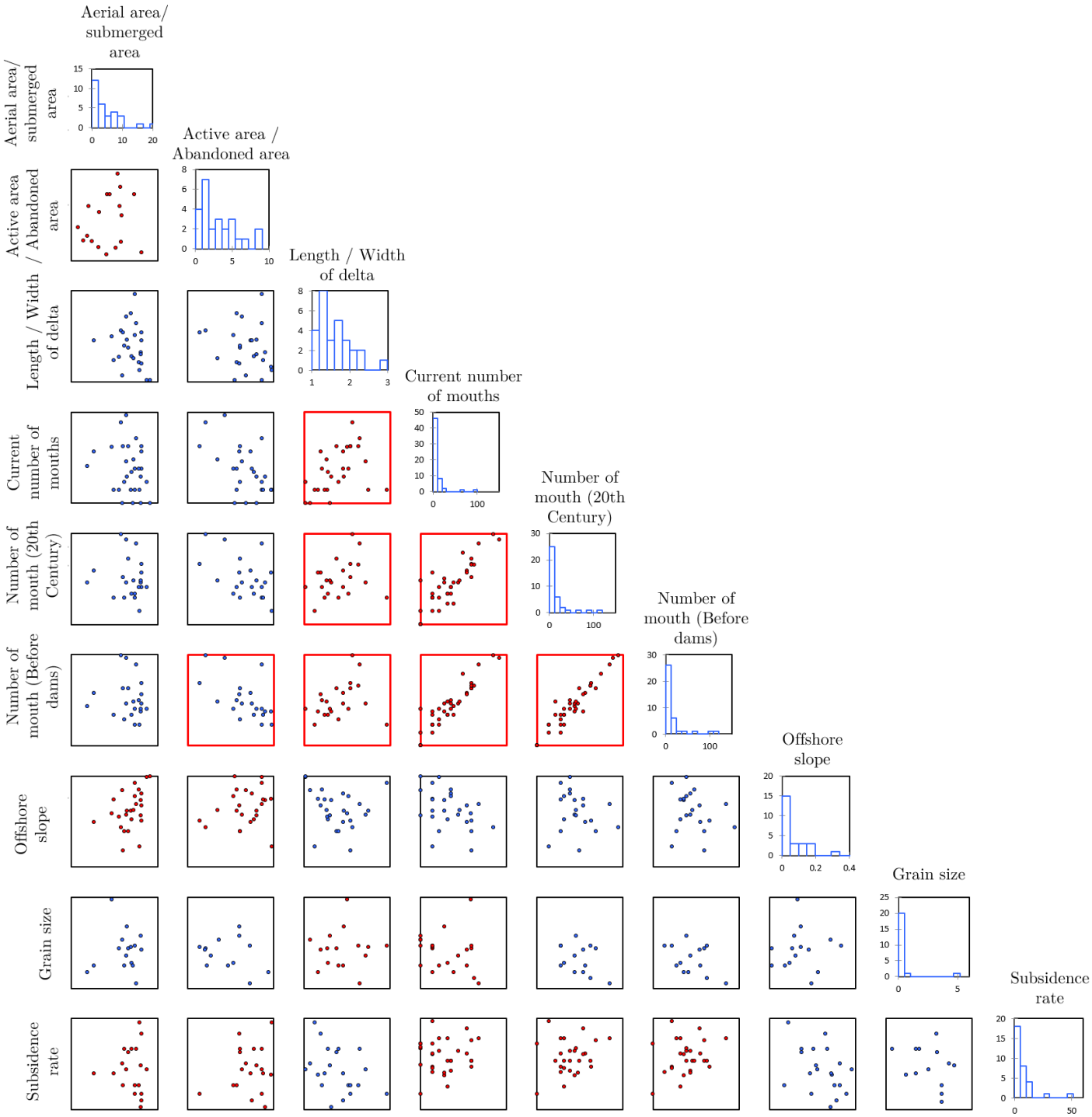


Figure III - 32. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre le rapport entre la surface deltaïque émergée et sous-marine, le rapport entre la surface active et abandonnée, le rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque, le nombre actuel, avant et après construction des barrages des embouchures, la pente du delta sous-marin, la granulométrie et le taux de subsidence.

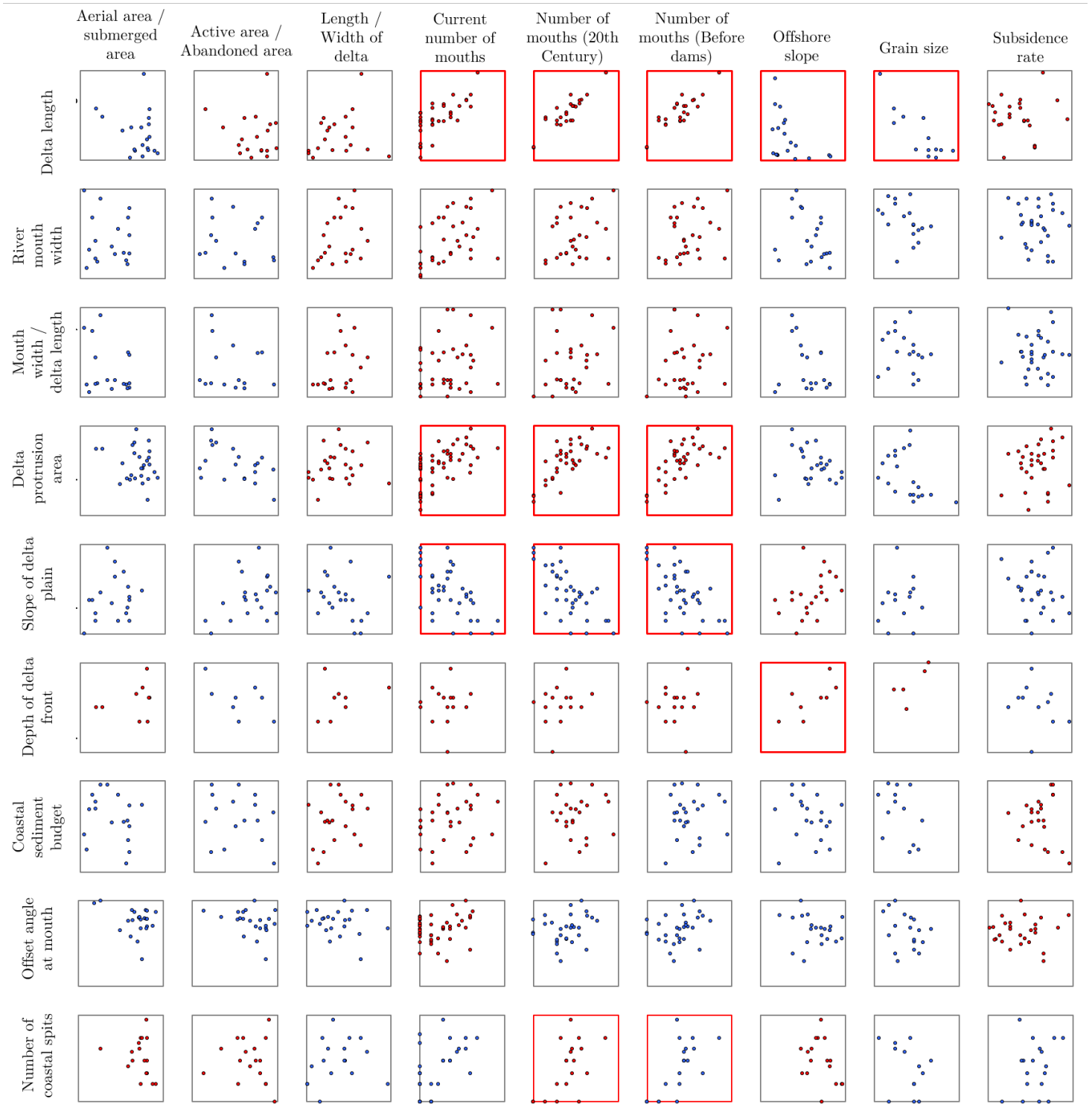


Figure III - 33. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre le rapport entre la surface deltaïque émergée et sous-marine, le rapport entre la surface active et abandonnée, le rapport entre la longueur du trait de côte et la largeur de la plaine deltaïque, le nombre actuel, avant et après construction des barrages des embouchures, la pente du delta sous-marin, la granulométrie et le taux de subsidence, la longueur du trait de côte deltaïque, la largeur des embouchures, le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque, la surface de protubérance deltaïque, la pente de la plaine deltaïque, la profondeur maximale du front deltaïque, le budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte, l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte aux embouchures et le nombre de flèches littorales.

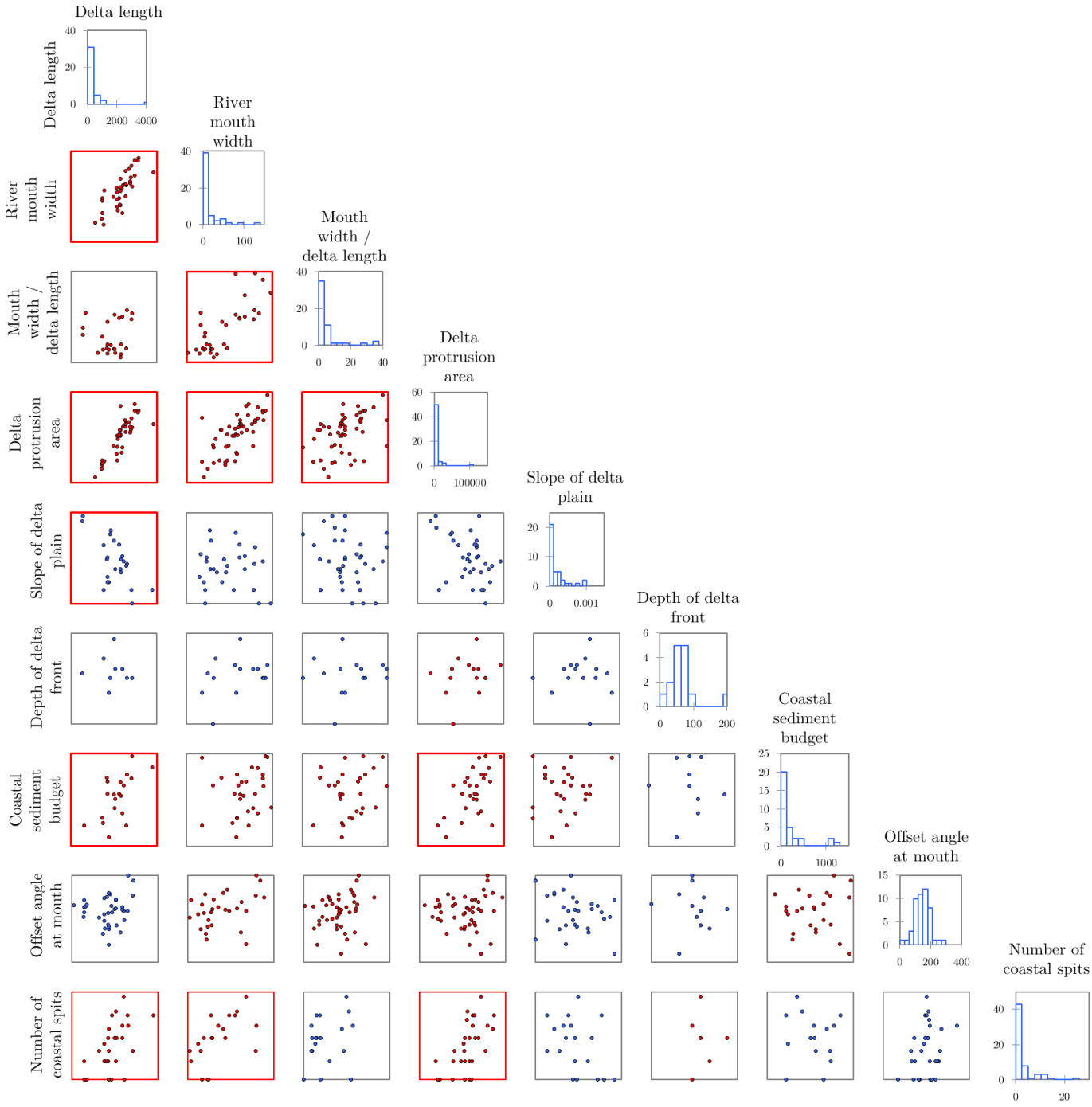


Figure III - 34. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la longueur du trait de côte deltaïque, la largeur des embouchures, le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque, la surface de protubérance deltaïque, la pente de la plaine deltaïque, la profondeur maximale du front deltaïque, le budget sédimentaire fluvial parvenant à la côte, l'amplitude de l'angle formé par le trait de côte aux embouchures et le nombre de flèches littorales.

La première analyse matricielle met en relation claire la longueur du trait de côte deltaïque avec la surface de protubérance du delta subaérien. Ces deux variables présentent également une relation proportionnelle avec la largeur mesurée des embouchures le long du littoral deltaïque. Par ailleurs, la longueur du trait de côte est la seule caractéristique présentant une relative relation linéaire inversement proportionnelle avec la granulométrie du delta : plus la taille moyenne du sédiment est grande, moins la longueur côtière est grande. De la même façon, Syvitski et Saito (2007) ont montré que plus le débit fluvial est important, plus la taille des sédiments est petite, à l'image de l'Amazone, du Mékong, du Mississippi ou encore de l'Orénoque. Cependant, la granulométrie ne présentant pas de relation avec la superficie de la protubérance et étant constituée de peu de valeurs disponibles, l'interprétation de cette analyse ne peut pas trancher sur une quelconque robuste relation. Néanmoins, Edmonds et Slingerland (2009) ont suggéré que les propriétés de cohésion des sédiments sont un élément fondamental dans la construction deltaïque. Le manque de données à ce sujet ne permet donc pas d'expliquer le défaut de relation entre la taille des sédiments et la superficie deltaïque. A l'opposé, tant la longueur du trait de côte deltaïque que la surface de protrusion présentent une relation de proportionnalité avec le budget sédimentaire disponible sur le littoral du delta, aux embouchures. L'étroite analogie confirme la nécessité d'un budget sédimentaire significatif, fourni à la côte, pour assurer le développement deltaïque.

Le rapport de la longueur du trait de côte sur la largeur de la plaine deltaïque semble varier proportionnellement avec le nombre d'embouchures, avant et après la construction des barrages. Comme il a été convenu d'interpréter le premier ratio comme un proxy de l'influence fluviale, il semblerait y avoir une cohérence logique avec la deuxième variable : plus le rapport est grand, c'est-à-dire que plus le lobe deltaïque est développé sur la mer, plus le nombre d'embouchures est grand. Les deux caractéristiques mises en correspondance convergent bien vers la même idée d'une hausse de l'influence fluviale, lorsque leurs valeurs augmentent. De la même manière, il n'est pas surprenant d'observer une relation de proportionnalité entre la longueur deltaïque nette et le nombre d'embouchures. Cette relation est toutefois plus significative, avec un coefficient de détermination de 0,9 contre 0,6, lorsque le nombre d'embouchures analysées est celui correspondant à la période de pré-construction des barrages, soit avant perturbation anthropique majeure du contexte hydrologique. Par ailleurs, le nombre d'embouchures est aussi proportionnel à la superficie de la protubérance deltaïque. Cependant, sans s'imposer de façon évidente, il semblerait exister

une relation inversement proportionnelle entre le nombre d'embouchures et la pente de la plaine deltaïque. Une pente plus faible encouragerait une diffluence en un plus grand nombre de chenaux distributaires. Cette même pente est inversement proportionnelle à la longueur du delta : un delta plus développé, plus large, induit fatalement une diminution de sa pente. Enfin, la matrice de corrélations de Pearson laisse apparaître une relation de proportionnalité entre le nombre d'embouchures et le nombre de flèches littorales, ce qui peut être étroitement lié à la longueur du linéaire côtier du delta et la surface de sa protubérance avec lesquels également le nombre de flèches varie proportionnellement.

Une ACP est réalisée pour compléter l'analyse de manière optimale. Seules les variables suffisamment renseignées pour l'ensemble des deltas sont prises en considération : la surface de protubérance deltaïque, le rapport de la longueur du trait de côte sur la largeur de la plaine deltaïque, le rapport de la largeur des embouchures sur la longueur totale du trait de côte, le nombre actuel d'embouchures, le nombre de flèches littorales, l'amplitude de l'angle formé par le littoral à l'embouchure, le rapport de la surface émergée sur la surface sous-marine du delta, le rapport de la surface active sur celle abandonnée, la pente de la plaine deltaïque et le budget sédimentaire disponible à l'embouchure. Les deux premières valeurs propres sont conservées, représentant environ 43% de la variation totale (Figure III - 35). Cette ACP est bien moins satisfaisante en termes de représentativité que celle qui a été réalisée sur la thématique Fleuve - Bassin versant (Partie III, Chapitre 1, Section 2). Néanmoins des informations précieuses sont observées. D'après l'analyse de la part de contribution des deltas dans l'orientation des deux axes choisis, en ne conservant que ceux qui interviennent à plus d'un pourcent, les caractéristiques du delta du Gange-Brahmapoutre influence à 20% le premier (F1) (Figure III - 36). Les deltas suivants se talonnent autour de 2 et 7%. Quant au deuxième axe, les

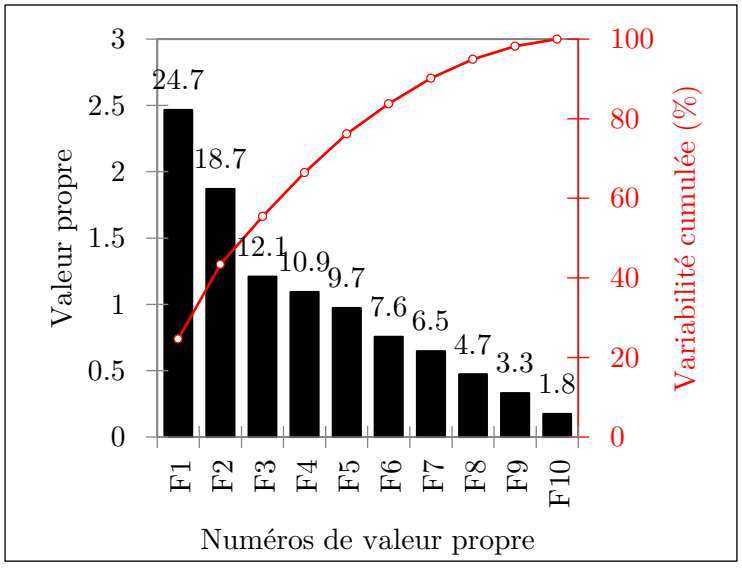


Figure III - 35. Eboulis des 10 premières valeurs propres de l'ACP.

contributions sont plus équilibrées : la plus forte contribution revient aux deltas du Baram, du Colville et du Fleuve Jaune, avec environ 10%. De la même manière, il est observé que le rapport de la surface émergée sur la surface sous-marine du delta, le rapport de la longueur du trait de côte sur la largeur de la plaine deltaïque, le rapport de la largeur des embouchures sur la longueur totale du trait de côte et la surface de protubérance deltaïque sont les principales variables contributrices à l'axe principal F1 (Tableau III - 6). A l'opposé, la pente de la plaine deltaïque et le budget sédimentaire disponible à l'embouchure influencent, à eux deux, plus de 60% de l'orientation de l'axe F2.

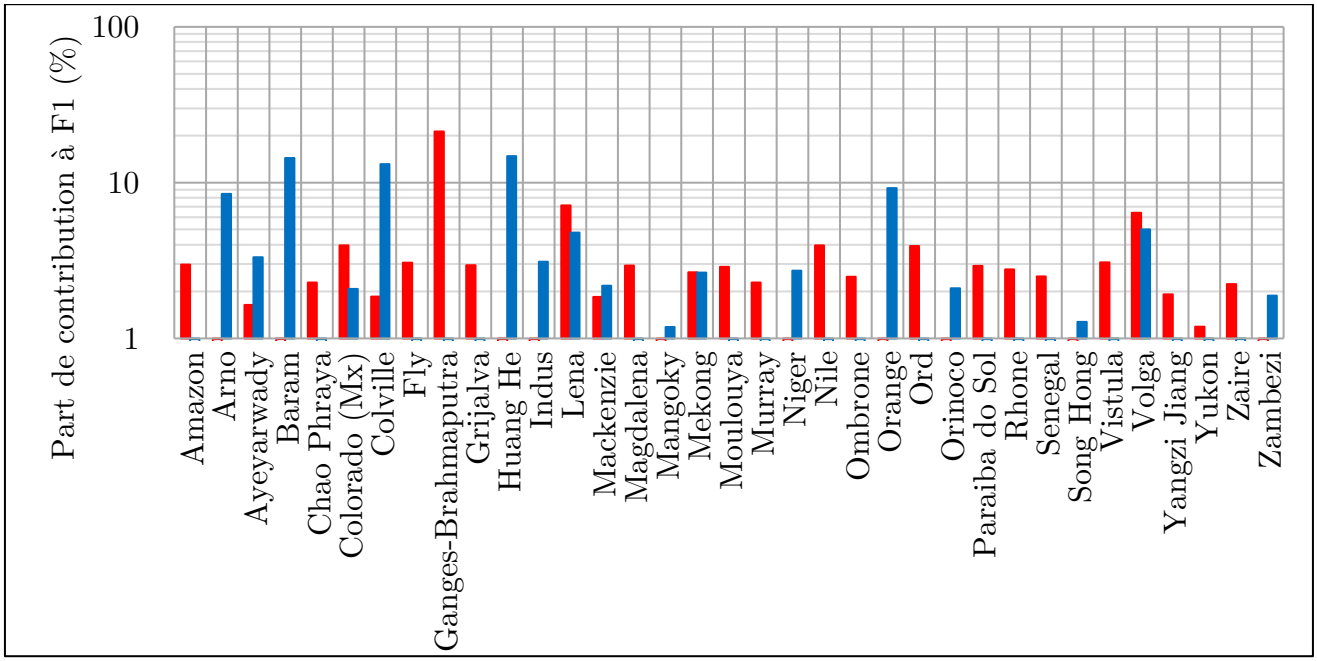


Figure III - 36. Contribution des individus deltaïques à l'orientation des axes F1 et F2.

Contribution of variables (%)	F1	F2
Subaerial/ Subaquatic area ratio	19.37	1.24
Active / Abandoned area ratio	12.14	1.48
Shoreline length / Delta plain width ratio	16.94	0.95
Current number of mouths	11.28	7.15
Mouth width / Delta length ratio	15.47	0.00
Delta protrusion area	15.39	1.38
Slope of delta plain	0.56	39.02
Coastal sediment budget	8.43	24.07
Offset angle of mouths	0.39	15.66
Littoral spits	0.04	9.06

Tableau III - 6. Contribution des variables à l'orientation des axes F1 et F2.

La représentation de l'ensemble des deltas sur le graphique observations / variables rendrait la lecture impossible. Le choix s'est porté sur la représentation des projections sur les nouveaux axes des variables quantitatives analysées conjointement avec la caractérisation des forçages physiques dominants (Figure III - 37).

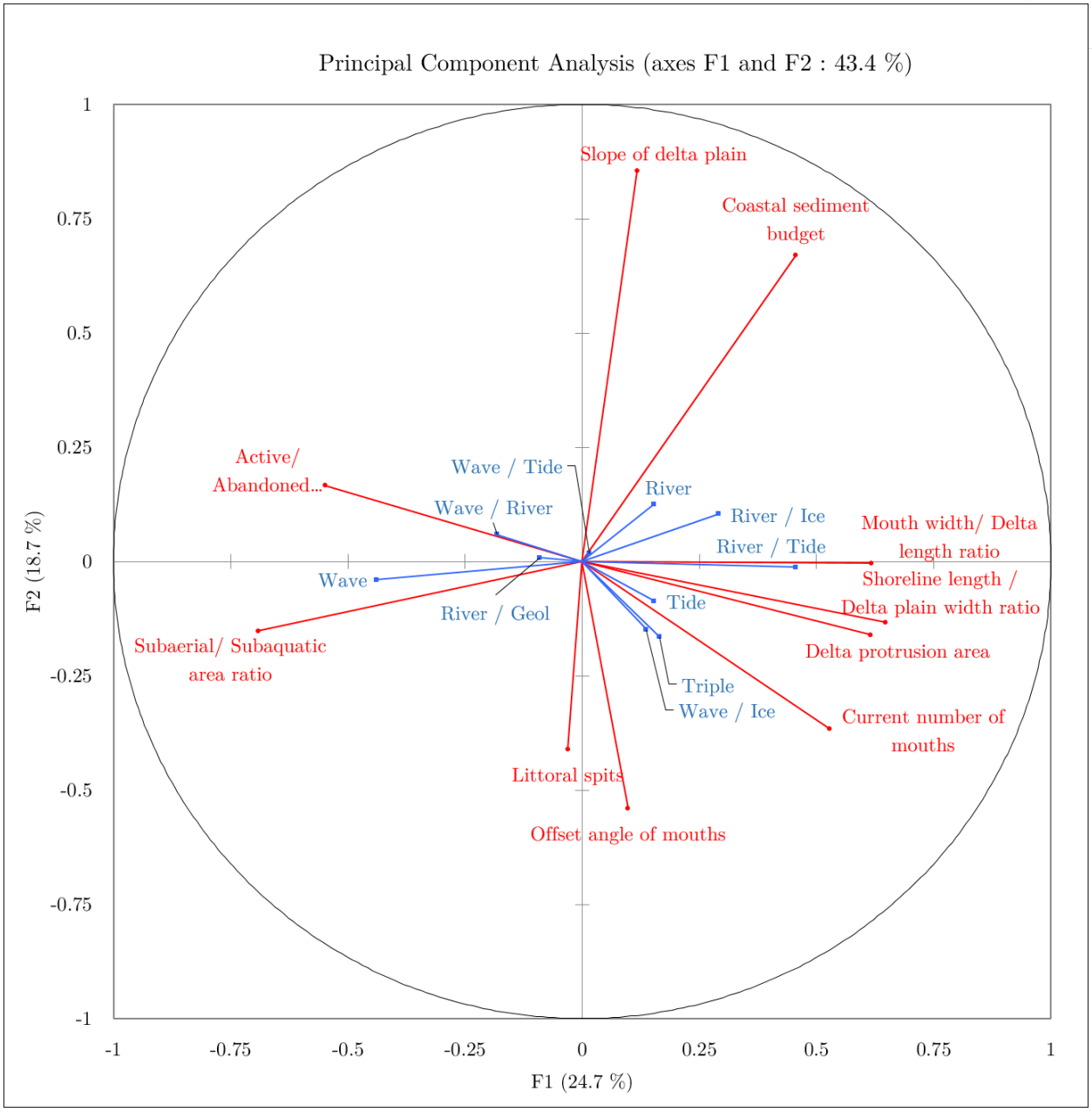


Figure III - 37. Graphique présentant la position en groupes, en dépendance ou en opposition des vecteurs des variables actives (en rouge) sur le plan cartésien ($\overrightarrow{F1}\,\overrightarrow{F2}$), ainsi que la variable qualitative illustrative des influences physiques (en bleu).

La longueur des vecteurs rouges représente le niveau d'importance des variables sur le graphique combiné. De la même façon que pour l'analyse multivariée de la thématique Fleuve – Bassin versant, des « groupes de variables » sont identifiés :

- Pour l'axe F1, le groupe de significations voisines, englobant la surface de protubérance deltaïque, le rapport de la longueur du trait de côte sur la largeur de la plaine deltaïque, le rapport de la largeur des embouchures sur la longueur totale du trait de côte et le

nombre actuel d'embouchures, s'oppose largement (corrélation négative) au groupe de significations voisines composé du rapport de la surface active sur la surface deltaïque abandonnée et du rapport de la surface émergée sur la surface deltaïque sous-marine.

- Pour l'axe F2, le groupe de significations voisines constitué de la pente de la plaine deltaïque et du budget sédimentaire disponible s'oppose nettement au groupe englobant le nombre de flèches littorales et l'amplitude de l'angle formé par le littoral à l'embouchure.

Les relations mises en évidence, concernant les paramètres qui définissent directement les deltas, ne sont pas aussi claires que celles qui mettent en exergue une connexion entre le fleuve et son bassin versant. L'imperfection réside principalement dans le fait que les caractéristiques des deltas sont générées par une association d'influences issues des fleuves dont ils sont la terminaison, des bassins versants associés, mais aussi des forces physiques marines. Une caractéristique deltaïque peut être générée par une contrainte fluviale, tandis qu'une autre peut être exclusivement régie par les effets des courants marins, ce qui rend donc difficile, voire impossible, la comparaison entre ces deux aspects.

Chapitre 3 : Base de données marines

Les deltas sont donc partiellement affectés par les aspects de leur fleuve et leur bassin versant, mais leur développement et leur morphologie dépendent également étroitement des conditions marines intersectant leur littoral.

1. Variables exploitées

Deux mouvements ondulatoires principaux induisent des fluctuations du niveau de la mer et des courants marins, à proximité des côtes, potentiellement moteurs de transport sédimentaire : la houle et la marée.

1.1. Le climat de houle

La houle est renseignée par trois paramètres clefs : la hauteur des ondes, leur période et leur direction. Cette dernière grandeur sera appréhendée ultérieurement pour chaque delta. L'étude conjointe de la hauteur significative et de la période associée permet en premier lieu d'identifier les côtes deltaïques soumises à des régimes de houle généraux soutenus (Figure III - 38). Ainsi, les résultats montrent un littoral africain sujet aux climats de houle les plus importants sur son quart sud-est, bordé par les deltas de l'Orange, du Cunene et du Congo. Le Murray est par ailleurs le delta impacté par les plus puissantes houles, avec la hauteur significative la plus importante, de près de 2,6 m, et la plus longue période moyenne, d'environ 10,8 s. Les climats de houle jouxtant les littoraux deltaïques de l'Ayeyarwady, du Congo, du Gange-Brahmapoutre et du Mangoky ont une période moyenne équivalente mais la hauteur significative des houles est 45% à 68% moins importante. A l'opposé, la hauteur significative des houles est inférieure à 0,5 m pour les deltas du Fleuve Jaune enclavé dans une baie, du Ceyhan-Seyhan, de l'Arno, de l'Ombrone (déjà en régime général de fetch méditerranéen limité) et du Klang, tous les quatre abrités par des îles au large qui réduisent le fetch des houles incidentes (Chypre pour le premier, Corse, Elbe et Giglio pour les deux suivant, Sumatra pour le dernier), du Colville et du Mackenzie en région polaire, de l'Amou-Daria enfermé dans la mer d'Aral, du Colorado (Mx), du Pô et du Chao Phraya, en fond de baie. La relation de proportionnalité entre la hauteur significative et la période associée pour les littoraux des soixante deltas étudiés est la seconde observation majeure de cette analyse. Cette proportionnalité est de tendance linéaire avec une plus grande robustesse pour les valeurs les plus

élevées : ces grandeurs ne décrivent pas une telle relation pour les houles de hauteur significative inférieure à 0,3 m. Les « anomalies » divergeant de la tendance linéaire générale concernent donc les deltas associés aux plus faibles hauteurs de houle mais également quelques deltas déjà cités tels que le Gange-Brahmapoutre, le Congo, l'Ayeyarwady ou encore le Mangoky, pour lesquels la période moyenne des houles serait celle d'un climat de houle à la hauteur significative plus élevée que celle qui est enregistrée.

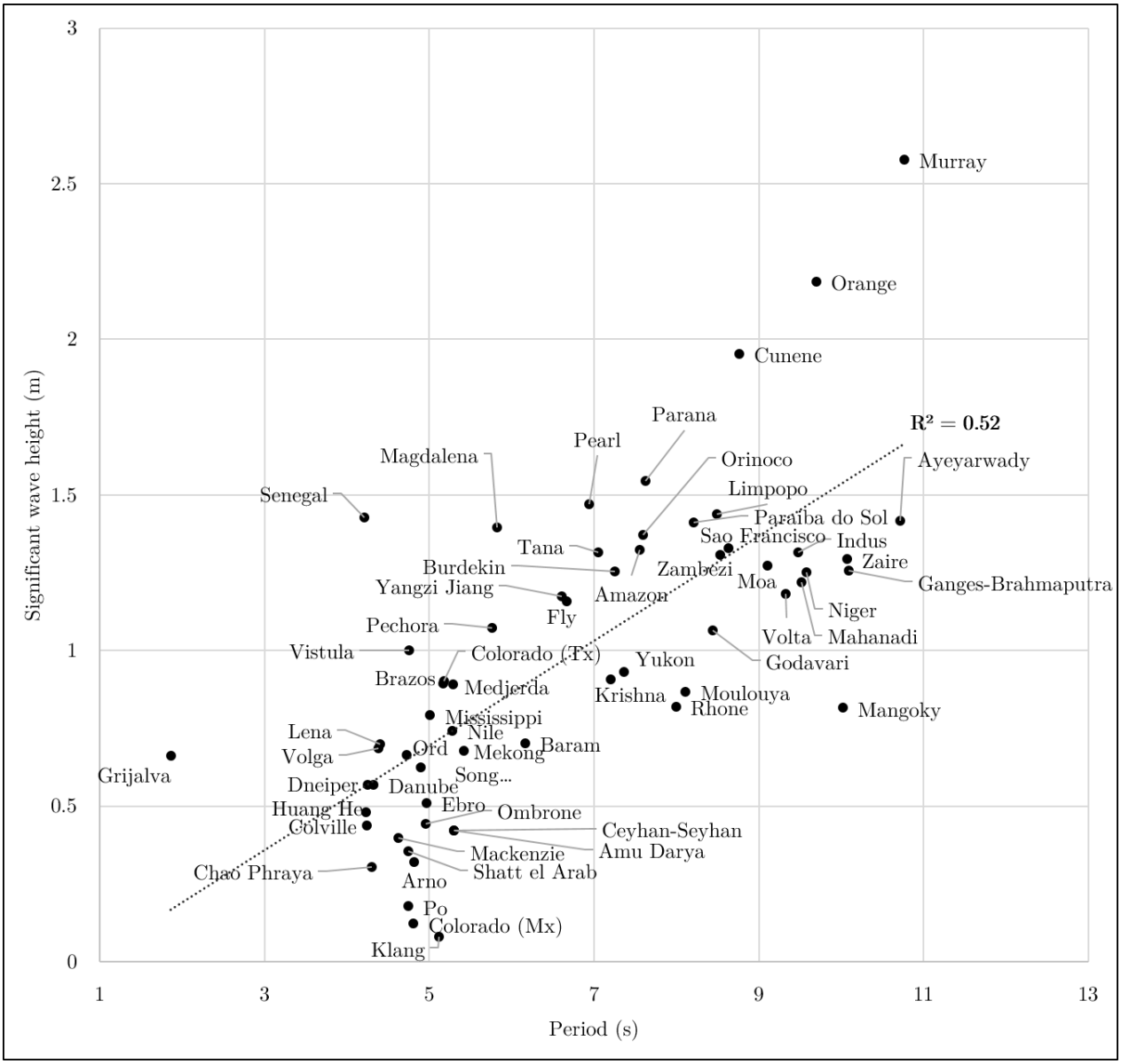


Figure III - 38. Relation entre la hauteur significative des vagues et la période des vagues des littoraux deltaïques. La relation est proportionnelle croissante (coefficient de détermination de 0.52).

Concernant les houles maximales annuelles enregistrées sur 48 ans, les observations restent cohérentes avec le classement réalisé entre les deltas pour les climats moyens (Figure III - 39). Le delta du Murray est soumis aux plus puissantes houles extrêmes, suivi de près en termes de hauteur maximale par les deltas de l'Orange et du Cunene, et en termes de période maximale par les deltas de l'Ayeyarwady, du Gange-Brahmapoutre, du Mangoky et du Congo. Les deltas aux houles maximales les moins puissantes sont ceux du Klang, du Mackenzie, du Colorado (Mx), de l'Amou-Daria, du Colville et du Pô, avec une hauteur maximale inférieure à 0,5 m et une période comprise entre 4 et 5 m. Ces deltas font partie de ceux cités précédemment comme étant exposés aux houles les moins énergétiques. La relation proportionnelle semble également exister entre la hauteur maximale et la période maximale des houles impactant les 60 deltas. Alors que la confusion observées pour les moins énergétiques climats de houles sur les valeurs moyennes semble s'estomper dans le cadre des houles maximales, les « anomalies », précédemment détectées pour notamment les deltas du Gange-Brahmapoutre, du Congo, de l'Ayeyarwady, du Mangoky, se retrouvent à nouveau dans les observations de la mise en rapport des deux grandeurs étudiées, où la valeur des périodes mesurées, calculées et extraites, sont associées théoriquement, selon la tendance de la majorité des autres deltas, à des hauteurs maximales de houles plus élevées que celles observées.

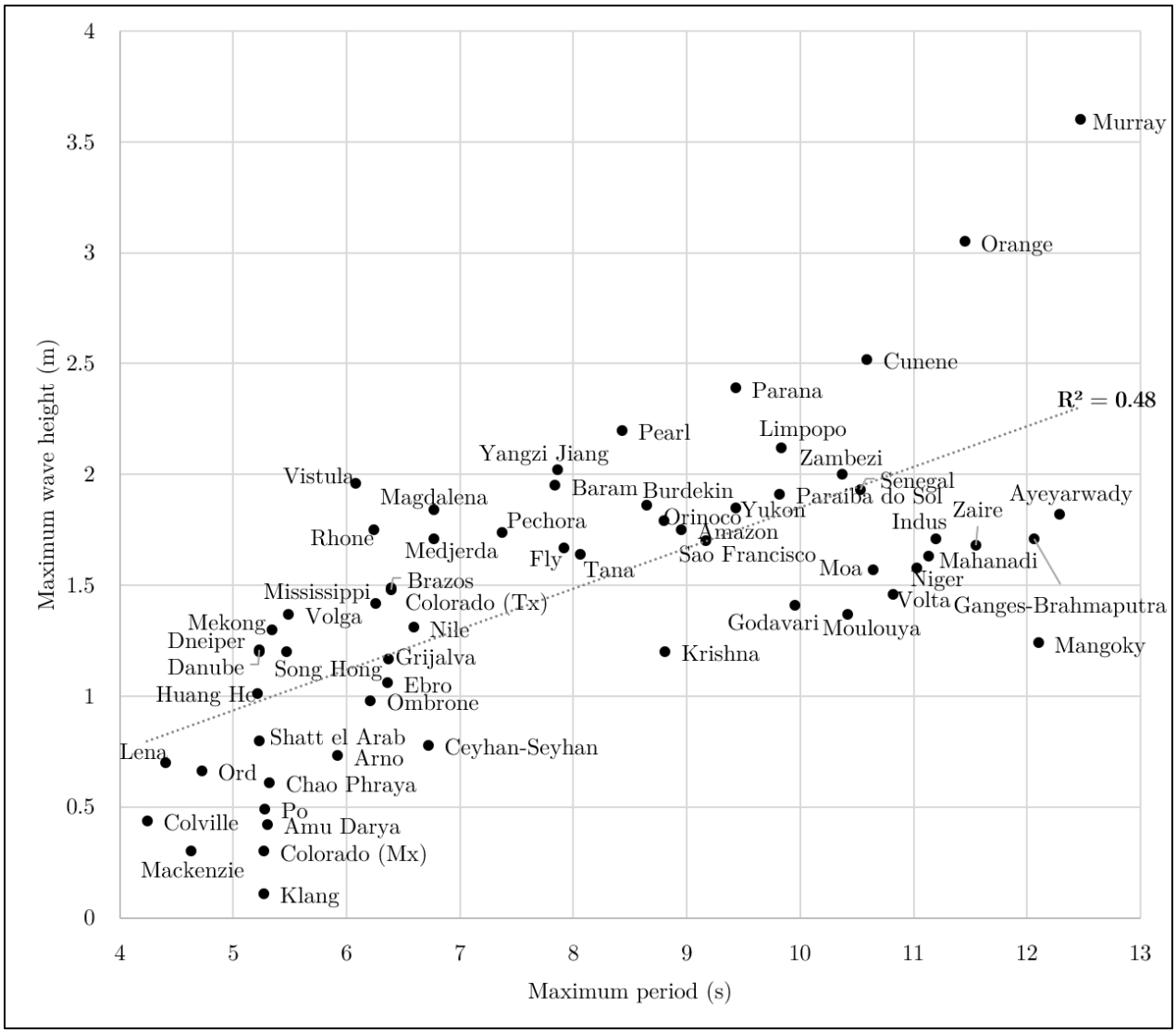


Figure III - 39. Relation entre la hauteur maximale des vagues (20% plus fortes valeurs de la série temporelle) à et la période associée des vagues des littoraux deltaïques. La relation est proportionnelle croissante (coefficient de détermination de 0.48).

L'étude de Tessler et al. (2015) permet de classer 41 des deltas étudiés dans cette thèse selon le niveau d'intensité des houles extrêmes de probabilité de 30 ans de récurrence, à partir d'une indexation réalisée sur un échantillon de 48 deltas (Figure III - 40). Ainsi, ceux qui possèdent le risque le plus élevé d'occurrence d'un tel événement seraient les deltas du Chao Phraya, de l'Amazone, du Mississippi, de la Paraná, du Krishna et du Godavari. Les moins exposés à ce risque sont les deltas du Fly, de la Magdalena, du Mékong et de l'Orénoque. Cet indice est intéressant dans l'appréhension de la vulnérabilité et la résilience deltaïque, deux problématiques exposées ultérieurement (Partie IV, Chapitre 1).

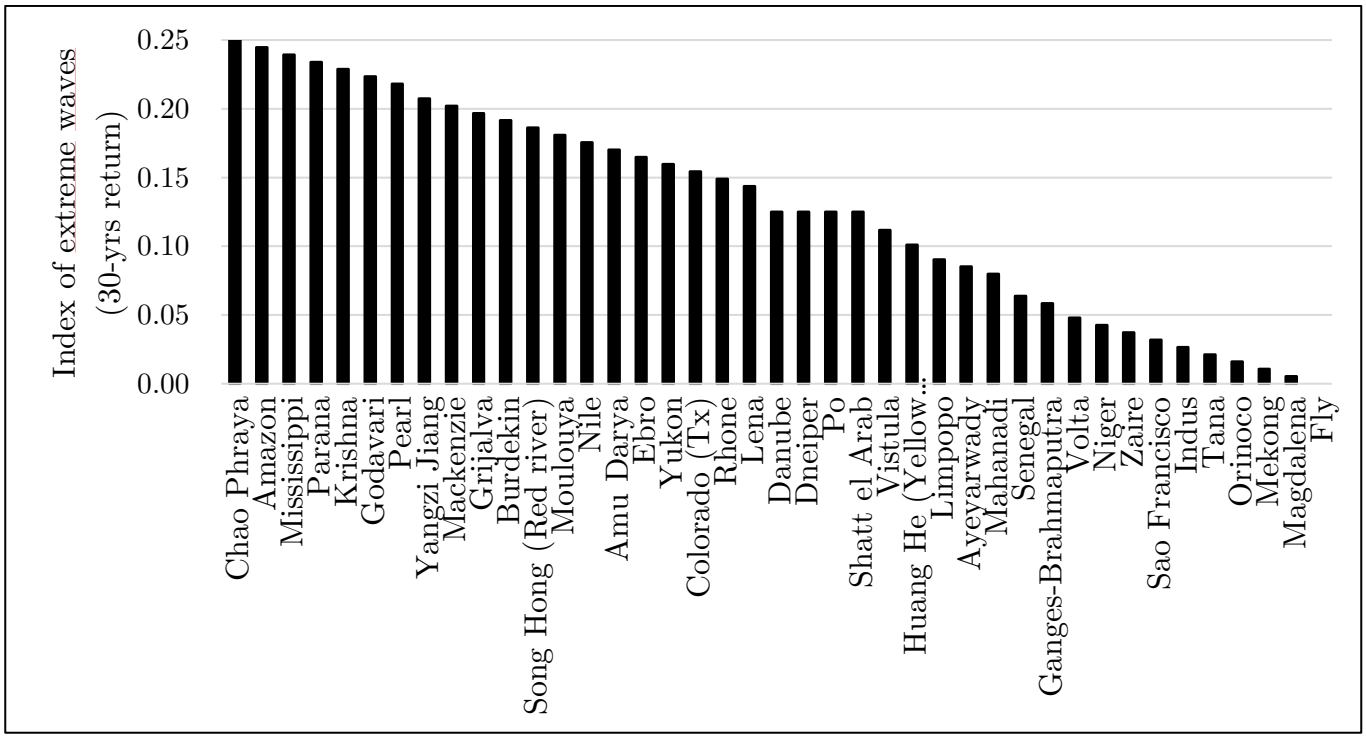


Figure III - 40. Indice de fréquence et intensité d'occurrence de vagues extrêmes (tempêtes de 30 ans de temps de retour) (Données de Tessler et al., 2015).

1.2.La marée

La marée est une déformation de la surface des océans en réponse à l'attraction et au mouvement des astres. Elle peut être décrite par un système complexe composé de multiples ondes qui interagissent entre elles, se combinent et se superposent pour former cette marée. Cette dernière est composée de plusieurs signaux sinusoïdaux caractérisés par une période, une amplitude et une phase, appelés harmoniques. Certaines de ces ondes sont semi-diurnes (période de 12 heures environ) : les harmoniques de la marée lunaire M_2, de la marée solaire S_2, de la marée lunaire elliptique N_2 et de la déclinaison luni-solaire K_2. D'autres telles que les ondes solaires P_1 (principale solaire) et K_1 (déclinaison luni-solaire), et les ondes lunaires O_1 (principale lunaire), Q_1 (majeure lunaire elliptique) sont contributrices de la marée dite diurne (période de près de 24 heures). La période d'autres harmoniques est beaucoup plus longue, bimensuelle pour l'onde M_f et mensuelle pour M_m, tandis que pour certaines telles de M_4, MS_4 et Mn_4, la période est beaucoup plus courte, autour de 6 heures.

Ces ondes de marée sont détaillées et analysées pour 56 deltas (Tableau III - 7). Ce détail n'a pas été réalisable pour les deltas du Dniepr, du Danube, de l'Amou-Daria, et de la Volga, c'est-à-dire ceux qui se développent dans des mers fermées, pour lesquels les données nécessaires ne sont pas disponibles. L'analyse préalable de ces composantes permet de considérer la complexité de ce forçage, les groupements de deltas soumis à des dynamiques similaires et ceux qui se démarquent. Les harmoniques caractéristiques d'une marée semi-diurne s'expriment majoritairement pour la plupart des deltas.

Tableau III - 7. (Page suivante) Valeurs des harmoniques principales de la marée (M2 à K2, semi-diurnes ; K1 à MN4, diurne à plus) ; Hauteur moyenne des hautes et basses eaux par rapport au niveau marin global et profondeur marine à la position de la station de mesure. Les gradients de couleur rouge indiquent pour chaque delta la hiérarchie d'importance des harmoniques. L'histogramme bleu vertical montrent la hiérarchie des valeurs entre les deltas concernant l'harmonique M2 et l'harmonique K1, la hauteur moyenne des hautes eaux (bleu) et basses eaux (rouge).

Deltas	M2 (m)	S2 (m)	N2 (m)	K2 (m)	K1 (m)	O1 (m)	P1 (m)	Q1 (m)	MF (m)	MM (m)	M4 (m)	MS4 (m)	MN4 (m)	Mean High Water (m)	Mean Low Water (m)	Station depth (m)
Amazon	1.834	0.425	0.363	0.131	0.114	0.108	0.028	0.018	0.017	0.009	0.052	0.008	0.015	1.45	-1.53	40.06
Arno	0.092	0.032	0.019	0.010	0.037	0.014	0.010	0.002	0.005	0.003	0.003	0.001	0.001	0.09	-0.09	97
Baram	0.189	0.081	0.035	0.018	0.386	0.321	0.117	0.060	0.011	0.007	0.004	0.001	0.001	0.57	-0.60	24.13
Brazos	0.121	0.016	0.015	0.003	0.131	0.155	0.044	0.030	0.008	0.003	0.001	0.000	0.000	0.25	-0.29	14
Burdekin	0.761	0.383	0.220	0.095	0.361	0.175	0.101	0.020	0.008	0.005	0.039	0.014	0.009	1.17	-1.01	29
Ceyhan	0.115	0.066	0.017	0.020	0.030	0.020	0.010	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.15	-0.15	35
Chao Phraya	0.251	0.077	0.031	0.016	0.409	0.277	0.130	0.050	0.008	0.005	0.001	0.001	0.000	0.47	-0.71	10.95
Colorado (Mx)	1.358	0.741	0.403	0.205	0.447	0.282	0.133	0.057	0.003	0.002	0.020	0.067	0.033	1.87	-2.01	6
Colorado (Tx)	0.082	0.009	0.017	0.003	0.144	0.157	0.047	0.033	0.008	0.004	0.000	0.001	0.000	0.24	-0.25	15
Colville	0.066	0.026	0.015	0.008	0.018	0.034	0.008	0.009	0.020	0.013	0.002	0.000	0.000	0.09	-0.10	10.12
Cunene	0.427	0.142	0.085	0.041	0.048	0.018	0.013	0.008	0.014	0.006	0.006	0.005	0.003	0.47	-0.47	15
Ebro	0.014	0.008	0.003	0.001	0.039	0.023	0.012	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.04	-0.06	84
Fly	0.930	0.711	0.356	0.186	0.310	0.157	0.113	0.023	0.011	0.006	0.023	0.029	0.015	1.42	-1.30	10.09
Ganges - Brahmaputra	0.882	0.375	0.186	0.157	0.157	0.060	0.045	0.005	0.010	0.005	0.021	0.003	0.003	1.05	-1.02	16
Godavari	0.409	0.176	0.090	0.048	0.105	0.038	0.032	0.003	0.012	0.006	0.002	0.001	0.000	0.52	-0.49	5
Grijalva	0.099	0.029	0.032	0.009	0.170	0.166	0.053	0.038	0.013	0.006	0.001	0.001	0.000	0.22	-0.32	14.34
Huang He (Yellow River)	0.083	0.021	0.014	0.004	0.159	0.150	0.029	0.004	0.012	0.002	0.008	0.005	0.002	0.28	-0.20	15
Indus	0.913	0.313	0.216	0.083	0.391	0.203	0.120	0.043	0.008	0.004	0.022	0.003	0.004	1.11	-1.33	2
Irrawaddy	1.337	0.675	0.272	0.156	0.195	0.064	0.061	0.005	0.012	0.006	0.019	0.025	0.012	1.57	-1.57	25
Klang	1.295	0.559	0.186	0.126	0.187	0.049	0.081	0.007	0.014	0.008	0.025	0.012	0.009	1.51	-1.47	2
Krishna	0.376	0.158	0.083	0.043	0.101	0.035	0.031	0.003	0.012	0.006	0.002	0.001	0.000	0.48	-0.46	1000
Lena	0.073	0.033	0.009	0.004	0.017	0.005	0.001	0.001	0.008	0.010	0.000	0.000	0.000	0.09	-0.08	10
Limpopo	0.750	0.432	0.124	0.118	0.032	0.026	0.009	0.011	0.008	0.004	0.005	0.002	0.002	0.86	-0.85	2
Mackenzie	0.041	0.026	0.019	0.008	0.027	0.028	0.009	0.009	0.020	0.013	0.002	0.000	0.000	0.08	-0.07	2
Magdalena	0.057	0.018	0.022	0.005	0.088	0.054	0.027	0.007	0.016	0.008	0.001	0.002	0.001	0.15	-0.11	422
Mahanadi	0.708	0.299	0.135	0.080	0.129	0.050	0.039	0.003	0.010	0.005	0.002	0.004	0.002	0.88	-0.84	18
Mangoky	0.995	0.572	0.168	0.161	0.049	0.039	0.014	0.008	0.010	0.005	0.005	0.001	0.002	1.15	-1.13	8
Medjerda	0.079	0.031	0.017	0.009	0.039	0.015	0.010	0.003	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.11	-0.11	30
Mekong	0.920	0.333	0.187	0.114	0.617	0.443	0.192	0.080	0.008	0.006	0.017	0.019	0.009	1.15	-1.61	1
Mississippi	0.004	0.016	0.009	0.004	0.142	0.141	0.044	0.032	0.008	0.003	0.000	0.001	0.000	0.19	-0.19	21.6
Moa	0.434	0.145	0.100	0.041	0.090	0.017	0.026	0.006	0.017	0.008	0.010	0.002	0.001	0.52	-0.52	71
Moulouya	0.122	0.049	0.027	0.013	0.039	0.020	0.012	0.000	0.001	0.000	0.008	0.002	0.003	0.15	-0.17	10
Murray	0.147	0.191	0.009	0.056	0.181	0.126	0.054	0.031	0.004	0.002	0.013	0.004	0.004	0.39	-0.36	2
Niger	0.545	0.197	0.118	0.056	0.127	0.026	0.038	0.003	0.017	0.008	0.022	0.005	0.003	0.63	-0.68	11
Nile	0.076	0.047	0.012	0.014	0.017	0.012	0.006	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.10	-0.10	24
Ombrone	0.105	0.034	0.023	0.010	0.028	0.013	0.008	0.002	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.10	-0.10	150
Orange	0.569	0.240	0.124	0.065	0.053	0.018	0.015	0.009	0.006	0.003	0.009	0.006	0.003	0.65	-0.63	6
Ord	1.764	0.789	0.322	0.232	0.620	0.348	0.186	0.066	0.010	0.006	0.035	0.035	0.012	2.21	-2.27	17.12
Orinoco	0.600	0.233	0.134	0.060	0.108	0.088	0.034	0.017	0.017	0.008	0.007	0.005	0.002	0.72	-0.70	10.27
Paraiba do Sul	0.479	0.214	0.069	0.062	0.050	0.088	0.017	0.024	0.009	0.005	0.013	0.005	0.006	0.53	-0.59	14
Parana	0.079	0.018	0.024	0.008	0.058	0.070	0.008	0.012	0.005	0.001	0.003	0.001	0.001	0.16	-0.16	11.83
Pearl	0.321	0.127	0.067	0.044	0.329	0.278	0.104	0.052	0.005	0.004	0.018	0.006	0.006	0.67	-0.59	8
Pechora	0.360	0.061	0.084	0.029	0.122	0.029	0.041	0.015	0.019	0.013	0.018	0.006	0.006	0.38	-0.34	1
Po	0.131	0.074	0.021	0.019	0.110	0.019	0.025	0.004	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.22	-0.23	30
Rhone	0.063	0.021	0.012	0.007	0.037	0.020	0.011	0.002	0.005	0.003	0.004	0.001	0.001	0.06	-0.06	67
Sao Francisco	0.679	0.269	0.125	0.079	0.044	0.066	0.014	0.018	0.013	0.007	0.012	0.003	0.001	0.74	-0.78	10
Senegal	0.425	0.167	0.077	0.047	0.059	0.039	0.017	0.013	0.013	0.006	0.011	0.002	0.004	0.50	-0.46	1
Shatt El Arab	0.750	0.244	0.155	0.080	0.477	0.289	0.135	0.007	0.003	0.002	0.016	0.011	0.006	1.12	-1.20	7
Song Hong (Red River)	0.086	0.038	0.014	0.013	0.687	0.781	0.216	0.138	0.006	0.004	0.004	0.001	0.002	1.02	-0.95	15.92
Tana	1.043	0.527	0.195	0.145	0.196	0.113	0.059	0.026	0.016	0.008	0.009	0.009	0.001	1.31	-1.21	5
Vistula	0.012	0.008	0.010	0.003	0.020	0.008	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.03	-0.03	31
Volta	0.484	0.173	0.106	0.049	0.126	0.026	0.037	0.003	0.017	0.008	0.011	0.004	0.002	0.57	-0.60	15
Yangtze	0.951	0.450	0.166	0.140	0.305	0.167	0.092	0.018	0.011	0.001	0.070	0.049	0.021	1.21	-1.20	10
Yukon	0.252	0.023	0.076	0.006	0.219	0.077	0.039	0.010	0.020	0.010	0.003	0.001	0.002	0.45	-0.39	5
Zaire	0.590	0.176	0.110	0.057	0.089	0.012	0.026	0.005	0.017	0.008	0.007	0.005	0.001	0.64	-0.65	5
Zambezi	1.093	0.657	0.203	0.167	0.023	0.048	0.008	0.013	0.012	0.006	0.022	0.035	0.013	1.26	-1.19	8

L'analyse d'un tel tableau est facilitée par le calcul d'un indice F confrontant les deux principales composantes du caractère semi-diurne de la marée aux deux du caractère diurne :

$$F = \frac{K_1+O_1}{M_2+S_2} \quad \text{(Equation 46)}$$

Si ce facteur de forme est supérieur à 3, il caractérise une marée clairement diurne (Figure III - 41). Les trois deltas en faisant partie sont ceux du Mississippi, du Fleuve Rouge et du Colorado (Tx). Entre 1,5 et 3, il s'agit d'une marée mixte à majorité diurne. Les deltas concernés sont ceux du Fleuve Jaune, de l'Ebre, du Baram, du Brazos, du Grijalva, du Chao Phraya et de la Magdalena. Parmi l'ensemble des deltas ayant une influence majoritaire ou totale de la marée diurne, seul celui du Fleuve Rouge est constitué d'une amplitude tidale de presque 2 m, c'est-à-dire évoluant en contexte à limite méso-tidale. Les 46 autres deltas sont tous majoritairement voire totalement semi-diurnes d'après les résultats de l'indexation. Par ailleurs, l'amplitude des ondes bimensuelles et mensuelles (M_f et M_m) est la plus importante en bordure des deltas localisés en région polaire, tels que ceux du Mackenzie, du Colville ou encore du Yukon (Tableau III - 7). Quant aux ondes de période de 6 heures (M_4, Ms_4 et Mn_4), elles ne s'expriment presque exclusivement que pour les régions à fort marnage, notamment près du Chang Jiang, de l'Amazone, ou encore de l'Ord.

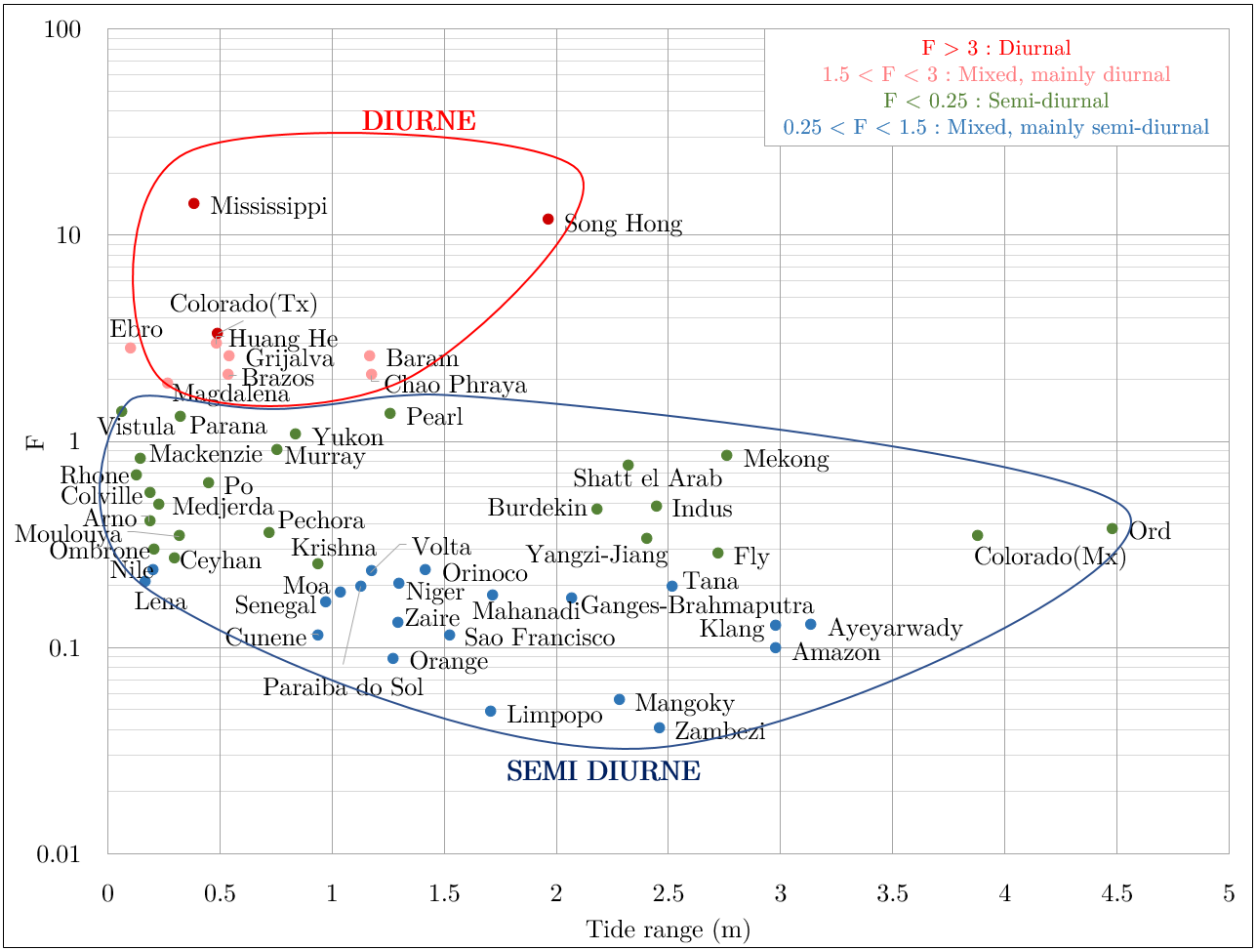


Figure III - 41. Graphique de relation entre le marnage (abscisses et le caractère (diurne, semi-diurne) principal de la marée, défini par le résultat du rapport F.

Les moyennes de toutes les hauteurs d'eau maximales et minimales sur une période de 19 ans sont extraites pour obtenir la moyenne des hautes eaux (*Mean High Water*, MHW) et celle des basses eaux (*Mean Low Water*, MLW) (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.2). L'amplitude de marée, ou marnage, est également calculée sur cette période. L'ensemble de ces résultats est représenté sous la forme d'un graphique avec, également, la hauteur à mi-marée par rapport au niveau de la mer global (Figure III - 42). En considérant les quatre deltas exclus de l'analyse des harmoniques, 45 des deltas étudiés évoluent en contexte microtidal, c'est-à-dire avec une amplitude de marée inférieure à 2 m. Trente d'entre eux sont impactés par un marnage de moins d'un mètre. Les autres deltas sont inscrits dans un environnement mésotidal, c'est-à-dire avec un marnage compris entre 2 et 4 mètres, à l'exception des deltas de l'Ord et du Colorado (Mx), touchés par une marée d'amplitude de près de 4 m, soit macrotidale.

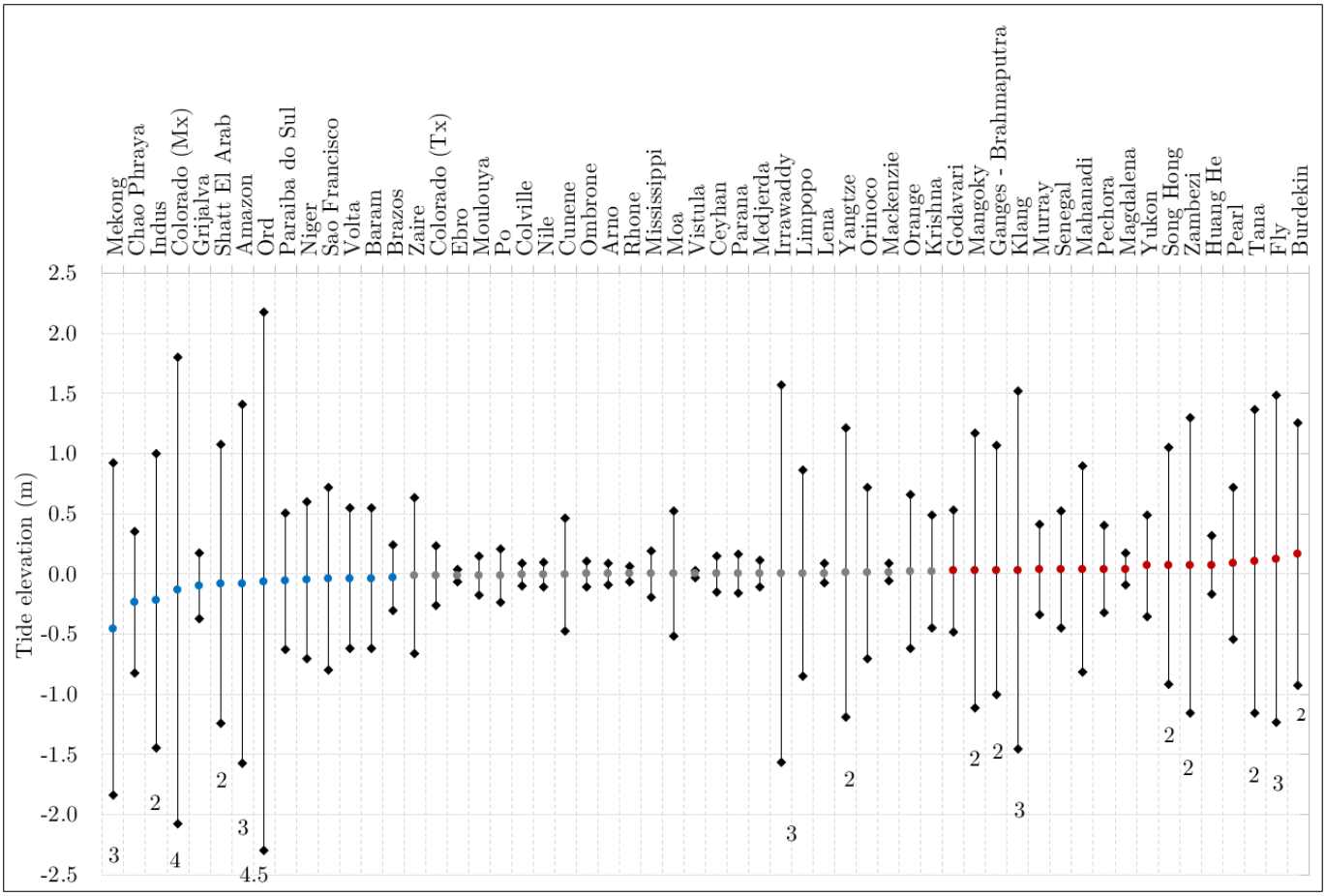


Figure III - 42. Les points noirs positifs et négatifs représentent respectivement les valeurs moyennes des hautes et basses eaux sur 19 ans pour chaque delta par rapport au référentiel de marée, le tracé noir les rejoignant montre l'amplitude de la marée, et les indications numériques montrent les deltas touchés par un marnage d'au moins 2 m.

La montée du niveau marin pour chaque contexte marin deltaïque, issue de la littérature et de l'extraction de tendance du niveau d'eau sur 19 ans, est connue pour 52 des 60 deltas (Figure III - 43). Le delta du Chao Phraya est impacté par la plus rapide élévation du niveau de la mer, de près de 15 mm/an. Les deltas du Baram, de l'Ayeyarwady et de la Petchora le suivent de près avec un taux d'élévation compris entre 8,5 et 10,5 mm/an. Seuls les deltas étudiés du Cunene et de l'Amou-Daria sont touchés par une élévation du niveau marin inférieure à 1 mm/an.

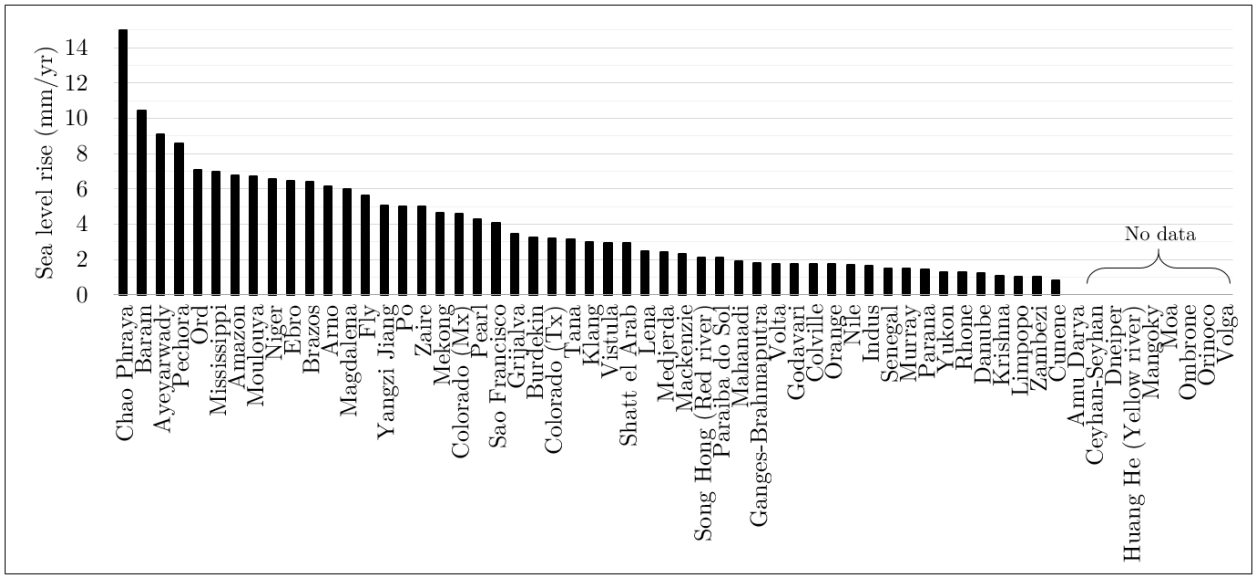


Figure III - 43. Elévation du niveau marin connue à proximité de chaque delta.

Peu de variables définissent la dynamique marine des littoraux deltaïque à l'échelle globale. Néanmoins, ce panel rend suffisamment compte des disparités d'influence entre les espaces ainsi que des intensités de forçages rivaux du fleuve, son écoulement et son transport sédimentaire.

2. Relations entre les variables

Les relations entre les caractéristiques physiques des houles et de la marée sont faibles voire absentes (Figure III - 44). L'amplitude de marée, de façon logique, varie selon les deltas indépendamment des conditions de houle. Par ailleurs, la puissance de la houle renseignée dans la littérature pour quelques littoraux deltaïques est proportionnellement relative à la période maximale des houles. Cette dernière est quant à elle proportionnellement reliée à la hauteur significative et à la hauteur maximale des houles ainsi qu'à leur période moyenne. La hauteur significative est à son tour corrélée positivement à la hauteur maximale et la période moyenne des houles. Enfin, la hauteur maximale de celles-ci est aussi proportionnelle à la période moyenne. En résumé, le classement hiérarchique des sites, en termes d'intensité, relatif aux caractéristiques des houles moyennes, est globalement similaire à celui de conditions extrêmes de type tempête.

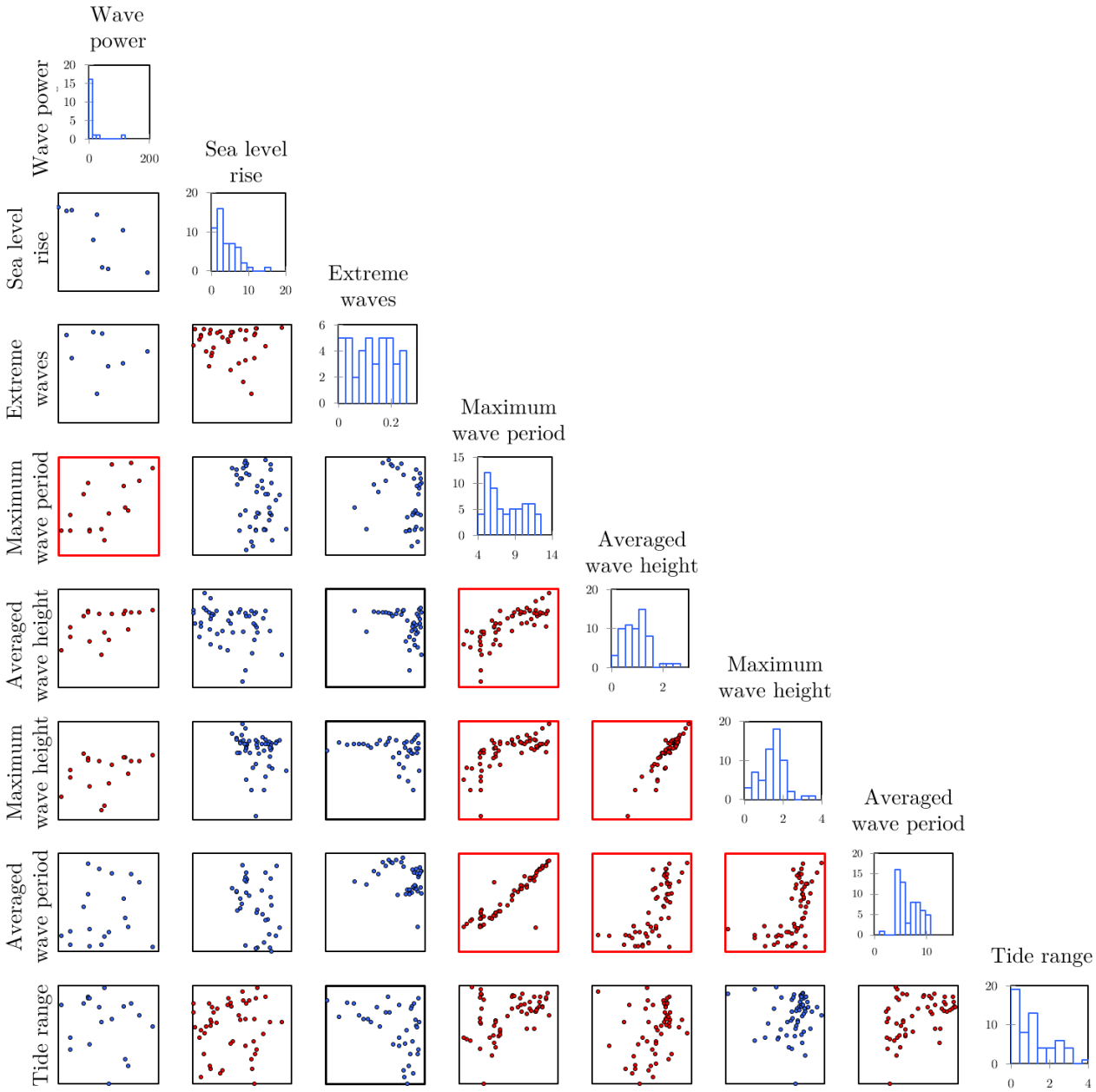


Figure III - 44. Matrice des corrélations détaillée par relations bivariées, entre la puissance des houles (issue de la littérature), la montée du niveau marin, le risque d'occurrence d'une tempête de 30 ans de temps de retour, la période et hauteur maximales des houles, la hauteur significative et la période associée des houles et le marnage.

Il est logique d'observer des relations entre les caractéristiques propres aux houles et entre celles de la marée. Il est également cohérent de ne pas noter de relation claire entre la houle et la marée, fonctionnant indépendamment malgré des cibles d'action communes, telles que le remaniement des sédiments côtiers par les courants qui génèrent du transport.

Chapitre 4 : Autres schémas de la base de données, interactions des caractéristiques entre thématiques

De nombreuses relations ont été mises en évidence dans les trois précédents chapitres, des relations sommes toutes logiques pour la plupart, les caractéristiques étudiées étant issues de mêmes thématiques. Par ailleurs, la dynamique, la morphologie et le contexte deltaïque entraînent des distributions hiérarchiques des deltas différentes selon l'aspect étudié, rendant d'autant plus complexe l'assimilation de chacun à un quelconque groupe. Cette observation est par ailleurs encore plus évidente lorsque les thématiques sont confrontées les unes aux autres, pour tenter de déceler des relations plus ou moins franches entre leurs variables quantitatives. Ce chapitre a pour vocation de compléter l'étude comparative et relationnelle des individus et des variables en croisant les grandes thématiques initialement définies.

1. Schéma relationnel entre variables

Le premier travail de ce chapitre est de compléter l'analyse des relations entre les variables caractérisant les systèmes deltaïques, toutes thématiques confondues.

1.1. Analyse croisée fonctionnelle des bases de données

Il est impossible de construire une matrice de corrélations entre les variables de toutes les thématiques, c'est-à-dire les variables liées au fleuve, au bassin versant, au delta, aux forçages climatiques et marins, sans représenter en même temps les relations déjà analysées dans les chapitres précédents. De ce fait, la représentation graphique de quelques 560 relations n'est pas réalisable sur papier mais elle est préalablement réalisée et utilisée pour en extraire les relations supplémentaires les plus nettes. La matrice synthétique représentée indique les coefficients de corrélation négatifs et positifs associés (Figure III - 45). Seules les corrélations supérieures à ± 0,5 sont considérées, sous réserve d'une relation vraisemblablement possible entre les variables.

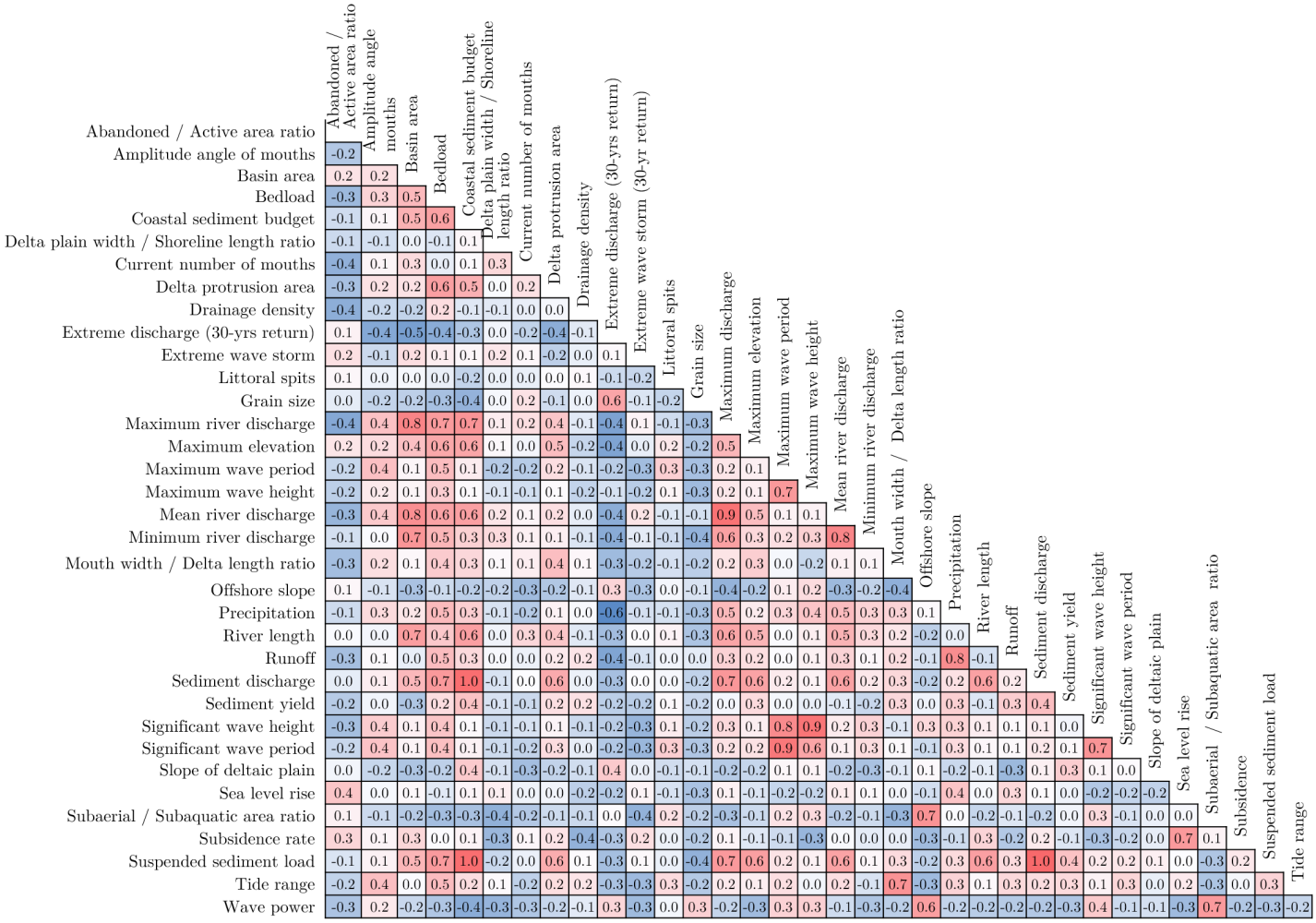
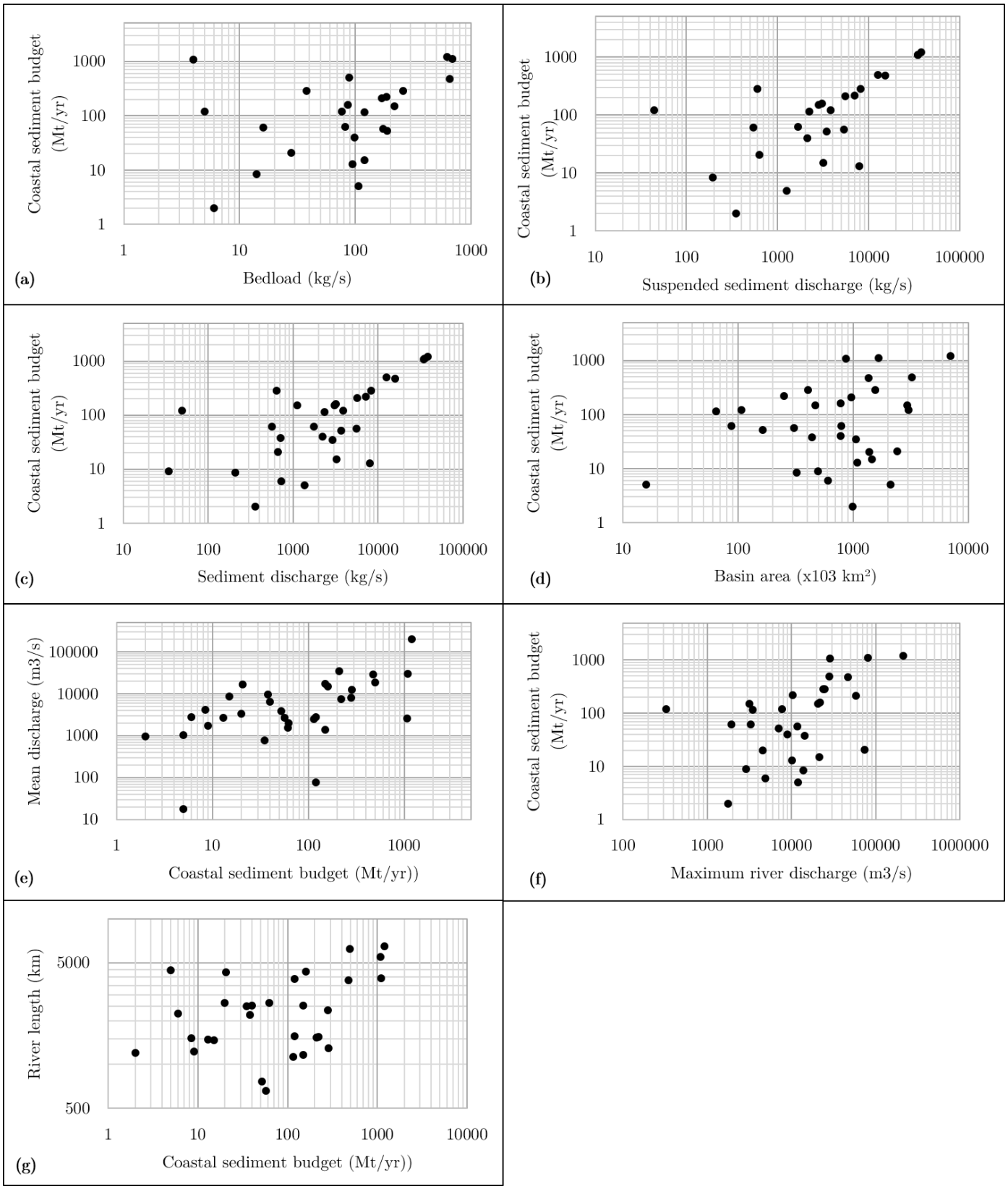


Figure III - 45. Matrice des corrélations quantifiées combinant l'ensemble des principales caractéristiques étudiées sur le bassin versant, le fleuve, le delta et l'environnement marin.

En premier lieu, le budget sédimentaire disponible aux embouchures est proportionnel à la charge de fond, à la charge sédimentaire en suspension et, ainsi, à la charge sédimentaire totale transportées par les fleuves, les deux dernières étant extrêmement proches l'une de l'autre (Partie III, Chapitre 1, Section 2), les coefficients variant de 0,5 à près de 1 (Figure III - 46 a, b, c). Ce même budget sédimentaire est proportionnel à la superficie des bassins versants impliqués dans les systèmes deltaïques étudiés, mais aussi à la longueur, au débit liquide moyen annuel et au débit maximal du fleuve associé (Figure III - 46 d, e, f, g).


Coastal sediment budget (Mt/yr)
1000
100
10
1
1
10
100
1000
(a)
Bedload (kg/s)
Coastal sediment budget (Mt/yr)
1000
100
10
1
10
100
1000
10000
100000
(b)
Suspended sediment discharge (kg/s)
Coastal sediment budget (Mt/yr)
1000
100
10
1
10
100
1000
10000
100000
(c)
Sediment discharge (kg/s)
Coastal sediment budget (Mt/yr)
1000
100
10
1
10
100
1000
10000
(d)
Basin area (x103 km²)
Mean discharge (m3/s)
100000
10000
1000
100
10
1
10
100
1000
(e)
Coastal sediment budget (Mt/yr))
Coastal sediment budget (Mt/yr)
1000
100
10
1
100
1000
10000
100000
1000000
(f)
Maximum river discharge (m3/s)
River length (km)
5000
500
1
10
100
1000
10000
(g)
Coastal sediment budget (Mt/yr))

La superficie de la zone de protubérance deltaïque semble proportionnelle à la charge solide charriée, en suspension et de fait la charge sédimentaire totale transportée par le fleuve, le coefficient de corrélation atteignant 0,6 (Figure III - 47 a, b, c). Issue de la même thématique deltaïque, la taille moyenne du sédiment sur le littoral des deltas est relativement proportionnelle à la probabilité d'occurrence d'une crue exceptionnelle (30 ans de temps de retour), avec un coefficient de corrélation de 0,6 (Figure III - 48 a). Cette dernière est par ailleurs inversement proportionnelle aux précipitations moyennes annuelles (Figure III - 48 b). La pluviométrie n'a pas été étudiée dans les trois précédents chapitres. Parmi toutes les autres variables de la base de données, elle exprime également une forte relation de proportionnalité avec le potentiel d'écoulement dans le bassin versant, avec un coefficient de corrélation de 0,8, ce qui n'est pas surprenant (Figure III - 48 c).

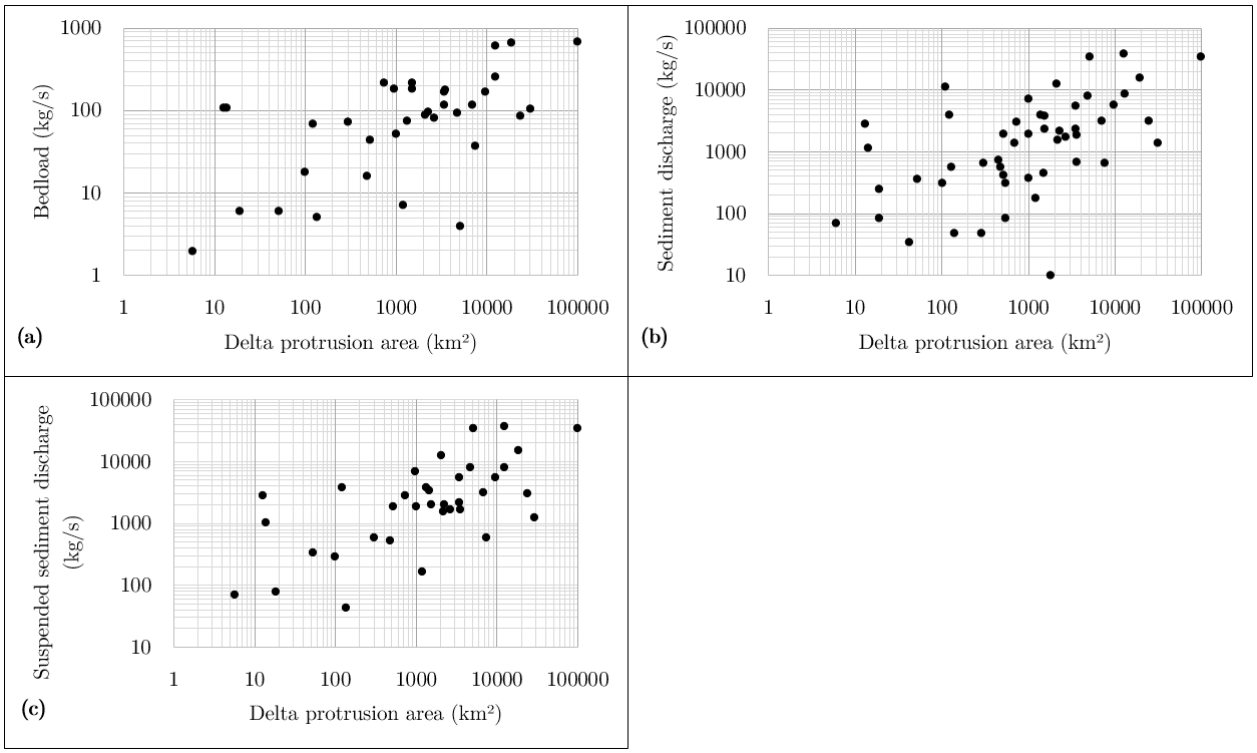


Figure III - 47. Graphiques montrant les relations significatives entre la surface de protubérance deltaïque (abscisses) et (a) la charge sédimentaire fluviale de fond (ordonnées), (b) la charge sédimentaire globale (ordonnées) et (c) la charge sédimentaire fluviale en suspension (ordonnées).

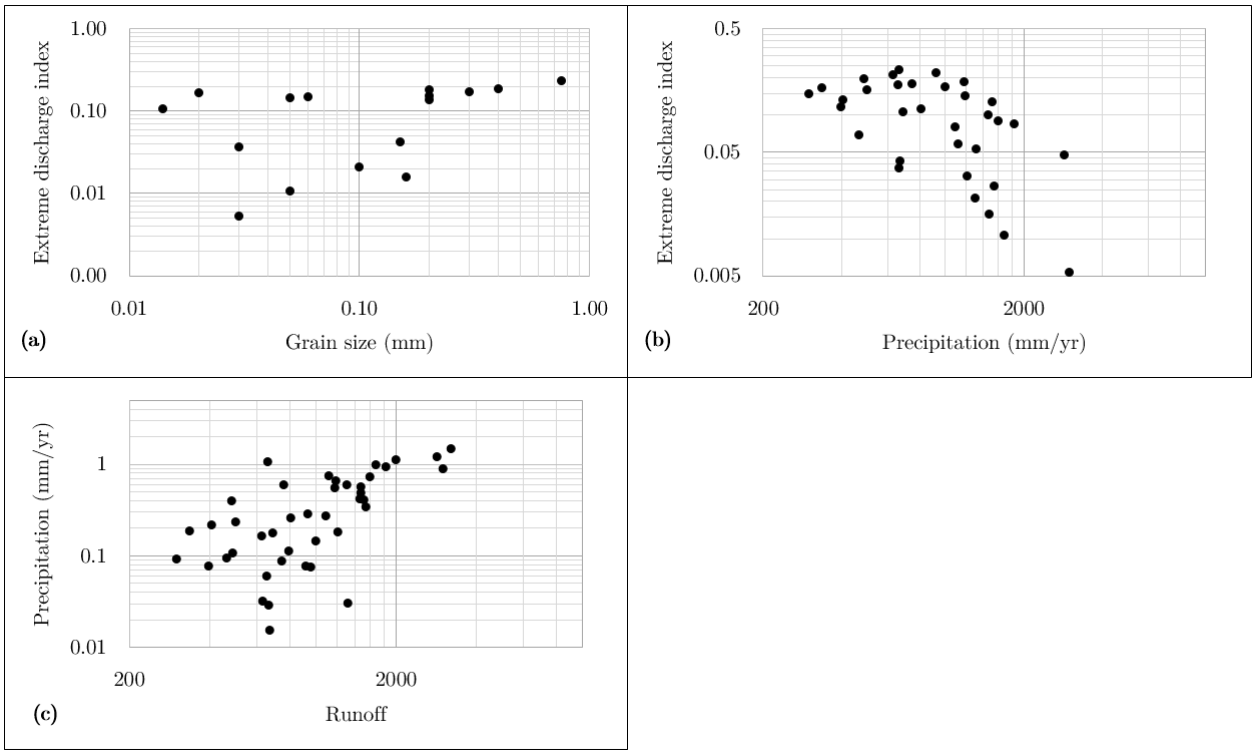


Figure III - 48. Graphiques montrant les relations significatives entre l'indice de risque d'occurrence d'une crue extrême (ordonnées) et (a) la granulométrie (abscisses) et (b) la précipitation moyenne annuelle (abscisses), ainsi qu'entre (c) cette dernière (ordonnées) et le potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface (abscisses).

Les variables caractérisant les forçages marins sont peu corrélées avec le reste des paramètres directement ou indirectement associés aux deltas. Néanmoins, il existe une relation proportionnelle entre la puissance des houles et la pente du delta subaquatique et le rapport de superficie entre les parties émergée et immergée du delta (Figure III - 49 a, b). Egalement, le taux de subsidence, d'enfouissement, augmente parallèlement à l'augmentation de la montée du niveau de la mer proche du littoral deltaïque concerné (Figure III - 49 c). Enfin, le marnage varie proportionnellement à la résultante du rapport entre la largeur des embouchures et la longueur totale du trait de côte deltaïque, avec un coefficient de corrélation de 0,7 (Figure III - 45 et Figure III - 49 d).

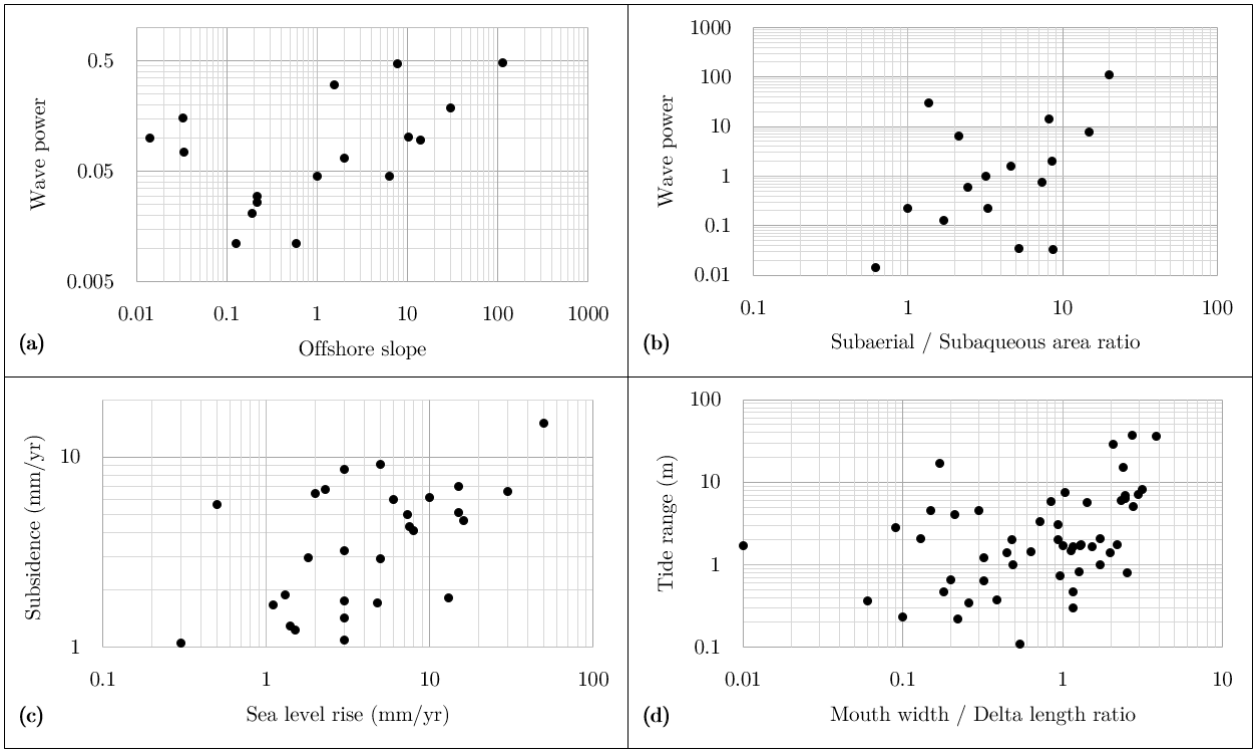


Figure III - 49. Graphiques montrant les relations significatives entre la puissance marine (ordonnées) et (a) la pente sous-marine du delta (abscisses) et (b) le rapport entre la superficie de la plaine deltaïque et la surface sous-marine du delta (abscisses), ainsi qu'entre (c) le taux de subsidence (ordonnées) et l'élévation du niveau marin (abscisses) et (d) entre le marnage (ordonnées) et le rapport entre la largeur des embouchures et la longueur du trait de côte deltaïque.

1.2. Les limites de l'analyse

Le poids des corrélations dépend de l'effectif des données existantes pour chaque variable (Tableau III - 8). La puissance fluviale, la granulométrie, le rapport de la surface active sur la surface abandonnée des deltas, la pente de la région deltaïque sous-marine et le rapport de la surface subaérienne et la surface subaquatique des deltas sont les variables les moins renseignées : moins de la moitié des deltas sont documentés pour chacune d'entre elles. A l'opposé, les données relatives aux forçages marins existent pour la plupart des deltas, à l'exception notamment de la vitesse d'élévation du niveau marin. La taille des bassins versants, le nombre de flèches littorales, le débit moyen annuel, le potentiel d'écoulement fluvial, la densité de drainage sont également documentés en totalité. Certaines des observations comparatives sont donc à nuancer quant à la robustesse de l'analyse.

Variables	Number of documented deltas
Wave power	19
Grain size	22
Active / Abandoned area ratio	25
Offshore slope	27
Delta plain width / Shoreline length	28
Subaerial / Subaqueous area ratio	30
Coastal sediment budget, Subsidence	32
Minimum river discharge, Bedload	37
Suspended sediment, Slope of deltaic plain	38
Extreme wave storm (30-yrs return), Extreme discharge (30-yrs return)	41
Precipitation	43
Maximum river discharge, Offset angle at mouths	49
Sea level rive, Maximum elevation, Sediment yield	51
Mouth width / Delta length ratio	52
Sediment discharge	55
River length, Delta protrusion area	56
Current number of mouths	58
Significant wave height, Significant wave period, Maximum wave height, Maximum wave period, Tide range, Basin area, Mean river discharge, Runoff, Drainage density, Number of littoral spits, Dominant physical influence	60

Tableau III - 8. Nombre de deltas renseignés pour chaque variable étudiée.

Par ailleurs, les dimensions des individus deltaïques étant extrêmement variables, l'étendue entre les valeurs maximales et minimales de ces caractéristiques étant, de fait, très grande pour certaines, l'analyse statistique peut être fortement influencée par quelques deltas aux valeurs extrêmes, notamment celui de l'Amazone, aux dimensions colossales.

2. Schéma hiérarchique des deltas

A partir des observations délivrées sur chaque variable au cours des trois premiers chapitres de cette partie, il est évident que le système bassin versant – fleuve – delta de l'Amazone est le

plus démesuré. La superficie du bassin de drainage, la longueur de son fleuve, le débit liquide moyen annuel, le débit maximal, l'altitude maximale du bassin versant, la charge sédimentaire en suspension, la charge sédimentaire globale, le budget sédimentaire à l'embouchure sont autant de variables où l'Amazone est hiérarchiquement classé premier, parfois loin devant : par exemple, son débit liquide moyen annuel est cinq fois plus important que le deuxième de la liste, le Congo. Néanmoins, il est suivi de près en termes de charges sédimentaires par le Gange-Brahmapoutre, le Fleuve Jaune et le Chang Jiang. Le bassin versant de l'Amazone atteint également une altitude maximale proche de ceux du Gange-Brahmapoutre, de l'Indus et du Mékong. Le budget sédimentaire atteignant son littoral est également presque le même que ceux du Gange-Brahmapoutre et du Fleuve Jaune. Les précipitations moyennes annuelles enregistrées sur le bassin versant de l'Amazone sont équivalentes, quoique sensiblement inférieures, à celles du Baram. Outre la seconde place souvent occupée pour les caractéristiques évoquées pour lesquelles l'Amazone domine, le poids du Gange-Brahmapoutre dans l'analyse est majeur sur plusieurs aspects. La surface de sa protubérance deltaïque est trois fois plus importante que celle du Niger, deuxième plus vaste superficie de saillie. La période des houles le long du littoral est la plus élevée, avec celle de l'Ayeyarwady, du Mangoky, du Murray et du Congo.

En termes de montée du niveau marin et de subsidence, le delta du Chao Phraya supplante largement les autres, avec respectivement des taux d'environ 15 mm/an et 50 mm/an. Concernant la marée, les deltas impactés par les plus fortes amplitudes sont ceux de l'Ord, du Colorado (Mx), de l'Ayeyarwady et de l'Amazone. Le delta du Sénégal, aux dimensions beaucoup plus modestes que ceux décrits jusqu'alors, est pourtant celui qui rencontre, le long de son avant-côte, la puissance des houles la plus importante, presque 30 fois plus forte que la moyenne de celle des autres littoraux étudiés. Les dimensions morphologiques des deltas ne sont pas proportionnellement corrélées à celles des forçages marins. En effet, les deltas aux superficies de protubérance les plus faibles ne sont pas soumis aux plus modestes houles, marées ou encore élévations du niveau marin, à l'instar des deltas du Baram, du Burdekin, du Cunene, du Limpopo, du Moa, de la Moulouya, du Murray, de l'Orange, du Paraíba del Sol, du Sao Francisco, du Sénégal et du Tana, présentant des saillies deltaïques parmi les moins vastes mais soumises à des conditions de houle parmi les plus énergétiques. Cette anti-corrélation est un indice de la relation de cause à effet entre la houle, moteur d'érosion, de remaniement et d'aplatissement côtier deltaïque, et la zone de protubérance des deltas de petites dimensions.

Bilan de la Partie III

Constituer une base de données directement et indirectement liées aux soixante deltas étudiés met en évidence les domaines fondamentaux, ceux qui sont les mieux renseignés et les points d'ombre où l'information manque. Les premières caractéristiques traitées dans le chapitre 1 sont relatives aux bassins versants et aux fleuves associés. Elles classent hiérarchiquement les deltas résultants en fonction des dimensions et des importances des processus. Les bassins versants les plus importants en termes de taille et d'altitude sont notamment ceux de l'Amazone, du Gange-Brahmapoutre et du Chang Jiang. Ceux-ci font également partie des plus longs fleuves, pourvus des débits et des charges sédimentaires fluviales parmi les plus importants à l'échelle mondiale. Les analyses croisées qui suivent la présentation des valeurs de chaque caractéristique confirment d'ailleurs les relations de proportionnalité entre tous ces paramètres. Ces corrélations étroites, déjà considérées comme acquises dans la communauté scientifique, permettent d'envisager l'hérédité relative au le delta lui-même.

Le second chapitre traitait précisément des caractéristiques inhérentes aux deltas. Une nouvelle approche du dimensionnement de la partie subaérienne est proposée afin de quantifier uniquement la sédimentation impliquant la progradation deltaïque sur la mer, en excluant la zone fondue dans l'espace côtier de base. Les deltas les plus vastes sont ceux de la Léna, du Gange-Brahmapoutre et de l'Amazone. Un travail d'analyse géométrique des deltas enrichit mais aussi complexifie les tentatives pour définir les deltas. D'autre part, des informations sur la taille et le volume sédimentaire des matériaux parvenant à la côte sont apportées et le taux de subsidence connu pour certains deltas complète cette base de données. La mise en relation de l'ensemble des éléments ne présente pas d'interaction claire entre les paramètres qui caractérisent directement les deltas mais ceux-ci restent utiles pour la suite des travaux basés sur l'hypothèse d'une interaction plus vaste avec le contexte météo-marin et le système bassin versant – fleuve.

Le troisième chapitre abordait les différentes données relatives au domaine marin, proche et en contact avec les deltas étudiés. Les houles les plus importantes en termes de hauteur significative et de période s'observent près des deltas du Murray, de l'Orange ou encore du Cunene, tous trois d'autant plus exposés que leur littoral est ouvert sur les mers, sans obstacle au large ni enclavement aux extrémités latérales de ces deltas. Ce sont également ceux qui accusent les houles de tempêtes les plus importantes. Par ailleurs, sur les régimes de marée des 57 deltas étudiés, 46

sont considérés principalement semi-diurnes et 15 sont marqués par un marnage supérieur à 2 m. L'ensemble des éléments marins étudiés servent ici à dépeindre les processus qui agissent sur l'évolution des deltas. Ils seront par ailleurs exploités pour quantifier les flux d'énergie relatifs aux houles et la marée dans le cadre de la mise en place d'une classification des deltas par niveau d'influences physiques (Partie IV, Chapitre 2).

Le dernier chapitre permettait de compléter les mises en relation des caractéristiques contextuelles en croisant cette fois les trois grandes thématiques étudiées dans les chapitres précédents. Cette analyse laisse entrevoir les interactions possibles entre le fleuve, la houle, la marée et la construction deltaïque. Le budget sédimentaire fluvial varie de manière proportionnelle avec la charge détritique sur le littoral du delta ainsi que la superficie de la zone de protubérance deltaïque mesurée. Il existe donc bien une relation étroite quantifiée entre le fleuve et son delta. Par ailleurs, les paramètres des houles sont relativement corrélés avec des caractéristiques géométriques des deltas telles que la pente sous-marine, la part du delta subaquatique par rapport à la zone émergée. L'amplitude de marée quant à elle présente des relations de proportionnalité avec les dimensions des embouchures qui sont d'autant plus larges que le marnage est fort. Enfin, le taux de subsidence semble varier proportionnellement avec l'élévation du niveau marin. L'ensemble de ces relations montre ainsi une influence significative des processus marins, d'autant plus lorsqu'ils sont importants.

PARTIE IV. ANALYSE MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS

Sommaire de Partie IV

PARTIE IV ANALYSE MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS 287

CHAPITRE 1 : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE COTIERE RECENTE, VERS UNE VULNERABILITE ACCRUE ? 289

1. Evolution globale 289

1.1. Evolution littorale sur la période d'étude 289

1.1.1. Deltas en avancée significative 292

1.1.2. Deltas sans évolution significative 294

1.1.3. Deltas en érosion 296

1.2. Tendances pluriannuelles, vers une aggravation spatiotemporelle de l'érosion ? 299

1.2.1. Deltas en avancée : un développement maintenu ? 299

1.2.2. Deltas sans évolution globale significative. Quelle tendance dans le détail ? 305

1.2.3. Deltas en érosion, de plus en plus vulnérables ? 307

2. Evolution spatiale 312

2.1. Une mobilité complexe du rivage 312

2.1.1. Une érosion spatialement généralisée 320

2.1.2. Des parties de deltas abandonnées 321

2.1.3. Cellules sédimentaires littorales 322

2.2. Zone des embouchures et fragilités deltaïques 335

2.2.1. Evolution côtière aux embouchures 335

2.2.2. Evolution géométrique côtière 338

2.2.2.1. Le cas des deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire 340

2.2.2.1.1. Vers un aplatissement côtier ? 340

2.2.2.2. Vers une asymétrie accentuée ? 342

2.3. Evolution de la disponibilité en sédiments 346

2.3.1. Sédiments en suspension proche-côtiers : deltas régis par la mousson 346

2.3.1.1. Delta de l'Ayeyarwady 347

2.3.1.2. Delta du Mékong 349

2.3.2. Evolution de la charge sédimentaire en suspension proche-côtière sur 10 ans 352

2.4. Flèches littorales et forçages de la houle (Annexe P) 360

3. Réponse des deltas aux contraintes externes 365

3.1. La pression grandissante de l'Homme : le cas des barrages 365

3.2. Résilience à court terme : delta de l'Ayeyarwady VS cyclone Nargis (2008) 378

3.2.1. Cyclogenèse et dégâts 379

3.2.1.1. Formation du cyclone 379

3.2.1.2. Dommages humains et matériels 383

3.2.1.3. Transformations apparentes et réelles du littoral : les traces de la tempête de Nargis 383

3.2.1.4. Réponse sédimentaire au passage du cyclone 385

3.2.2. Résilience à court terme ? 388

3.3. Résilience à plus long terme : delta du Mékong VS dommages collatéraux d'une guerre 392

3.3.1. Guerre du Vietnam, le delta du Mékong pour cible 393

3.3.2. Evolution côtière du delta du Mékong lors de la Guerre du Vietnam 395

3.3.2.1. L'impact direct de la destruction végétale sur la mobilité côtière 396

3.3.2.2. Les dégâts sur la plaine deltaïque : cause indirecte d'une érosion par déficit sédimentaire ? 405

3.3.3. Résilience deltaïque ? 410

CHAPITRE 2 : CLASSIFICATIONS, VERS UNE COMPREHENSION ENRICHIE DU FONCTIONNEMENT DELTAÏQUE ACTUEL 413
1. Classification morphologique récente 413
1.1. La place des soixante deltas dans le diagramme ternaire de Galloway (1975), repris par Coleman et Wright (1975) 413
1.2. Classification des deltas à partir d'éléments géométriques 415
2. Classification dynamique 417
2.1. Classification Houle-Marée sur la base des travaux de Masselink et Short (1993) et Hori et Saito (2008) 417
1.1. Classification actuelle Houle-Fleuve-Marée avec forçages hydrodynamiques 422
1.1.1. Deltas dominés par la houle 423
1.1.2. Deltas dominés par le fleuve 424
1.1.3. Deltas dominés par la marée 424
1.1.4. Deltas d'influence mixte 425
1.1.4.1. Influence Houle-Marée 425
1.1.4.2. Influence Houle-Fleuve 425
1.1.4.3. Influence Fleuve-Marée 426
BILAN DE LA PARTIE IV 426

Partie IV Analyse morphodynamique des deltas

Comprendre le fonctionnement actuel des deltas nécessite de mesurer et quantifier l'évolution de leurs littoraux sur différentes échelles spatiotemporelles, d'analyser l'influence des processus en jeu sur le comportement de ces systèmes sédimentaires, ainsi que d'établir un diagnostic de l'impact des interventions anthropiques sur leur dynamique et leur évolution. L'ensemble de ces démarches scientifiques offrent conjointement la possibilité d'estimer la vulnérabilité propre à chaque delta, et potentiellement de percevoir des tendances communes entre certains.

Chapitre 1 : Evolution morphodynamique côtière récente, vers une vulnérabilité accrue ?

L'étude diachronique des variations du trait de côte permet d'identifier les systèmes fragilisés localement ou globalement, récemment ou sur une plus longue échelle de temps. Le recul du trait de côte est reconnu pour être la résultante d'une perte significative de matériaux, le plus souvent sous l'effet de l'érosion marine combinée parfois à des actions continentales et généralement aggravée par des perturbations dynamiques et sédimentaires le long du fleuve associé. Cette érosion peut être naturelle, mais aussi générée et/ou accélérée par les actions anthropiques. Son appréhension est fondamentale pour estimer les conséquences sur les sociétés et les répercussions sur l'écosystème entier, ainsi que pour anticiper l'évolution des risques encourus face aux aléas naturels d'intensités changeantes.

1. Evolution globale

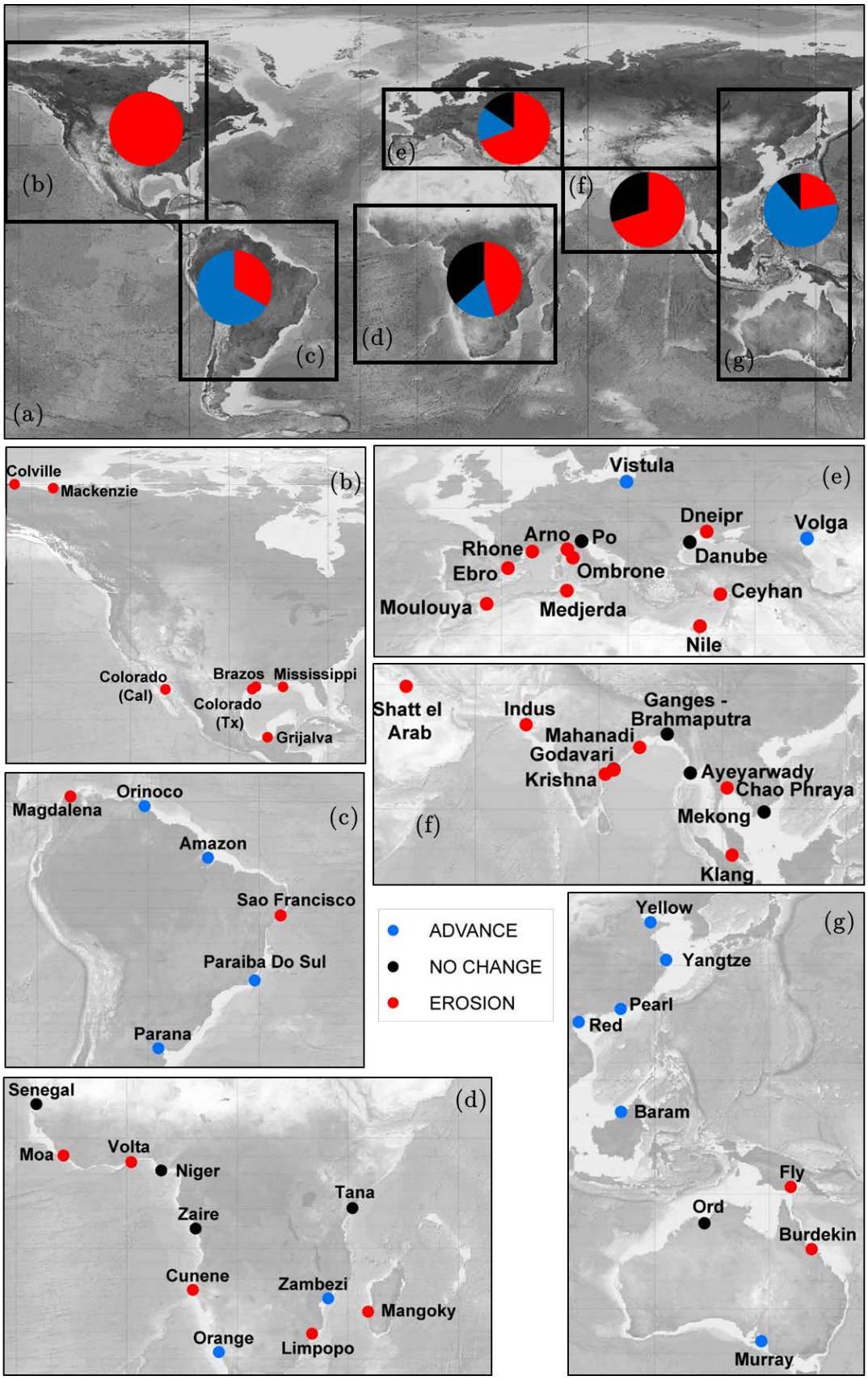
Pour rendre possible la comparaison entre les deltas de dimensions variables et de périodes d'étude différentes, les taux d'évolution surfacique côtière, comme expliqué dans le protocole méthodologique (Partie II, Chapitre 2, Section 2.4), sont rapportés à la superficie de protubérance deltaïque de l'année la plus récente étudiée, en pourcentage de surface perdue ou gagnée sur une période commune de 30 ans. L'évolution globale des littoraux deltaïques sur une période donnée de quelques décennies permet d'aborder une réflexion sur l'éventuel état de vulnérabilité de ces espaces fortement mobiles, anthropisés pour la plupart.

1.1. Evolution littorale sur la période d'étude

L'état d'évolution, de « santé », des soixante deltas n'est pas homogène sur les continents. Certains, sont en phase récessive plus ou moins avancée, avec un pourcentage de recul de la surface littorale, sur 30 ans, sur la totalité de leur surface de protubérance en 2015, supérieur à la marge d'erreur calculée. D'autres « stagnent » avec des changements globaux compris dans la marge d'erreur spécifique (Partie II, Chapitre 2, Section 3.3.2). D'autres encore ne représentent pas d'état considéré comme alarmant, avec un développement côtier significatif.

Les régions deltaïques les plus touchées par le recul côtier se situent sur le continent nord-américain (Figure IV - 1 a), dans lequel les sept deltas étudiés sont en érosion significative. Concernant la région européenne et méditerranéenne (Figure IV - 1 d), seulement deux des treize deltas de l'étude progradent significativement en trente ans. En outre, dans la région eurasienne de l'Océan Indien, du Golfe Persique au Golfe de Thaïlande (Figure IV - 1 e), 60% des littoraux deltaïques sont en recul. Les 40% restants de cette zone n'évoluent pas significativement (Figure IV - 1). Par ailleurs, deux deltas sur les onze de l'Afrique subsaharienne poursuivent leur développement, tandis que cinq autres sont en érosion et que les quatre restants n'évoluent pas sur la période globale (Figure IV - 1 c). Enfin, sur les quatre deltas étudiés du continent australien (Figure IV - 1 g), deux sont en érosion et un autre n'évolue pas. En Amérique du Sud, la situation est moins critique avec quatre deltas sur six en avancée significative. Enfin, en Asie orientale, l'ensemble des deltas étudiés en Chine, au Vietnam du Nord et en Malaisie orientale (Océanie) avancent de manière robuste sur la période d'étude.

Figure IV - 1. (Page suivante) Cartes représentant la répartition mondiale et l'état d'évolution des deltas étudiés. Les points rouges localisent les deltas considérés significativement en érosion par rapport aux dimensions de leur surface de protubérance sur 30 ans, les points noirs indiquent les deltas sans évolution significative et les points bleus signalent les deltas en progradation significative. Sur la première carte (a), la proportion de deltas en érosion, stables ou en avancée est représentée pour chaque aire géographique sectorisée sous la forme de diagrammes circulaires, détaillées sur les cartes de la partie inférieure de la figure, (b) en Amérique du Nord et du Centre, (c) en Amérique du Sud, (d) en Afrique Subsaharienne, (e) en Europe, (f) sur le pourtour de l'Océan Indien et (g) en Océanie orientale et en Asie orientale.


(a)
(b)
(c)
(d)
(e)
(f)
(g)
Colville
Mackenzie
Colorado (Cal)
Brazos
Mississippi
Colorado (Tx)
Grijalva
Orinoco
Magdalena
Amazon
Sao Francisco
Paraiba Do Sul
Parana
Senegal
Moa
Volta
Niger
Zaire
Cunene
Orange
Tana
Zambezi
Mangoky
Limpopo
Vistula
Dneipr
Volga
Arno
Po
Rhone
Ebro
Ombrone
Danube
Ceyhan
Moulouya
Medjerda
Nile
Shatt el Arab
Indus
Ganges - Brahmaputra
Mahanadi
Godavari
Krishna
Ayeyarwady
Chao Phraya
Mekong
Klang
ADVANCE
NO CHANGE
EROSION
Yellow
Yangtze
Pearl
Red
Baram
Fly
Ord
Burdekin
Murray

1.1.1. Deltas en avancée significative

La première catégorie répertorie les deltas jugés en progradation significative sur la période d'étude. Il s'agit d'un état conforme à celui d'une évolution naturelle non altérée d'un système deltaïque en début et milieu de vie.

Parmi les deltas aux évolutions surfaciques côtières analysées, quatorze sont en progradation significative : les deltas de l'Orange, de la Vistule, de la Volga, de la Paraná, du Fleuve Rouge, du Pearl, du Zambèze, du Murray, du Chang Jiang, du Paraíba del Sol, du Fleuve Jaune, du Baram, de l'Amazone et de l'Orénoque (Figure IV - 2). La plus grande avancée s'observe sur le delta de l'Orange, gagnant 30% de sa surface deltaïque actuelle en 30 ans. Les deltas du Pearl, du Fleuve Rouge, de la Paraná, de la Volga et de la Vistule gagnent quant à eux 8,5 à 13,2% de leur zone de saillie. L'évolution du littoral du delta de la Volga serait cependant nettement plus forte si l'exceptionnelle progradation deltaïque sur 1 800 km² entre 1927 et 1937 était prise en compte dans l'analyse, ce qui représente une avancée globale du trait de côte de 9,4 km, en dix ans, au cours de cette période (Li et al., 2004). Enfin, la plus faible progradation s'observe le long des deltas de l'Amazone et de l'Orénoque, avec respectivement un gain surfacique de 0,7% et 0,5% de leur zone de protubérance. Cela ne signifie pas pour autant que leur avancée est nettement inférieure à celle, par exemple, du littoral du delta de l'Orange : leurs surfaces de protubérance

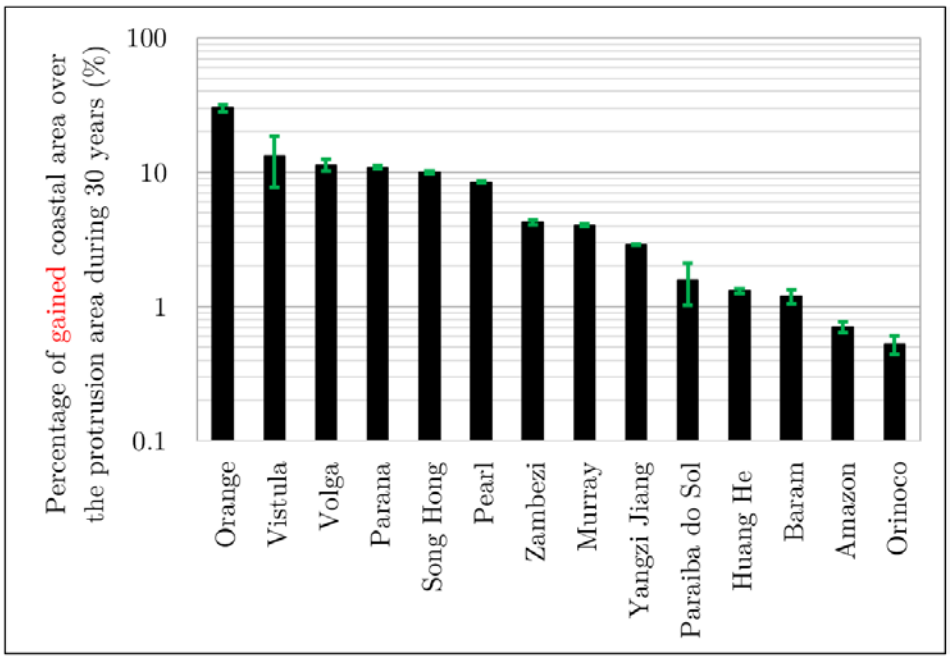


Figure IV - 2. Pourcentage de surface deltaïque créée sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés significativement en progradation, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site (barres vertes).

sont 300 à 1 000 fois supérieures à celle de l'Orange, et, sur les mêmes périodes d'étude, elles gagnent de 1,70 km²/an pour le littoral deltaïque de l'Orénoque, à 2,98 km²/an pour celui de l'Amazone (Figure IV - 3 a, b et c). La progradation du littoral du delta de l'Orange est seulement de 0,13 km²/an. Ce classement est donc un bon moyen de comparer le niveau de développement des deltas entre eux et de s'émanciper de leurs dimensions extrêmement variées. Néanmoins, ces résultats ne rendent pas compte de l'ampleur des évolutions pour les deltas initialement fortement développés, avec une vaste surface de protubérance à l'origine. En comparant les graphiques représentant, d'une part, la surface de protubérance deltaïque, d'autre part, le taux de gain surfacique de chaque delta, il semble que les deux variables soient proportionnelles (Figure IV - 3 a, b) : les deltas aux saillies les plus vastes sont également ceux qui évoluent globalement le plus rapidement.

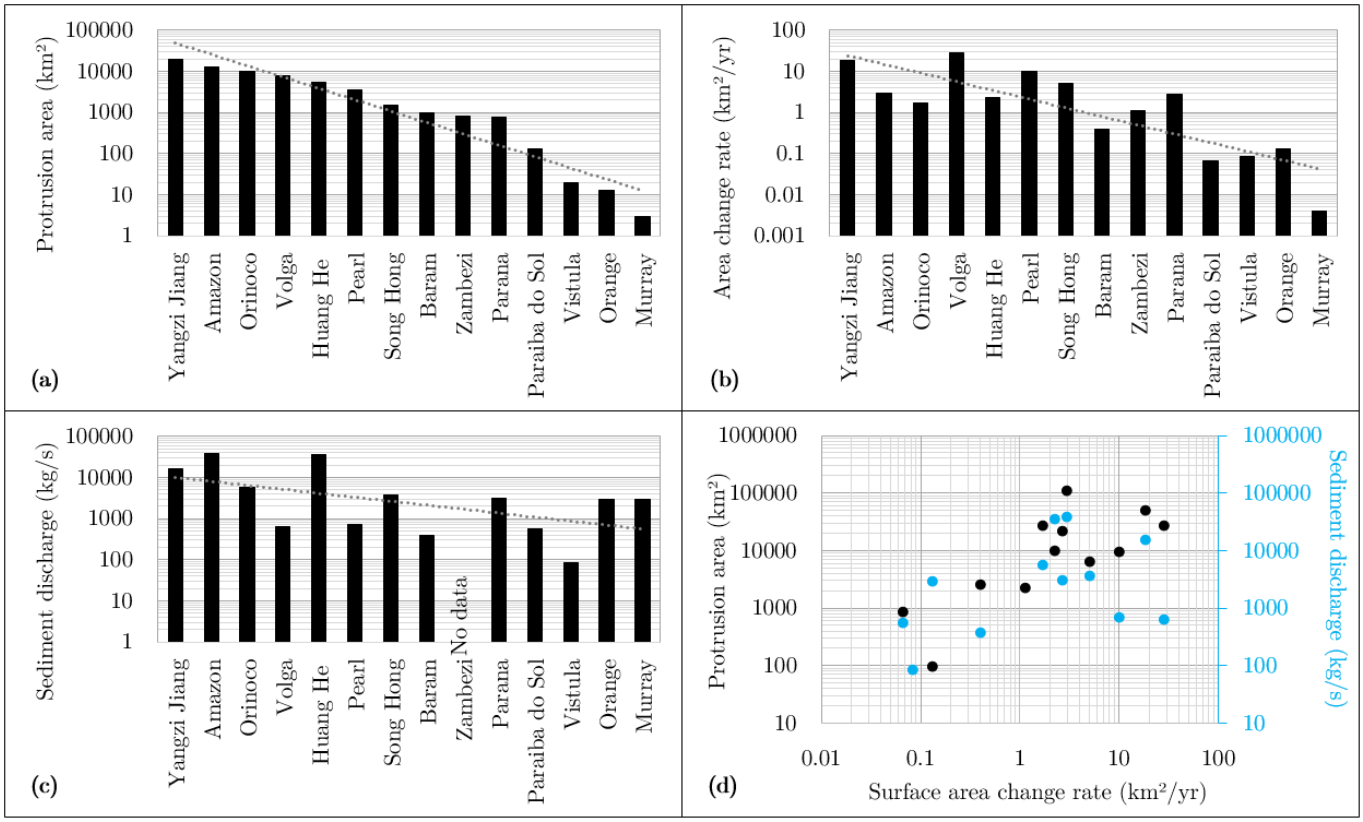


Figure IV - 3. Graphiques montrant (a) la surface de protubérance deltaïque des deltas en progradation significative, (b) leur taux d'évolution surfacique annuelle, (c) leur charge sédimentaire fluviale et (d) le rapport entre le taux d'évolution côtière (abscisses) et la surface de protubérance deltaïque (points noirs, ordonnées) et la charge sédimentaire fluviale (points bleus, ordonnées).

L'analyse des caractéristiques contextuelles et inhérentes aux systèmes deltaïques a mis en évidence une relation entre la charge sédimentaire fluviale et la surface de protubérance deltaïque (Partie III, Chapitre 4, Section 1.1). Concernant les deltas en avancée significative, la charge sédimentaire est ainsi proportionnelle au taux annuel d'avancée côtière (Figure IV - 3 d).

1.1.2. Deltas sans évolution significative

L'absence de variation côtière d'un système deltaïque est aussi importante à considérer qu'une forte mobilité globale. Elle suggère en effet un dysfonctionnement potentiel dans la dynamique morpho-sédimentaire du delta concerné, qui devrait théoriquement progader ou du moins accuser des mouvements importants au regard de l'apport sédimentaire.

Dix deltas sont considérés sans évolution surfacique côtière significative, c'est-à-dire avec un gain ou une perte de surface globale de la protubérance deltaïque sur une période de 30 ans considérée négligeable au regard de la marge d'erreur calculée pour chacun : les deltas de la Tana, de l'Ayeyarwady, du Sénégal, du Gange-Brahmapoutre, du Danube, du Mékong, du Congo, du Pô, de l'Ord et du Niger (Figure IV - 4). Le pourcentage de variation surfacique sur 30 ans, par rapport à la superficie totale de la protubérance deltaïque la plus récente, n'est nul que pour le delta de l'Ord et n'est négatif que pour celui du Niger. Cependant, ce bilan global et pluri-décennal « stable » ne signifie pas l'inexistence de variations sur la période. En effet, en séparant la somme des zones en avancée de celle des superficies localement perdues, les résultats indiquent que certains

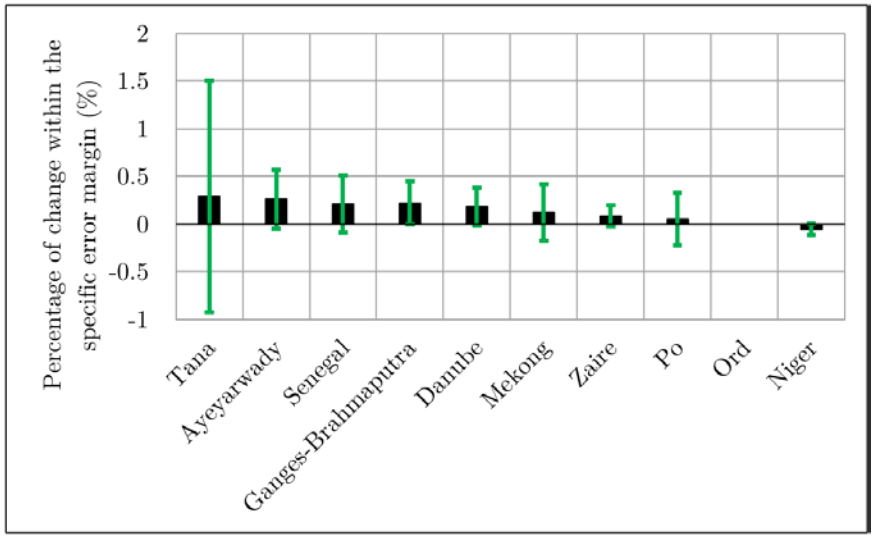


Figure IV - 4. Pourcentage de surface deltaïque créée ou perdue sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés sans changement côtier significatif, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site (barres vertes).

deltas sont sujets à une forte mobilité de leur littoral, dont les valeurs sont supérieures à la marge d'erreur fixée de 0,01 km²/an (Partie II, Chapitre 2, Section 3.3), et dont le taux de gain de surface deltaïque est proche du taux de perte surfacique (Figure IV - 5). Pour exemple, le total des secteurs littoraux en progradation du delta du Gange-Brahmapoutre, atteignant 33,87 km²/an, est contrebalancé par une perte surfacique globale de 26,47 km²/an. Le taux global de son évolution reste bien supérieur à celui des autres deltas mais, rapporté à sa surface de protubérance, il devient négligeable. Il en est de même pour les deltas du Mékong, de l'Ayeyarwady, du Niger et du Danube qui perdent et gagnent annuellement plusieurs kilomètres carrés selon les secteurs.

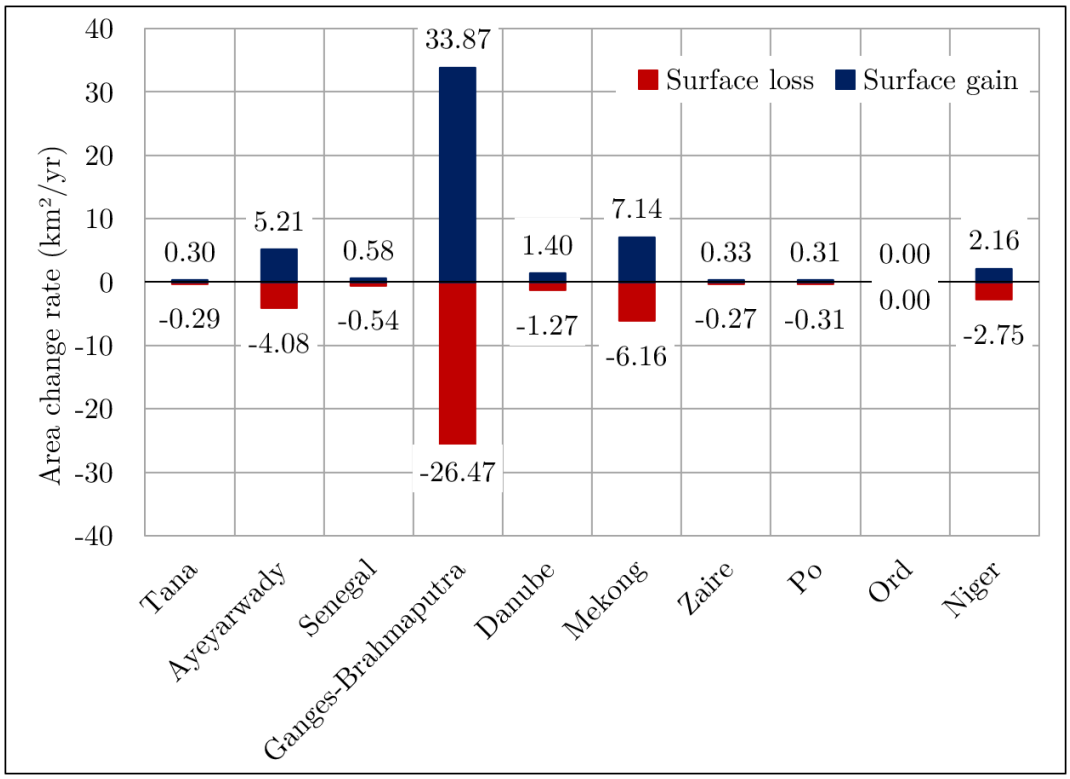


Figure IV - 5. Taux annuels de gain (histogramme bleu) et de perte (histogramme rouge) surfacique pour chaque delta sans évolution globale significative.

A ce niveau de réflexion, l'absence de variation globale surfacique significative pour ces littoraux deltaïques est considérée préoccupante en termes d'état de « santé » actuel et futur. En effet, en théorie, la définition même d'un delta le caractérise comme un espace côtier qui se développe par réception de sédiments principalement fluviaux. Lorsqu'un tel espace cesse de prograder, du fait de contraintes naturelles et anthropiques, il est rendu vulnérable, sa viabilité est alors remise en question (Partie I, Chapitre 1, Section 1.2.3 ; Chapitre 2, Section 3.2).

1.1.3. Deltas en érosion

L'analyse globale de l'évolution de surface du littoral deltaïque met en évidence une érosion significative pour 32 deltas (Figure IV - 6). En trente ans, les deltas de la Moulouya et du Colorado (Tx) ont perdu respectivement près de 34,4% et 32,6% de leur surface côtière de protubérance. Si ce rythme est conservé, ces lobes deltaïques pourraient disparaître dans une soixantaine d'années voire même avant cette échéance. Les deltas du Ceyhan-Seyhan, du Cunene, du Rhône et du Sao Francisco évoluent avec les plus faibles taux d'érosion globale parmi les deltas de cette catégorie. Les 32 deltas dans cet état sont les plus « menacés », les plus vulnérables par leur érosion côtière généralisée, parmi les 56 analysés. De tels reculs correspondent en général à la phase de disparition des deltas.

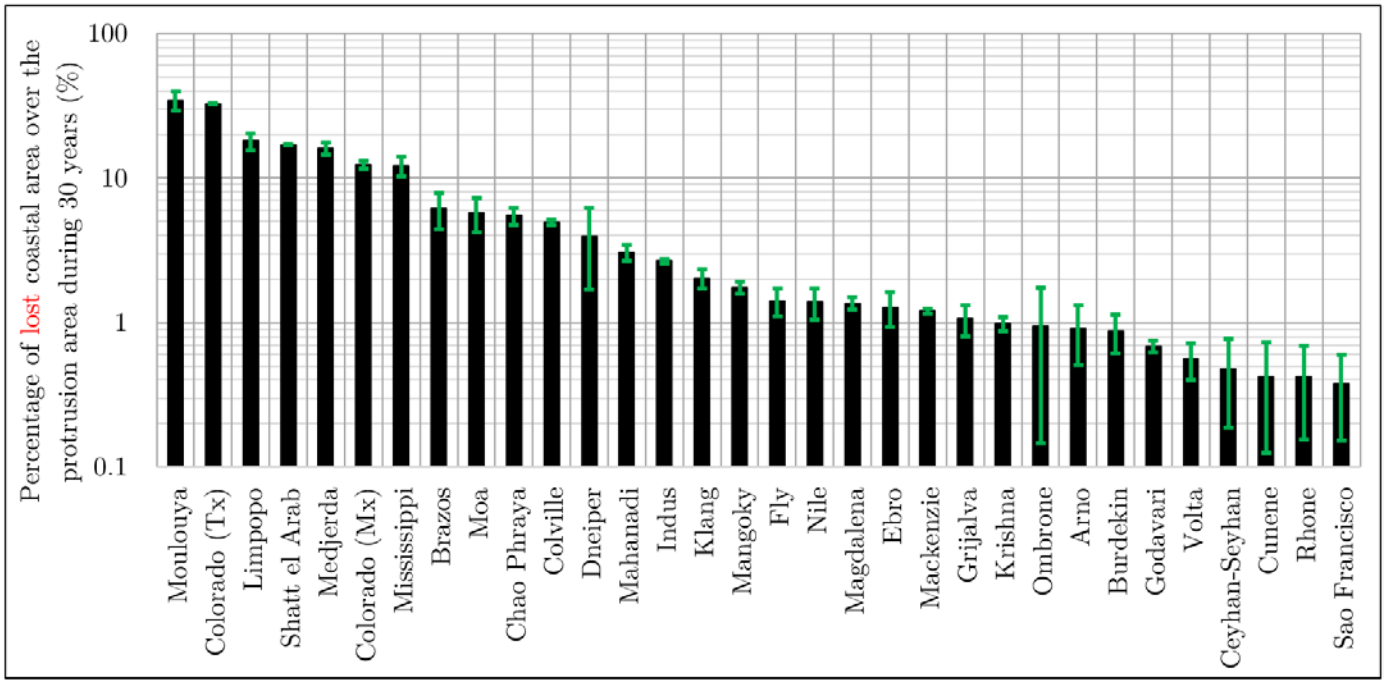


Figure IV - 6. Pourcentage de surface deltaïque créée sur les trente dernières années par rapport à la superficie de protubérance deltaïque de 2015 pour les deltas considérés significativement en progradation, accompagné des marges d'erreur spécifiques à chaque site (barres vertes).

Le classement des deltas en érosion en fonction de leurs dimensions et leur taux d'érosion trouve sa pertinence dans l'identification d'un clivage entre « petits » et « grands » deltas (Figure IV - 7). En effet, une distinction est faite par interprétation visuelle du graphique représentant les 32 deltas en érosion, en fonction de la superficie de leur protubérance et du pourcentage de surface

perdue en 30 ans sur cette même zone de saillie. La limite entre « petits » et « grands » deltas ne doit son arbitrage qu'au nombre de deltas représentés. Sur le graphique, un seuil relativement net se dessine entre les deltas de surface de protubérance inférieure à 300 km² et les autres plus vastes. Parmi ces derniers, 89% ont perdu une superficie littorale inférieure à 5% de leur surface de protubérance. Cette perte est en moyenne de 2,7%. A l'opposé, 10 des 14 plus petits deltas, sous la limite de 300 km² de saillie deltaïque, ont perdu une surface côtière supérieure à 5%, ce qui élève la moyenne de perte d'espace, pour ces 14 deltas, à près 13%. Ainsi, 83% des deltas, auxquels ont été soustraits plus de 5% de leur surface de protubérance sur trois décennies, possèdent une zone de saillie inférieure à 300 km². D'après ces résultats, il existerait effectivement une distinction entre les « petits » et « grands » deltas, dont la limite est la surface du lobe deltaïque seuillée à 300 km². Les plus petits deltas ont globalement les plus forts taux de perte de surface relativement à leurs dimensions, ce qui suggère donc une inégale vulnérabilité côtière entre les deltas. Ceux de plus petites dimensions possèdent également, en général, les apports sédimentaires fluviaux les plus modestes, ce qui peut expliquer un défaut récent plus important de compensation côtière par alimentation sédimentaire face aux contraintes marines de remaniement et d'érosion littorale. Par ailleurs, l'effet d'une baisse de l'apport sédimentaire serait inversement proportionnel à la taille de la saillie deltaïque, voire logarithmique, puisque la rupture du pourcentage d'érosion est nettement déterminée à la limite de 300 km² de protubérance deltaïque : il n'y a pas de tendance linéaire.

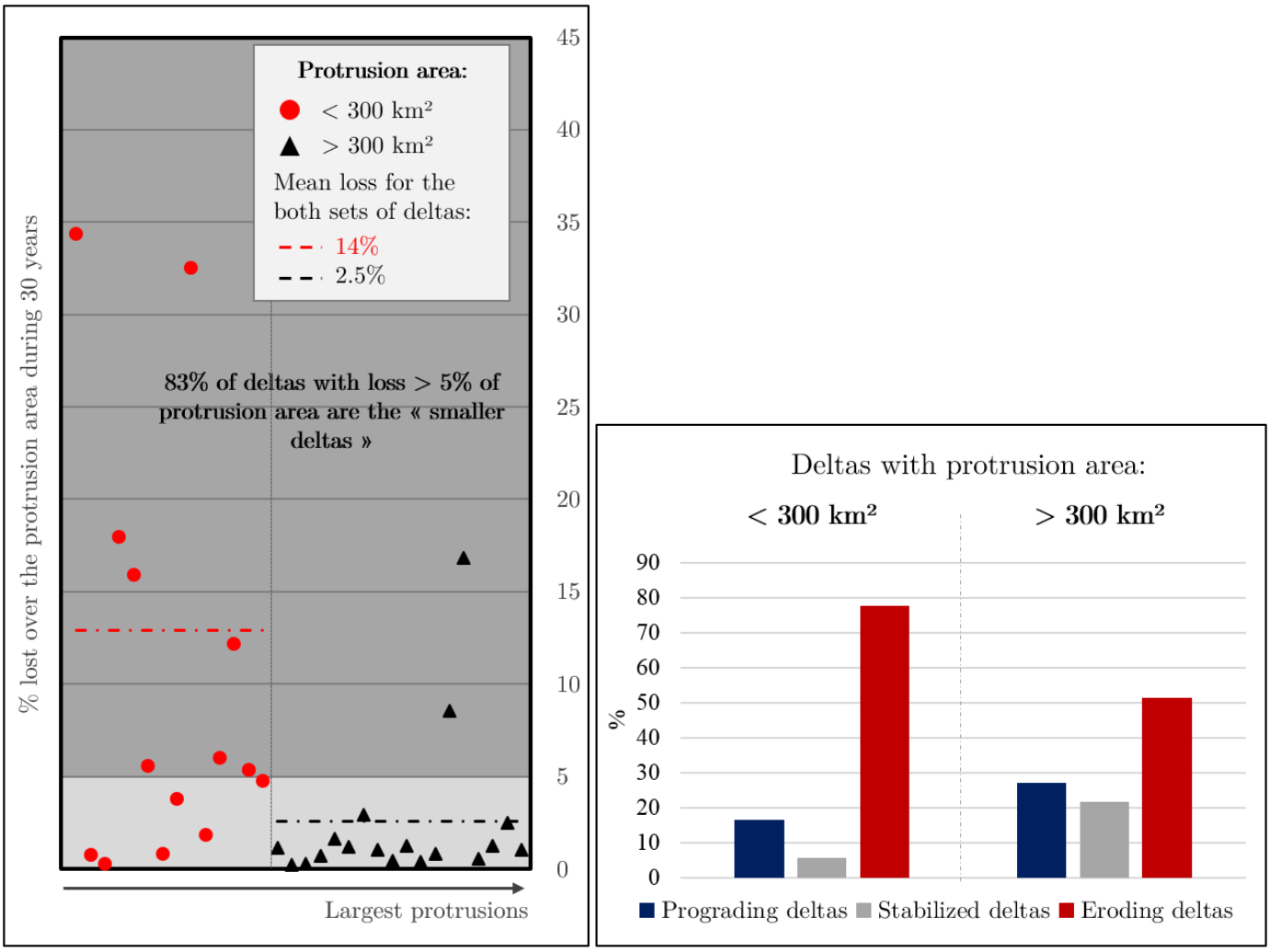


Figure IV - 7. Graphiques présentant l'état de sensibilité des deltas en termes d'érosion en fonction de leurs dimensions. Le graphique de gauche indique les valeurs de pourcentage de perte de protubérance sur les trente dernières années, pour chaque delta significativement en érosion, permettant de distinguer un changement de comportement au niveau d'un seuil surfacique entre les édifices, fixé visuellement à 300 km² de surface de protubérance. Les « petits » deltas en érosion, dont la surface de saillie est inférieure à cette superficie limite, sont plus largement atteints par l'érosion relative que les plus grands deltas dits en recul côtier global. Le graphique de droite compare la part de deltas en érosion, sans évolution significative et en progradation, sur la totalité des édifices deltaïques étudiés entre les deltas de surface de protubérance inférieure à 300 km² et les plus grands.

De toute évidence, les deltas ne sont pas égaux face aux pressions externes. Les petits deltas sont plus sensibles aux impacts humains sur leur bassin versant, leur fleuve et leur aire deltaïque respectifs, alors que ces effets sont susceptibles d'être plus facilement atténués ou ralentis sur les

grands deltas. La pression anthropique peut s'exprimer sous la forme de rétention sédimentaire, de changement d'occupation du sol, de pompage sous-terrain accélérant la subsidence… Les effets seraient exacerbés sur les deltas de plus petites dimensions.

1.2. Tendances pluriannuelles, vers une aggravation spatiotemporelle de l'érosion ?

L'exemple de la Volga, donné pour montrer une progradation décennale, au début du XX^{e} siècle, plus importante que celle qui a été observée durant les soixante-dix dernières années (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.1.1), met en évidence l'existence fondamentale d'une variabilité temporelle de la position du littoral deltaïque, pluriannuelle, annuelle. L'étude plus détaillée de cette évolution enrichit donc la réflexion sur l'état des deltas et leur devenir.

1.2.1. Deltas en avancée : un développement maintenu ?

L'évolution pluriannuelle des deltas considérés en progradation globale montre des tendances hétérogènes. Les littoraux deltaïques de l'Orange et du Zambèze évoluent à des vitesses relativement constantes avant le début des années 2000 (Figure IV - 8 a, c). Au cours de la période 2001 – 2006 pour le delta de l'Orange et 2003 – 2010 pour celui du Zambèze, le littoral recule significativement. Tous deux étant situés en Afrique australe, particulièrement touchée par les phénomènes « boomerang » El Niño, leurs taux de perte surfacique pourraient être liés à ces événements, longs et intenses dans les années 1990, particulièrement en 1997 – 1998, puis en 2002 – 2003 voire également entre 2004 et 2005 (Base de données NOAA). El Niño, contribuant dans cette région africaine par le biais de conditions météorologiques extrêmes, affecte la pluviométrie et la température. Cet épisode évoluant dans la zone subtropicale de l'Océan Pacifique impacte en effet sensiblement l'Océan Atlantique, l'Océan Indien de manière plus soutenue également, aux mêmes latitudes voire plus largement, notamment en supprimant l'apparition de cyclones par augmentation de la quantité de mouvements descendants et de la stabilité atmosphérique (Gray, 1984 ; Bell et Chelliah, 2006). Les effets ne sont pas forcément immédiats mais de telles contraintes sont capables de réduire suffisamment les précipitations, le débit liquide et ainsi le transport solide, moteur de la construction deltaïque (Figure IV - 8 b, d). Cette tendance n'est pas clairement observable sur les valeurs moyennes annuelles des débits pour les périodes d'études, d'une part à cause du temps de réponse difficilement estimable de la variation du trait de côte après un changement dans l'écoulement fluvial (l'action d'assèchement par El Niño étant concentrée sur les

bassins versants de l'Orange et du Zambèze préférentiellement sur la moitié orientale de l'Afrique australe). Cet écoulement peut être lui-même déphasé par rapport à l'occurrence d'un épisode El Niño. D'autre part, l'analyse de cette observation peut être compliquée par d'autres paramètres à prendre en considération, tels que la disponibilité sédimentaire, les conditions marines, les actions anthropiques sur les bassins versants, les fleuves et les plaines deltaïques. Néanmoins, les valeurs d'évolution surfacique du delta de l'Orange semblent suivre sur le graphique une allure comparable à celle de l'évolution du débit, notamment sur les quatre dernières périodes étudiées. De la même manière, l'augmentation du débit du Zambèze sur les dix dernières années pourrait contribuer à l'augmentation du taux de développement de son delta.

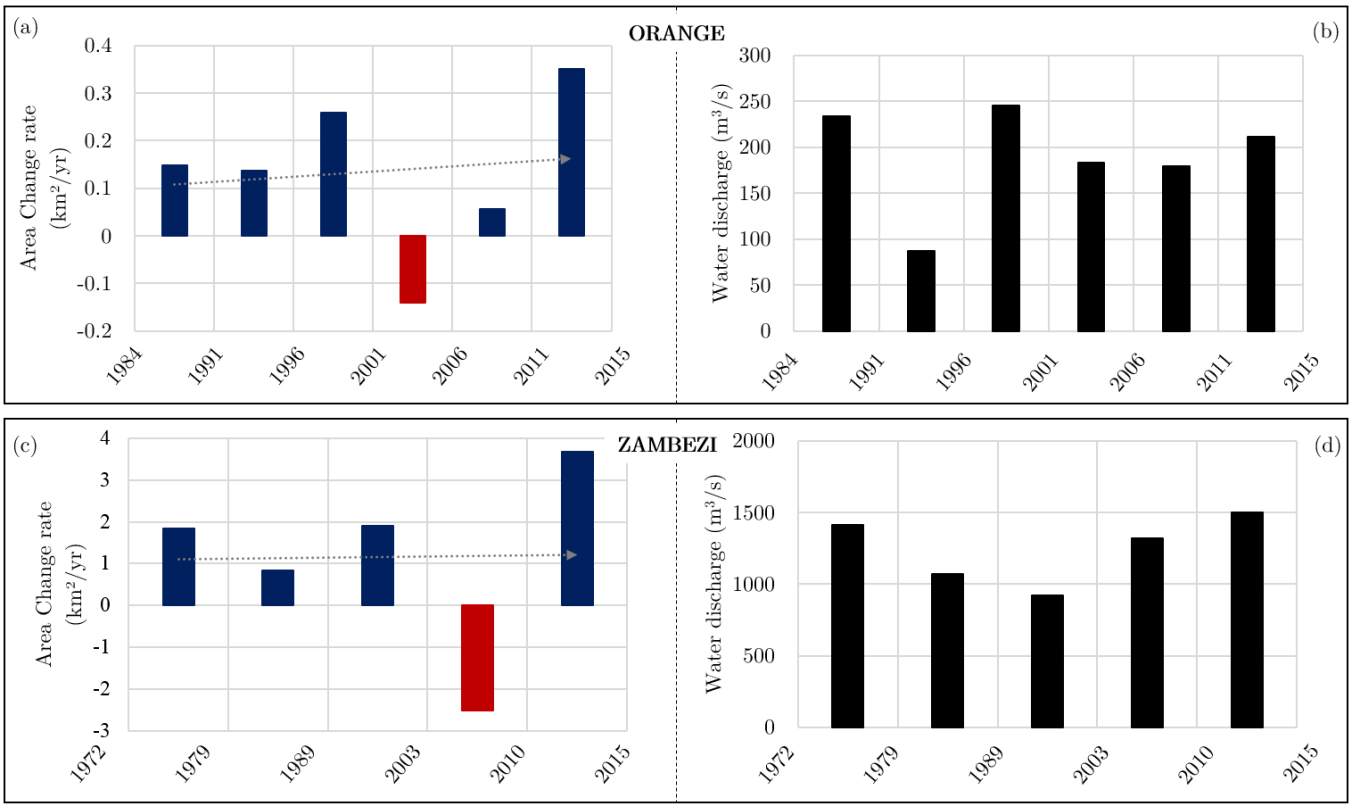


Figure IV - 8. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de l'Orange, de 1984 à 2015, et (c) du delta du Zambèze, de 1972 à 2015, confrontés aux variations temporelles de leurs débits fluviaux (respectivement (b) et (d)).

Les deltas du Baram, de l'Amazone, du Chang Jiang et de la Vistule sont chacun étudiés sur trois périodes consécutives (Figure IV - 9). Les représentations graphiques montrent une baisse drastique du taux de gain surfacique sur la période centrale, voire même une perte de près de 7 km²/an de la superficie pour le delta de l'Amazone entre 1991 et 2002. Ce dernier, ainsi que le

delta du Baram, évoluent avec des taux d'avancée, dans les années 2000 – 2010, inférieurs à ceux estimés avant 1990. La tendance pour ces édifices décrit donc une baisse progressive du taux global de l'accrétion deltaïque sur les périodes d'études, malgré une progradation générale significative sur les 30 à 40 dernières années (Partie I, Chapitre 1, Section 2.1.1). Seuls les deltas du Chang Jiang et de la Vistule enregistrent leur plus fort taux de gain surfacique au cours de la plus récente période, de 2004 à 2010. La tendance générale suggère ainsi une augmentation progressive de la vitesse du développement deltaïque. Ces interprétations doivent cependant être considérées avec prudence, relativement à la résilience deltaïque, l'enveloppe temporelle des périodes d'étude contraignant l'analyse aux bornes des plus anciennes et récentes dates. Par exemple, le taux d'avancée observé sur la dernière période de chaque delta peut être lié au réajustement littoral à la suite de la baisse du taux d'évolution sur la période qui la précède. Sa valeur peut ne pas être représentative de la tendance des prochaines années. Par ailleurs, à l'image des deltas de l'Orange et du Zambèze précédemment étudiés, la baisse importante du taux d'avancée et la perte surfacique du littoral de l'Amazone, autour des années 1990 – 2000, le bassin versant occupant la moitié de l'Amérique du Sud, pourraient être partiellement expliquées par la sécheresse mondiale ambiante de cette période indirectement traduite de la forte hausse des températures de la planète en 1998 puis en 2002 – 2004 (Figure IV - 10) (GISTEMP Team, 2017 ; Hansen et al., 2010).

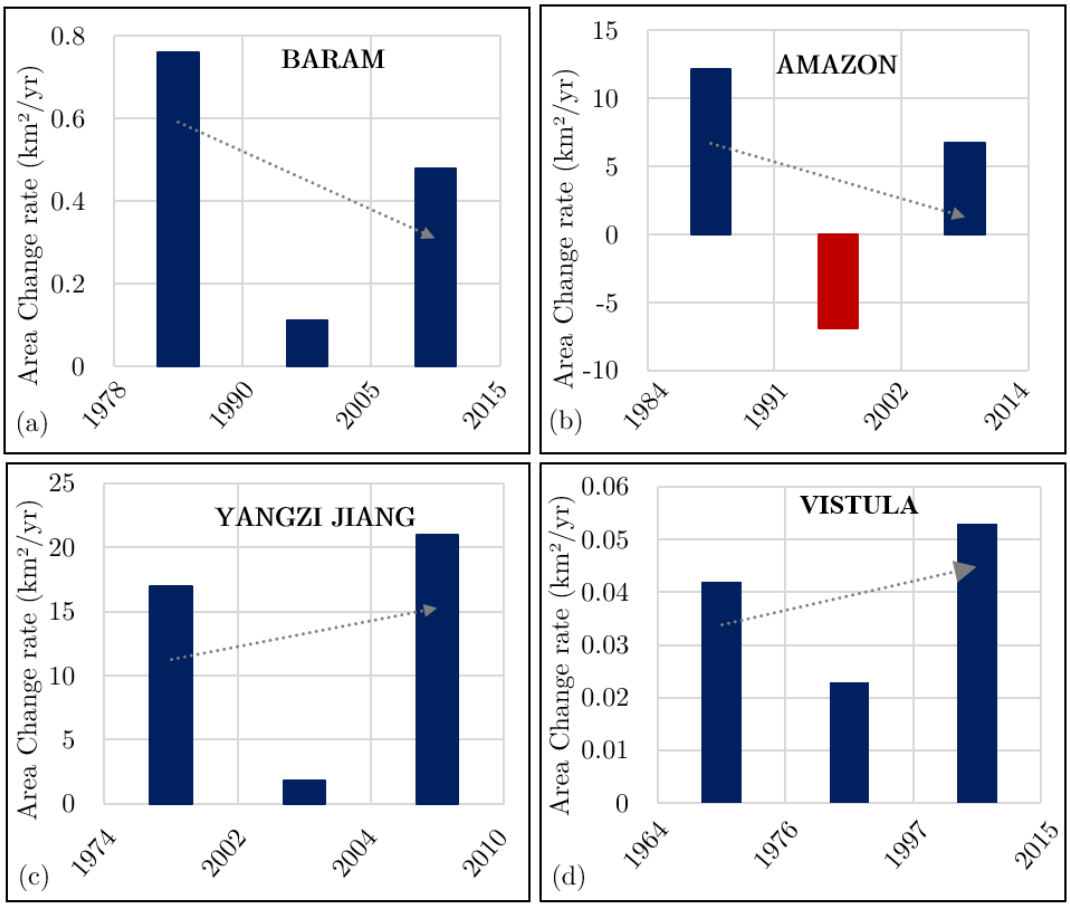


Figure IV - 9. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Baram, de 1978 à 2015, (b) du delta de l'Amazone, de 1984 à 2014, (c) du delta du Yangtze-Kiang, de 1974 à 2010 et (d) du delta de la Vistule, de 1964 à 2015.

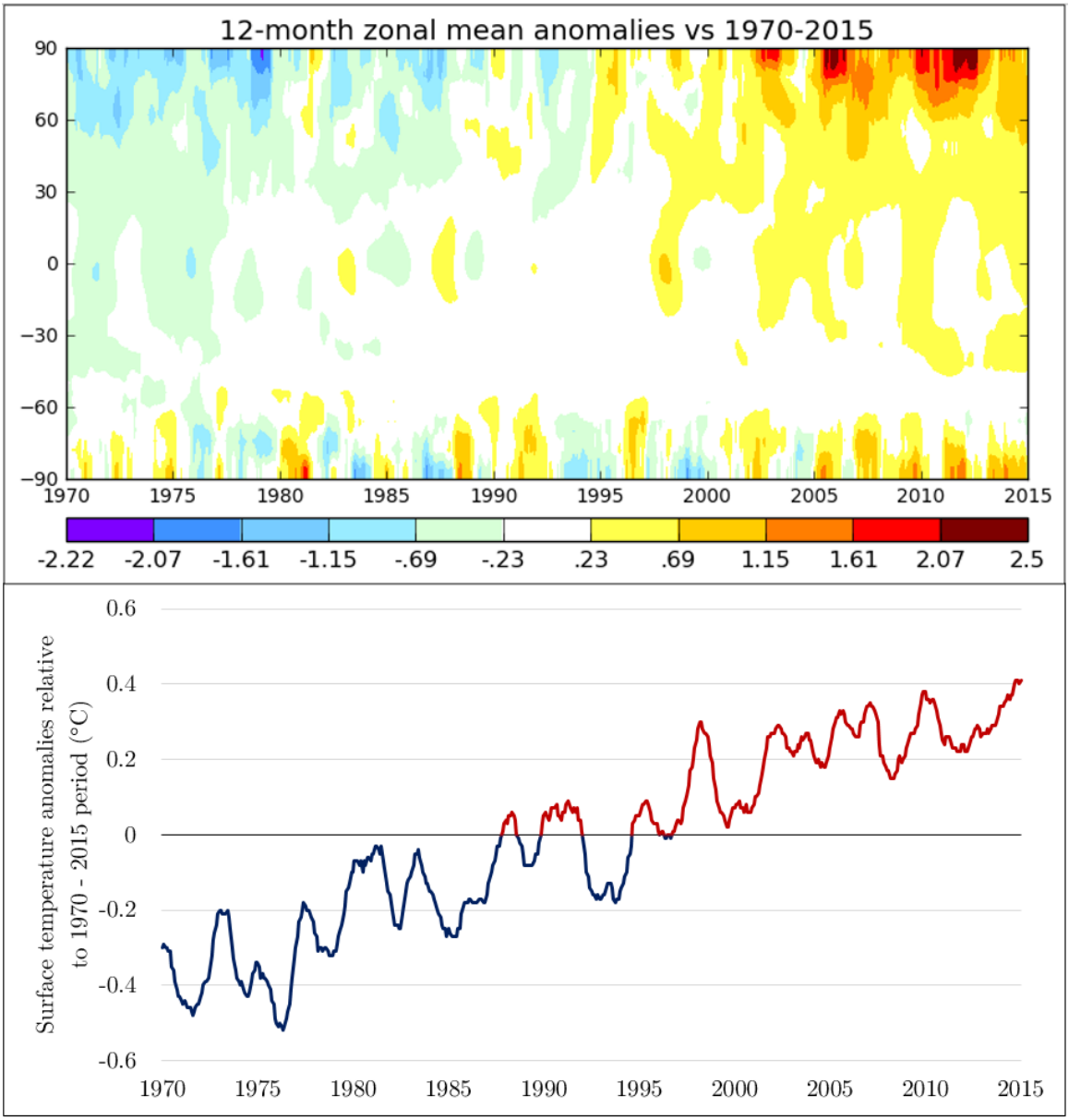


Figure IV - 10. Evolution des températures de surfaces mondiales de 1970 à 2015. Le graphique du haut montre les anomalies du cycle saisonnier en fonction de la latitude (ordonnées), le graphique du bas montre l'évolution temporelle des anomalies de température globale de surface par rapport à la moyenne 1970 – 2015 (GISTEMP Team, 2017 ; Hansen et al., 2010).

Enfin, parmi les deltas en progradation significative, ceux de la Paraná, du Paraíba del Sol et de l'Orénoque semblent suivre les mêmes tendances (Figure IV - 11). En effet, les taux de gain surfacique autour de 1995 – 2005 sont, pour les trois deltas, les plus importants des périodes d'étude globale. Les plus anciennes vitesses de progradation sont nettement plus faibles, réduites de moitié, jusqu'à 90% sur le delta de l'Orénoque. Les résultats montrent même une perte

surfacique globale pour le cas du delta de la Paraná sur la période 1985 – 1995. Sur les périodes plus récentes, les taux d'évolution sont aussi plus faibles, voire négatif pour les cinq dernières années étudiées du delta du Paraíba del Sol. Le développement de ces trois deltas, situés en Amérique du Sud, pourrait être contraint par des phénomènes climatiques communs. L'évolution observée sur le delta de l'Amazone rend toutefois l'interprétation complexe, au regard des tendances contrastées notamment avec son voisin, le delta de l'Orénoque, où l'allure est inversée.

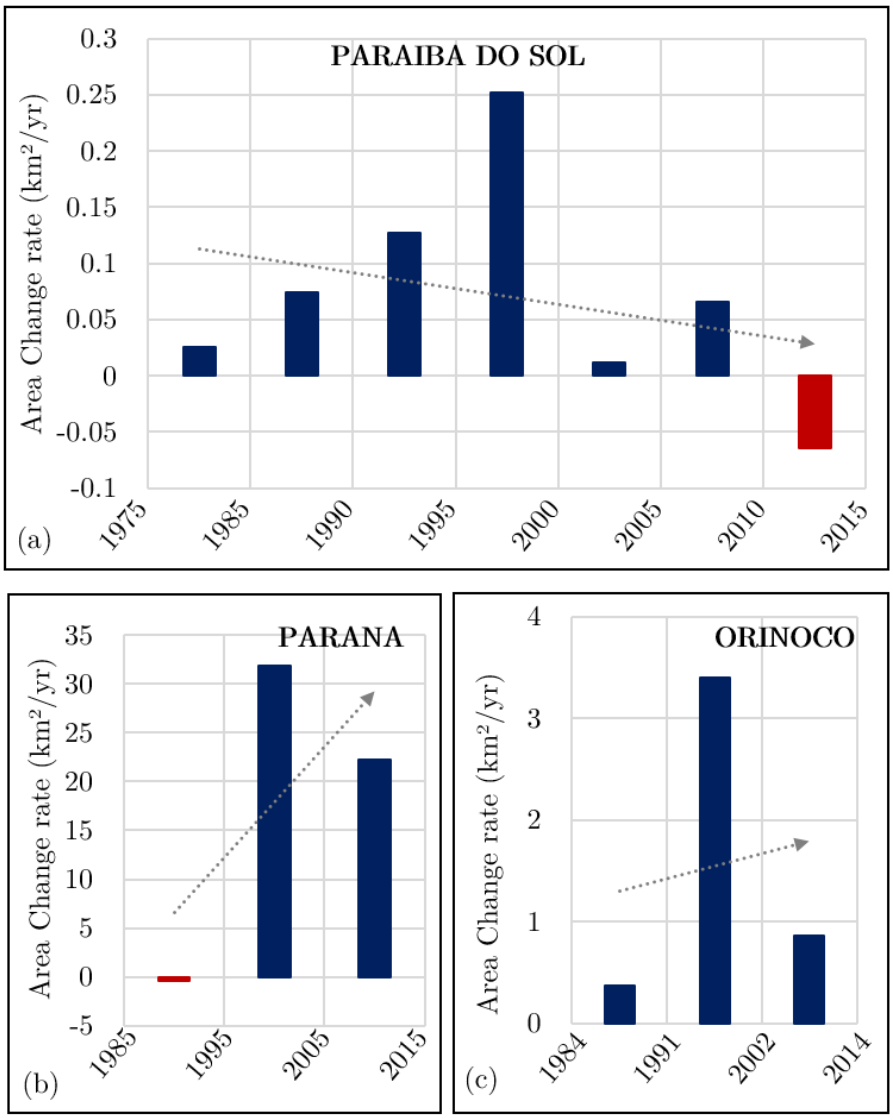


Figure IV - 11. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Paraíba do Sol, de 1975 à 2015, (b) du delta du Paraná, de 1985 à 2015 et (c) du delta de l'Orénoque, de 1984 à 2014.

Parmi tous ces deltas, aucune tendance constante à l'amplification de leur progradation n'est observée. Certains, les deltas de la Paraná, de l'Orénoque et du Paraíba del Sol, montrent même une baisse récente du taux de gain surfacique côtier, voire un début d'érosion globale pour ce dernier.

1.2.2. Deltas sans évolution globale significative. Quelle tendance dans le détail ?

Sur les dix deltas considérés stables sur la période globale d'étude, les estuaires de l'Ord et du Congo ne sont pas étudiés à l'échelle pluriannuelle. Parmi les huit restants, des tendances semblent se dessiner (Figure IV - 12). Les deltas du Mékong (dont l'analyse est réalisée en variation annuelle métrique), du Gange-Brahmapoutre, de la Tana, du Niger, du Sénégal et du Pô progradent de plus en plus lentement, avec des taux qui diminuent progressivement jusqu'à devenir négatifs sur la dernière décennie, voire avant, pour les deltas du Gange-Brahmapoutre et de la Tana. Le taux de variation de surface côtière du delta de l'Ayeyarwady varie fortement, équilibrant le taux global qui ne permet pas de considérer son évolution comme significative une fois rapportée à la surface de protubérance deltaïque. Enfin, le delta du Danube est en érosion sur la période 1978 – 1995. Concernant les années les plus récentes, le taux d'évolution devient positif et augmente progressivement jusqu'en 2015. Sur les dix deltas de cette catégorie, il est le seul pour lequel la situation semble s'améliorer, avec une progradation non négligeable et croissante sur les dix dernières années qui laisse suggérer sa sortie future de la classe des deltas sans érosion significative. Toutefois, il peut s'agir également d'un épisode ponctuel, non représentatif des tendances générales. Quant aux autres, l'état global et les tendances évolutives sont caractéristiques d'espaces fragilisés, de plus en plus vulnérables à mesure de l'augmentation du taux d'érosion, voire en début de phase de destruction.

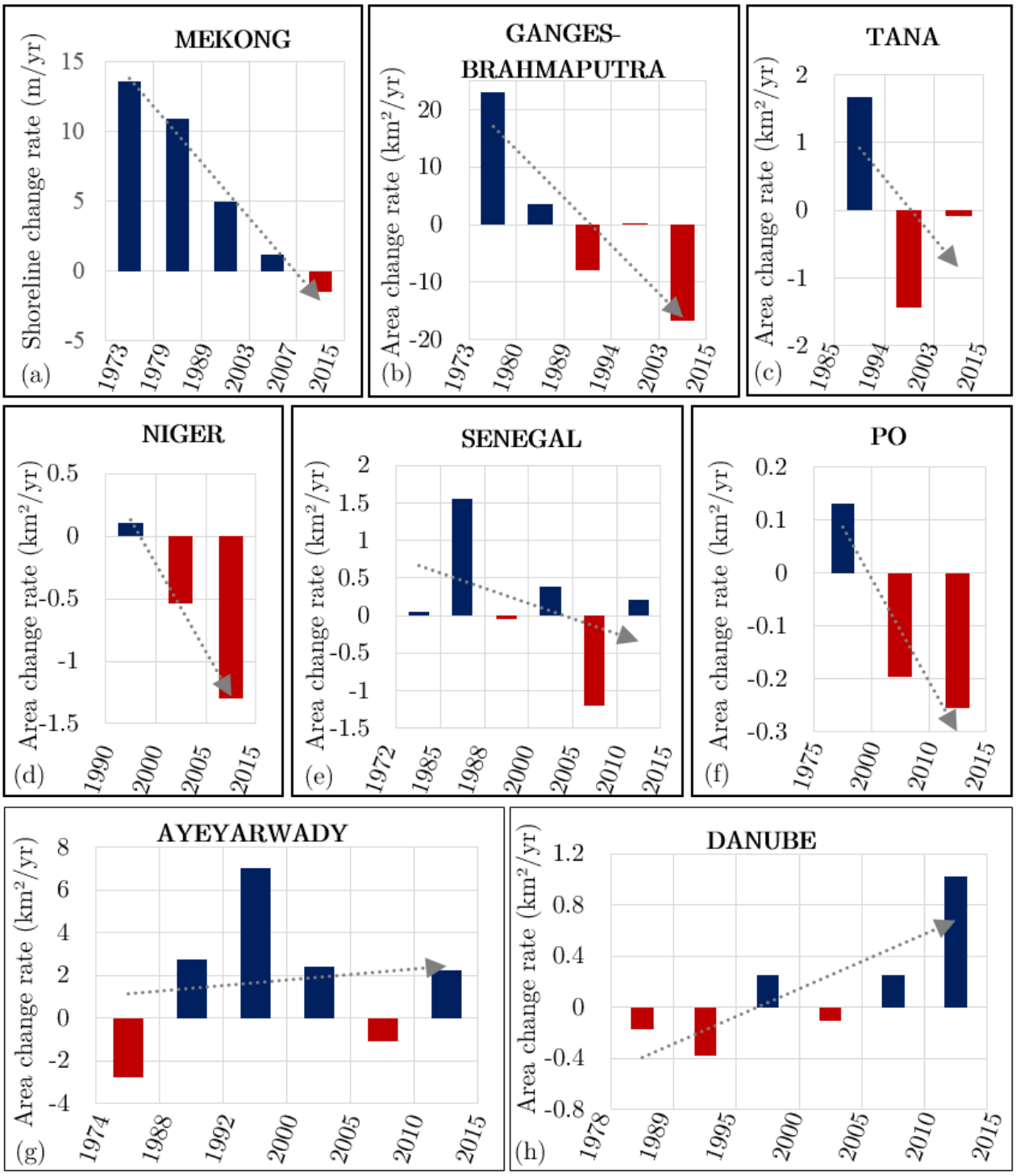


Figure IV - 12. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Mékong, de 1973 à 2015, (b) du delta du Gange-Brahmapoutre, de 1973 à 2015, (c) du delta du Tana, de 1985 à 2015, (d) du delta du Niger, de 1990 à 2015, (e) du delta du Sénégal de 1972 à 2015, (f) du delta du Pô, de 1975 à 2015, (g) du delta de l'Ayeyarwady, de 1974 à 2015 et (h) du delta du Danube, de 1978 à 2015.

1.2.3. Deltas en érosion, de plus en plus vulnérables ?

Parmi les 32 deltas considérés globalement en état d'érosion générale, 22 ont été soumis à une analyse approfondie. Les littoraux présentent des comportements évolutifs variables qui ne reflètent pas une évidente cohérence géographique.

Les deltas évoluant avec de plus fortes variations de la mobilité côtière sont les deltas du Rhône, du Mahānadī, de la Volta, de l'Ombrone, du Dniepr et du Mangoky (Figure IV - 13). Tous sont en érosion significative sur la dernière décennie, avec des taux de perte surfacique significatifs. Les tendances à plus long terme restent nuancées et hétérogènes, avec une érosion plus forte ou inédite vers la période actuelle pour les deltas du Dniepr, de l'Ombrone et du Mangoky, une stagnation à l'exception de la période 2000 – 2010 pour celui de la Volta, des pulsations difficiles à interpréter pour les deltas du Mahānadī et du Rhône.

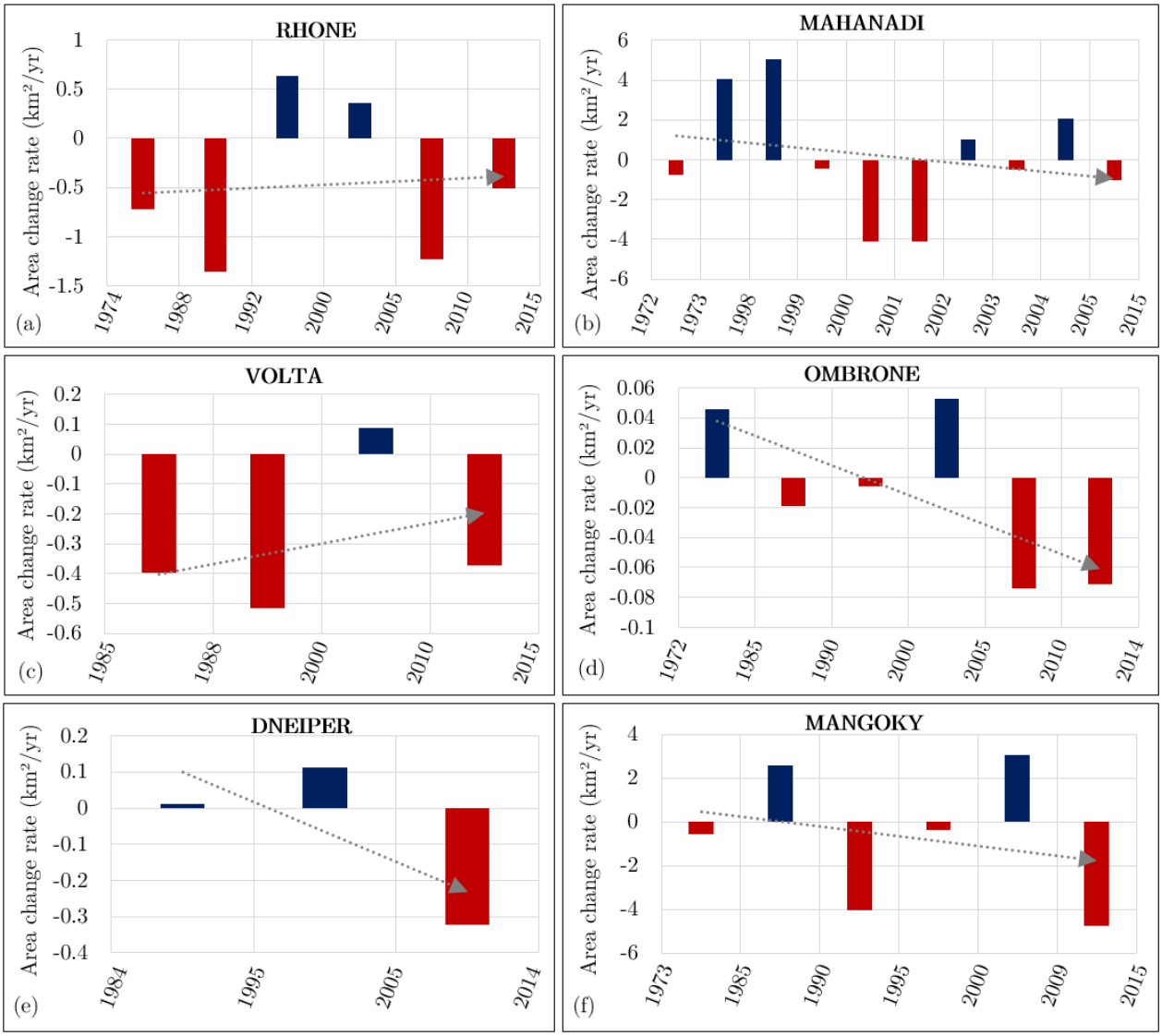


Figure IV - 13. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Rhône, de 1974 à 2015, (b) du delta du Mahanadi, de 1972 à 2015, (c) du delta de la Volta, de 1985 à 2015, (d) du delta de l'Ombrone, de 1972 à 2014, (e) du delta du Dniepr de 1984 à 2014 et (f) du delta du Mangoky, de 1973 à 2015.

Cinq autres surfaces deltaïques évoluent de manière très variable (deltas du Cunene, de la Moulouya, du Burdekin, du Limpopo et du Sao Francisco) (Figure IV - 14). Toutes semblent se diriger vers une réhabilitation de la dynamique dite naturelle, celle d'un delta en bonne santé, avec une progradation globale sur la dernière période de cinq ans, voire quinze ans pour le cas du delta du Limpopo. Ces marques de résilience restent néanmoins encore insuffisantes pour considérer ces deltas comme stables ou en accrétion.

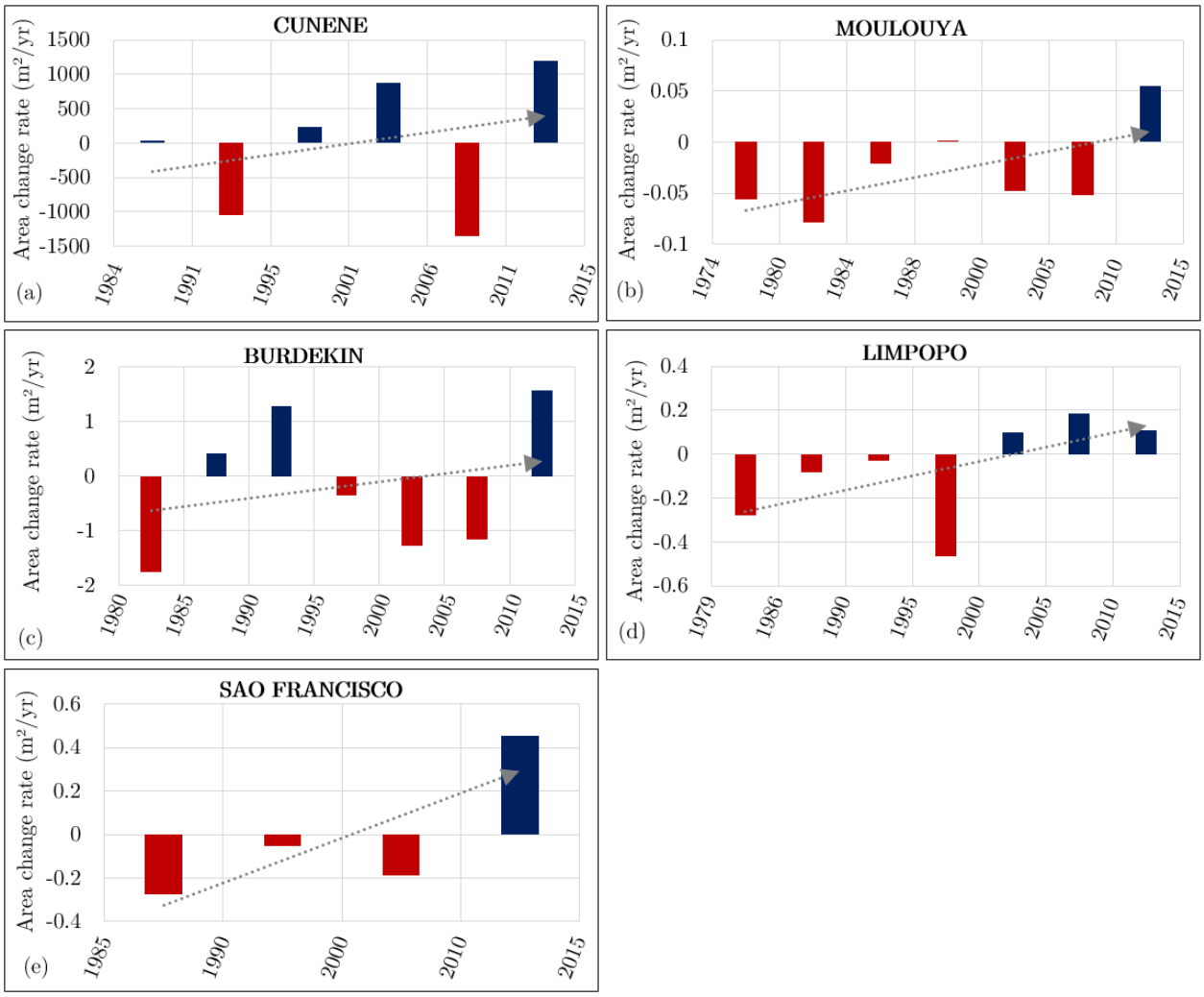


Figure IV - 14. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta du Cunene, de 1984 à 2015, (b) du delta de la Moulouya, de 1974 à 2015, (c) du delta du Burdekin, de 1980 à 2015, (d) du delta du Limpopo, de 1979 à 2015 et (e) du delta du Sao Francisco de 1985 à 2015.

Concernant les deltas de la Magdalena, du Mississippi et de l'Arno, l'érosion domine sur une quarantaine d'année, voire plus de 80 ans pour les deux derniers (Figure IV - 15). La tendance montre cependant une relative amélioration avec une baisse progressive des taux d'érosion sur les littoraux deltaïques.

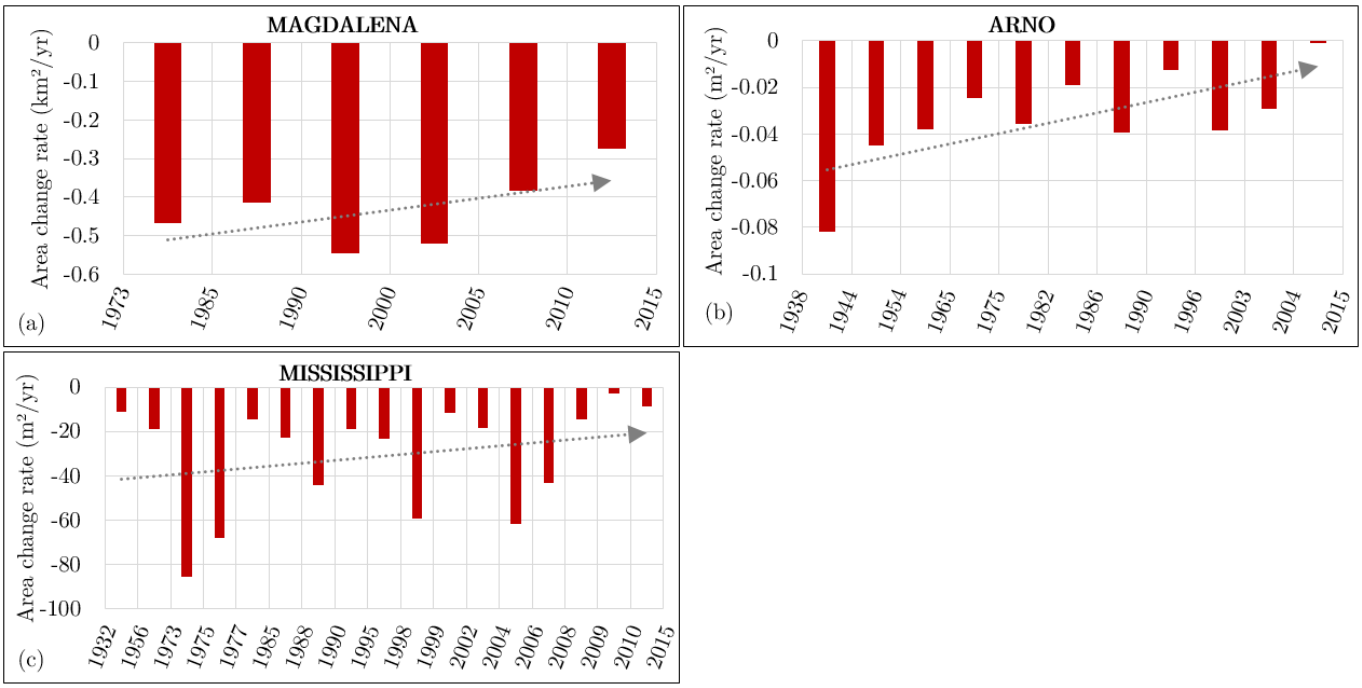


Figure IV - 15. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de la Magdalena, de 1973 à 2015, (b) du delta de l'Arno, de 1938 à 2015 et (c) du delta du Mississippi, de 1932 à 2015.

Enfin, les tendances des huit derniers deltas analysés s'orientent vers une accélération de l'érosion, à l'exception des deltas de l'Ebre, du Krishna et du Mackenzie pour lesquels les taux de perte surfacique demeurent globalement les mêmes sur la période d'étude entière.

Ces deltas sont tous considérés globalement en érosion et, de ce fait, vulnérables. Cette fragilité semble s'accroître pour les deltas de la Medjerda, du Godavari, du Shatt el Arab, du Pô, de l'Indus, du Mangoky, de l'Ombrone, du Dniepr et du Mahānadī (Figure IV - 16). Même si l'état des deltas restants ne paraît pas empirer, leur devenir reste préoccupant car il est fortement probable que la capacité de résilience des deltas s'affaiblisse à mesure que la période d'érosion globale s'allonge. La perspective d'un rétablissement de la dynamique deltaïque progradante n'est envisageable, à ce stade, que sur quelques-uns de ces deltas, soit les deltas du Limpopo, du Cunene, de la Moulouya, du Burdekin et du Sao Francisco, bien que ces quatre derniers ne montrent des signes encourageants de retour à l'accrétion littorale que sur les cinq dernières années.

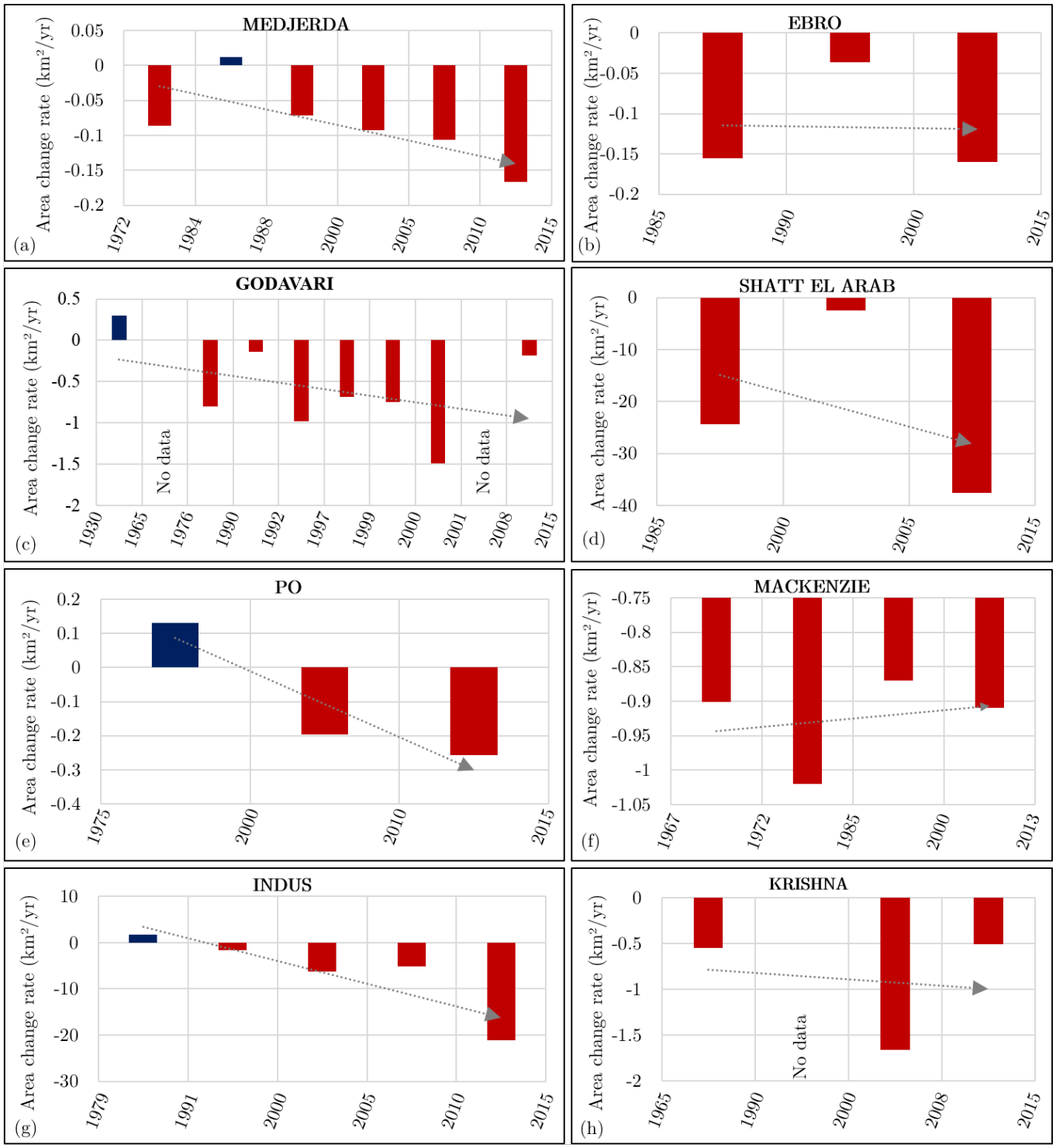


Figure IV - 16. Variabilité pluriannuelle des taux d'évolution surfacique (a) du delta de la Medjerda, de 1972 à 2015, (b) du delta de l'Ebre, de 1985 à 2015, (c) du delta du Godavari, de 1930 à 2015, (d) du delta du Shatt el Arab, de 1985 à 2015, (e) du delta du Pô de 1975 à 2015, (f) du delta du Mackenzie, de 1967 à 2013, (g) du delta de l'Indus, de 1979 à 2015 et (h) du delta du Krishna, de 1965 à 2015.

2. Evolution spatiale

Etudier l'évolution littorale des deltas revient à informer sur l'état de santé de ces espaces par la résultante morphodynamique à moyen terme des effets de la subsidence, des redistributions sédimentaires par les forçages marins et des variations dans les apports détritiques fluviaux. Identifier la part de responsabilité de chacune de ces contraintes est complexe, voire impossible à ce stade des connaissances. Des indications peuvent néanmoins fournir du poids dans certaines hypothèses, telles que des formes construites principalement sous l'action des courants littoraux induits par les houles, notamment les flèches littorales. La prépondérance de l'érosion côtière aux embouchures-mêmes peut également être un proxy d'un déficit temporaire ou durable des apports sédimentaires par les fleuves. Ce sont autant de particularités étudiées dans cette section pour interpréter l'évolution littorale et aborder la vulnérabilité côtière.

2.1. Une mobilité complexe du rivage

Le littoral des deltas, par son caractère meuble, est extrêmement mobile. La cartographie des évolutions littorales a été réalisée pour 47 deltas (Figure IV - 17, Figure IV - 18, Figure IV - 19, Figure IV - 21, Figure IV - 22 et Figure IV - 23).

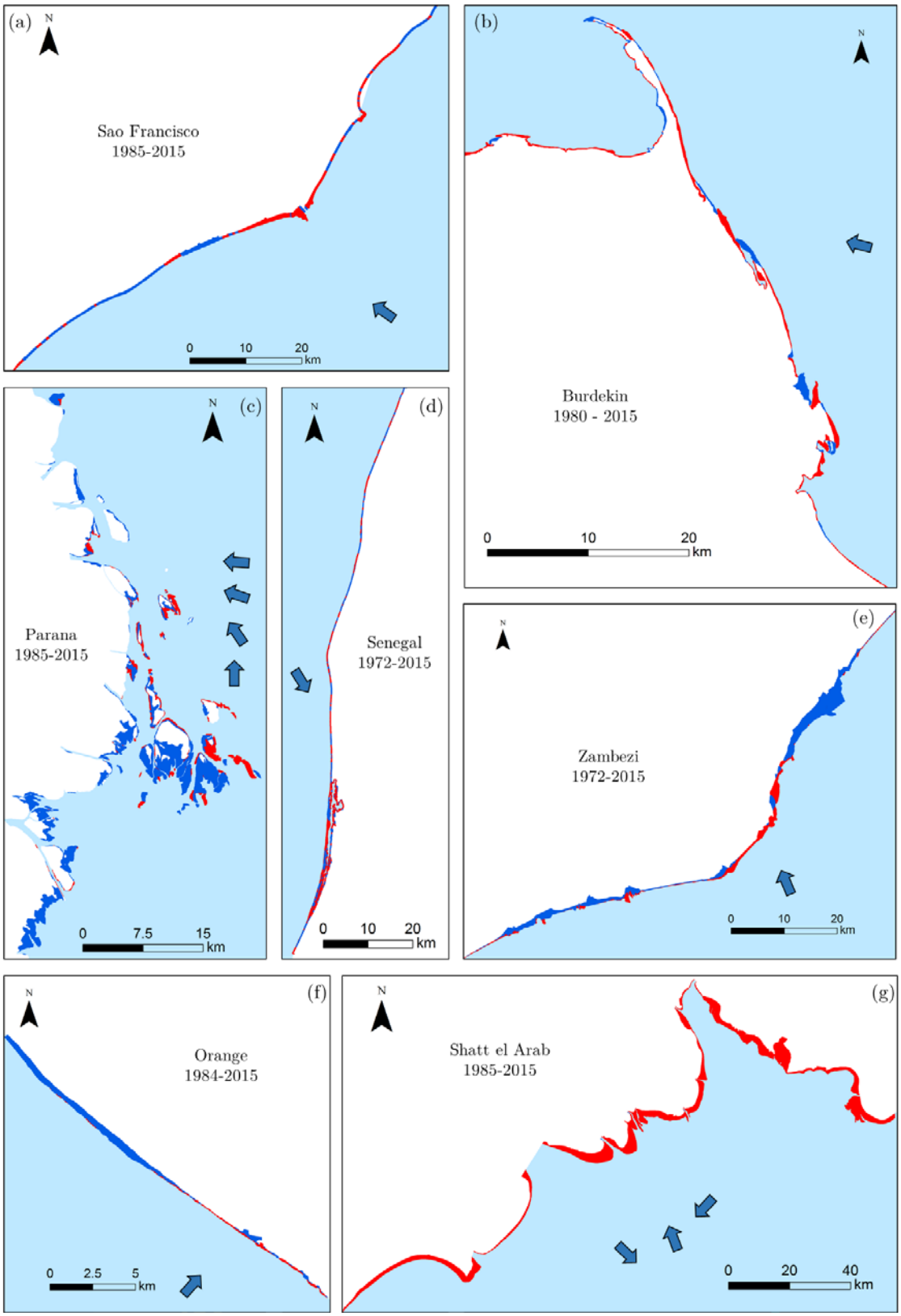


Figure IV - 17. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) du Sao Francisco, (b) du Burdekin, (c) du Paraná, (d) du Sénégal, (e) du Zambèze, (f) de l'Orange et (g) du Shatt el Arab. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

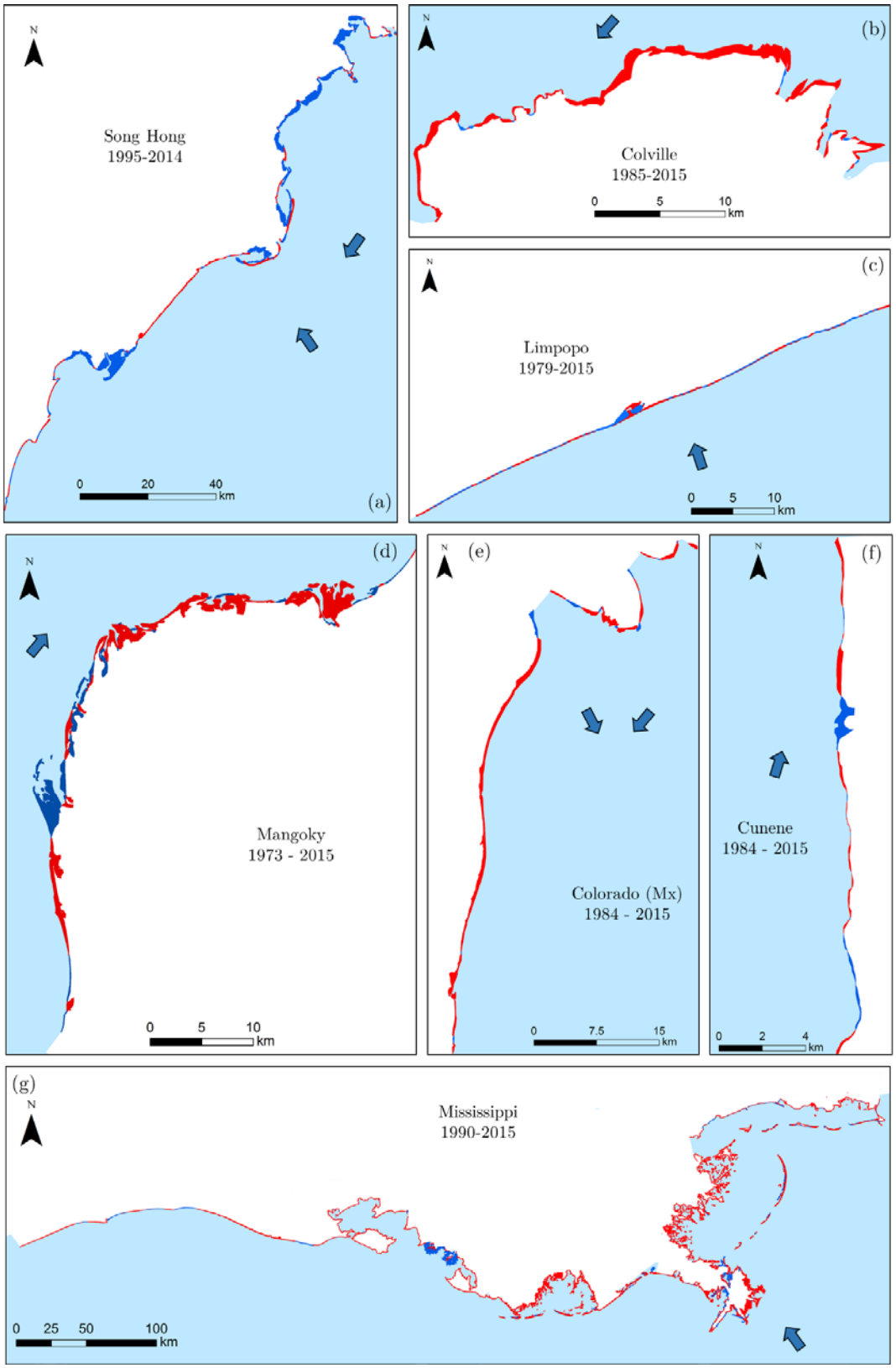


Figure IV - 18. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) du Fleuve Rouge, (b) du Colville, (c) du Limpopo, (d) du Mangoky, (e) du Colorado (Mx), (f) du Cunene et (g) du Mississippi. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

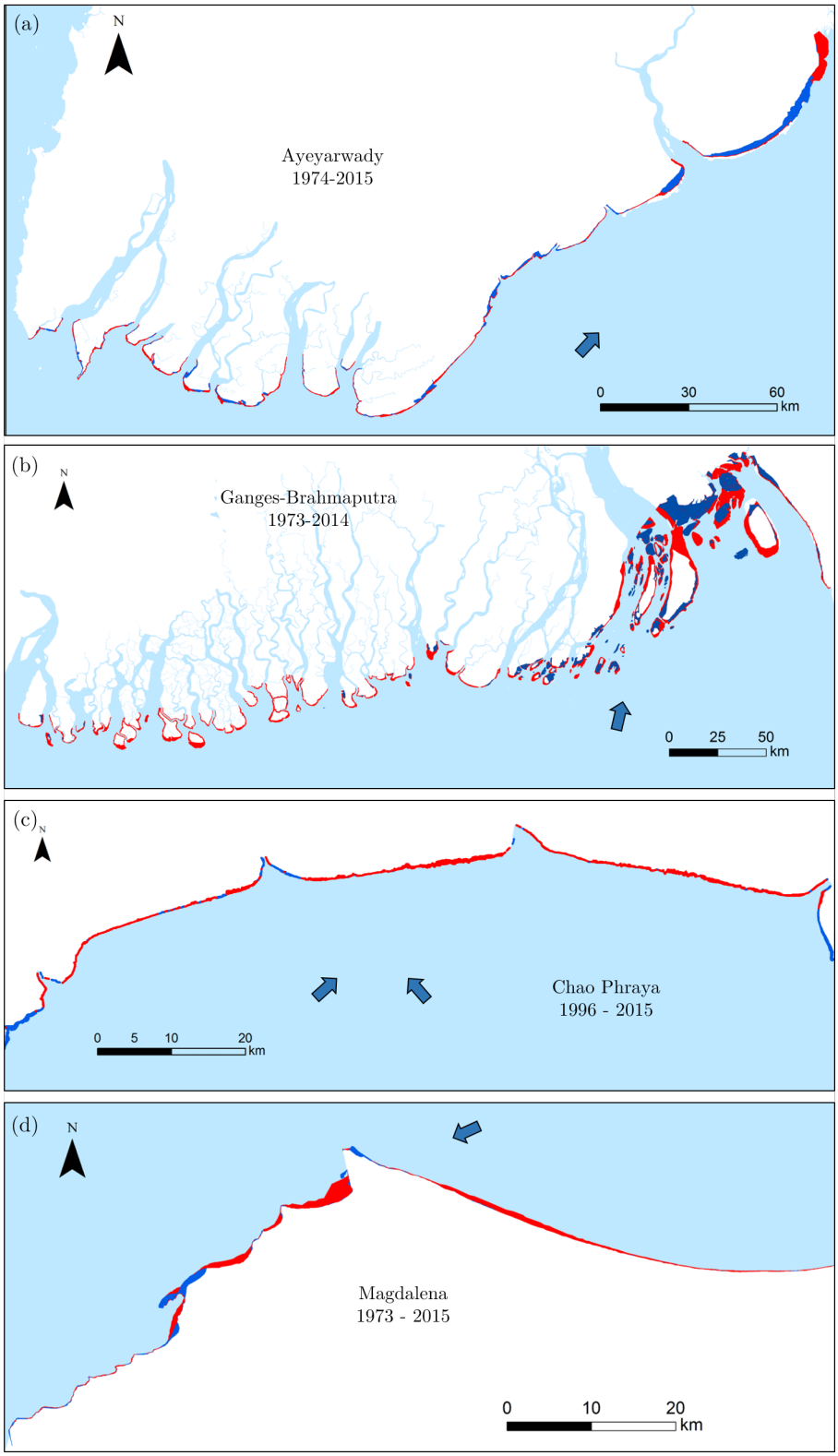


Figure IV - 19 . Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) de l'Ayeyarwady, (b) du Gange-Brahmapoutre, (c) du Chao Phraya et (d) de la Magdalena. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

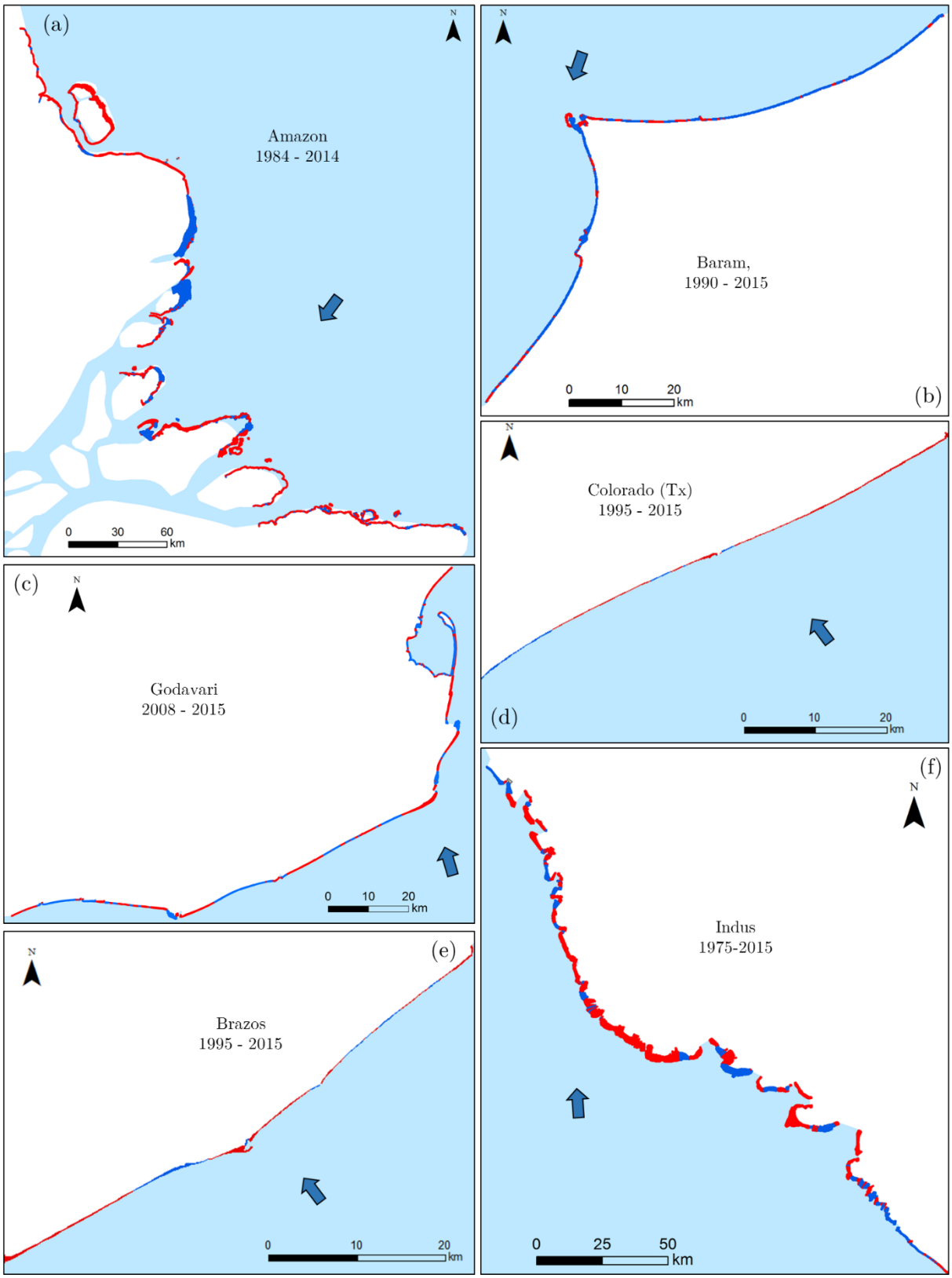


Figure IV - 20. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) de l'Amazone, (b) du Baram, (c) du Colorado (Tx), (d) du Brazos et (e) de l'Indus (roses en annexe).

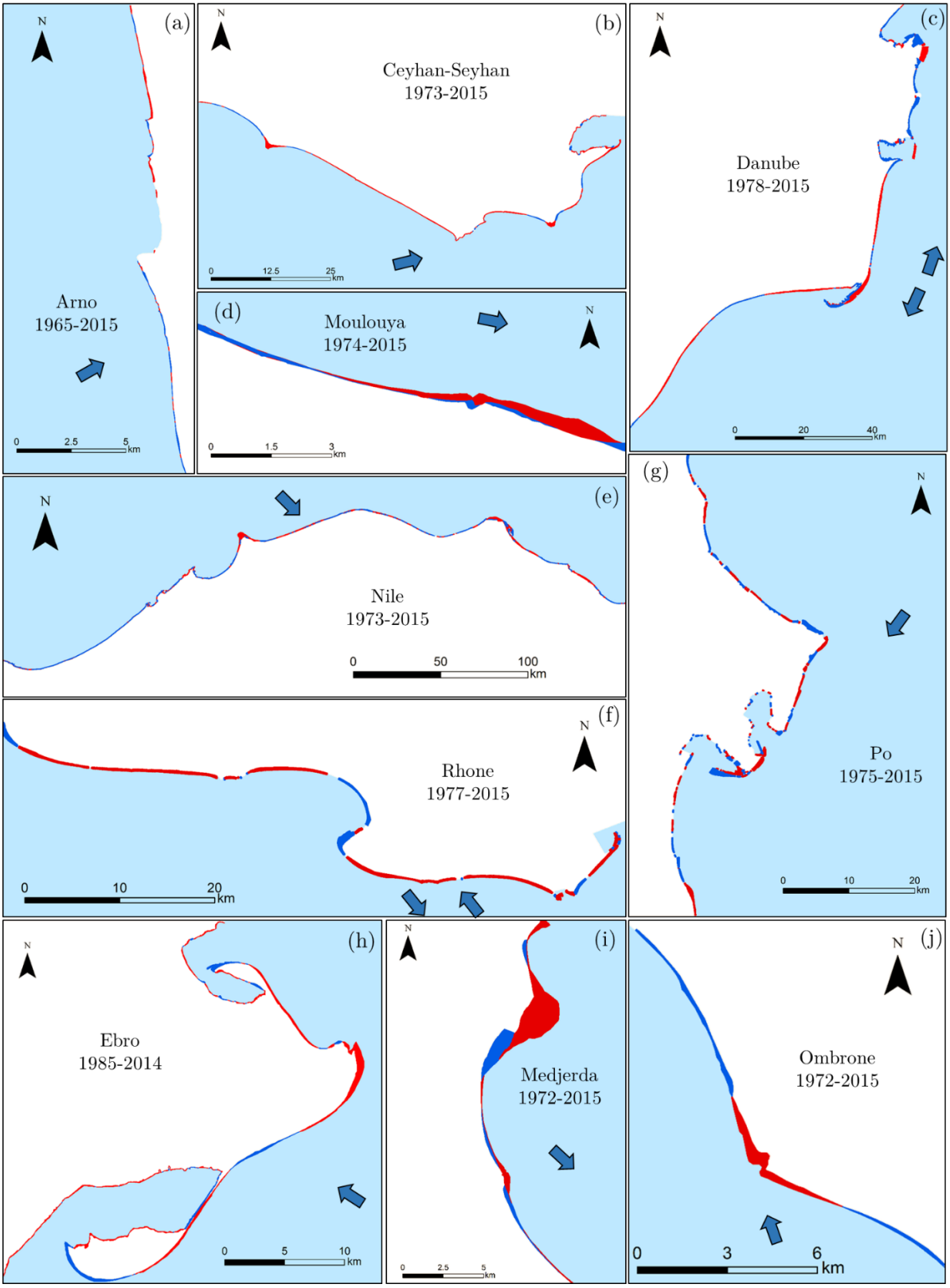


Figure IV - 21. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) de l'Arno, (b) du Ceyhan-Seyhan, (c) du Danube, (d) de la Moulouya, (e) du Nil, (f) du Rhône, (g) du Pô, (h) de l'Ebre, (i) de la Medjerda et (j) de l'Ombrone. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

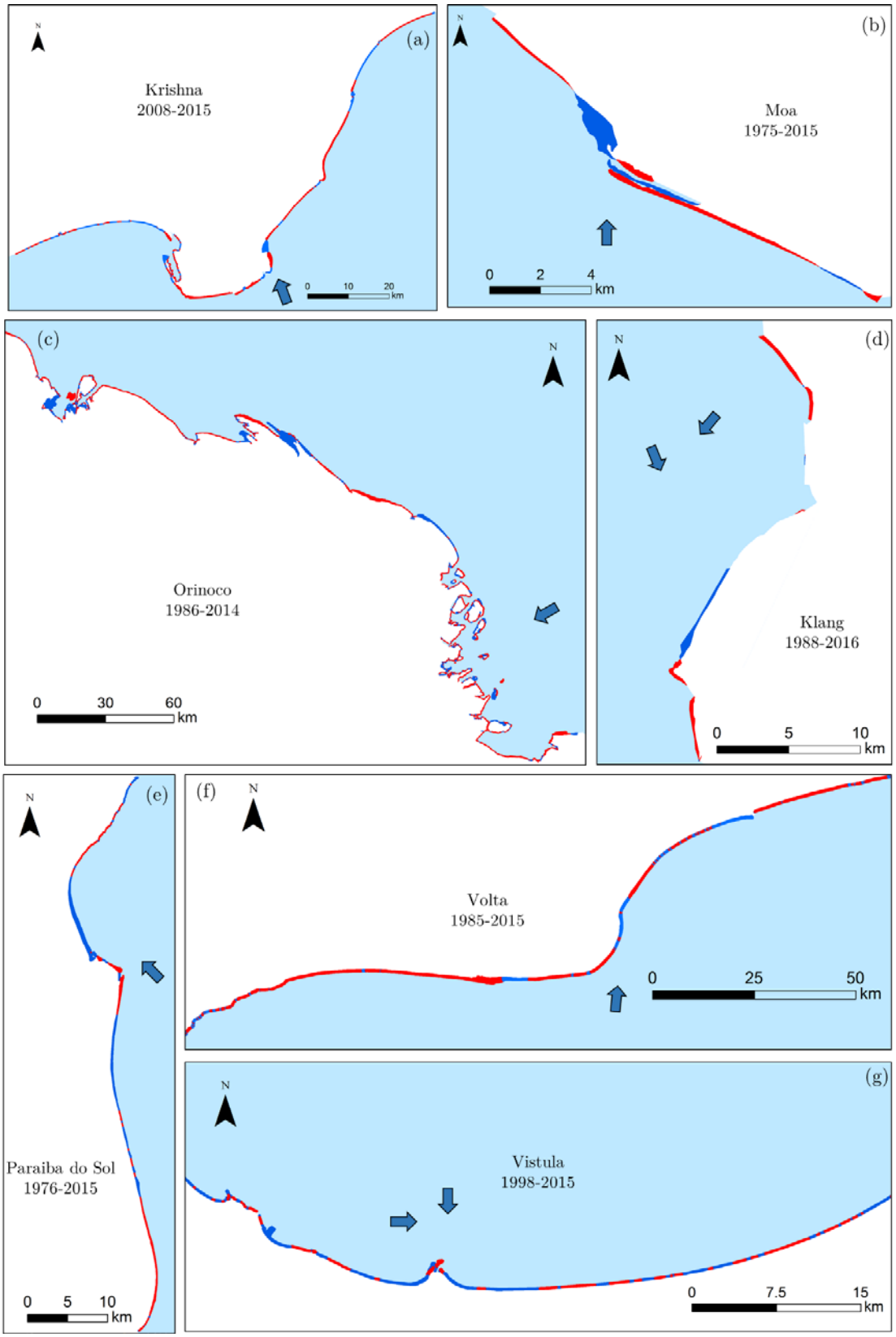


Figure IV - 22. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) du Krishna, (b) du Moa, (c) de l'Orénoque, (d) du Klang, (e) du Paraíba do Sol, (f) de la Volta et (g) de la Vistule. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

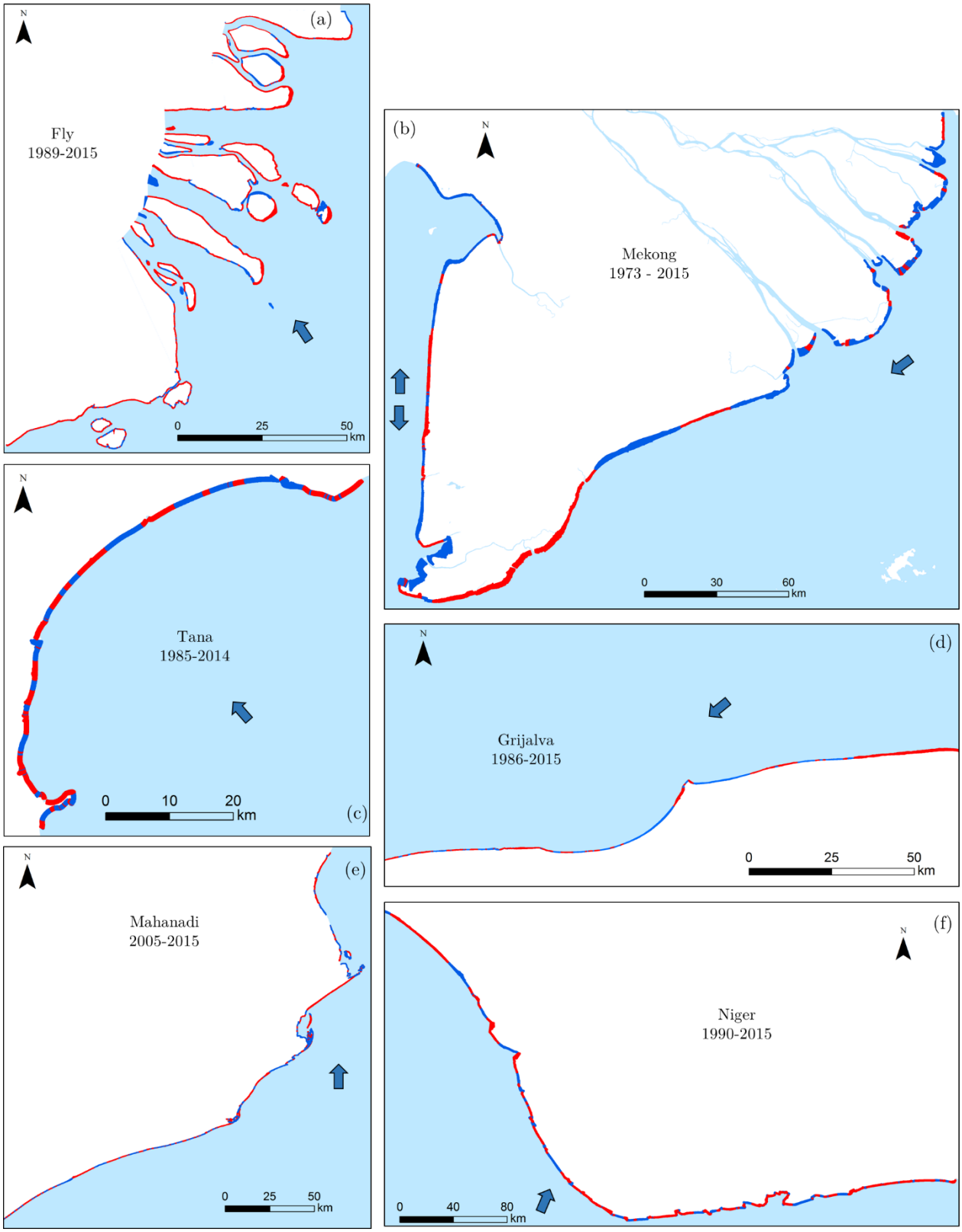


Figure IV - 23. Evolution spatiale du trait de côte deltaïque en termes d'érosion (zones rouges) et d'accrétion (zones bleues) des deltas (a) du Fly, (b) du Mékong, (c) du Tana, (d) de la Grijalva, (e) du Mahanadi et (f) du Niger. Les flèches indiquent les directions dominantes des houles (roses en annexe).

Les littoraux deltaïques sont tous localement en érosion, y compris ceux qui progradent globalement sur la période d'étude associée, à l'image du delta de l'Orange (Figure IV - 17f). Les représentations cartographiques mettent en évidence les secteurs côtiers en recul et ceux en avancée significative.

2.1.1. Une érosion spatialement généralisée

Le long des côtes deltaïques du Shatt el Arab (Figure IV - 17 g), du Colorado (Mx) (Figure IV - 18 e), du Colville (Figure IV - 18 b) et du Chao Phraya (Figure IV - 19 c), l'érosion est généralisée sur l'ensemble des sites. C'est pratiquement le cas pour les deltas de l'Indus (Figure IV - 20 f), du Rhône (Figure IV - 21 f), de la Magdalena (Figure IV - 19 c) et du Mississippi (Figure IV - 18 g). Ce dernier prograde localement, au niveau de deux embouchures récemment apparues, nommées *Waxe Lake* et *Atchafalaya*. Elles sont caractérisées par une morphologie en pattes d'oie et reçoivent, dès les années 1950, plus de 30% de la charge sédimentaire du fleuve Mississippi, voire près de 40% vers 1970 (Xu, 2014) (Figure IV - 24). Depuis environ 80 ans, ces exutoires semblent progressivement prendre la place d'embouchures deltaïques actives et principales, tandis que la zone d'embouchure moderne du Mississippi, qui a commencé à se développer il y a près de 1 000 ans, paraît s'orienter vers un état passif typique d'un delta abandonné (Coleman, 1988).

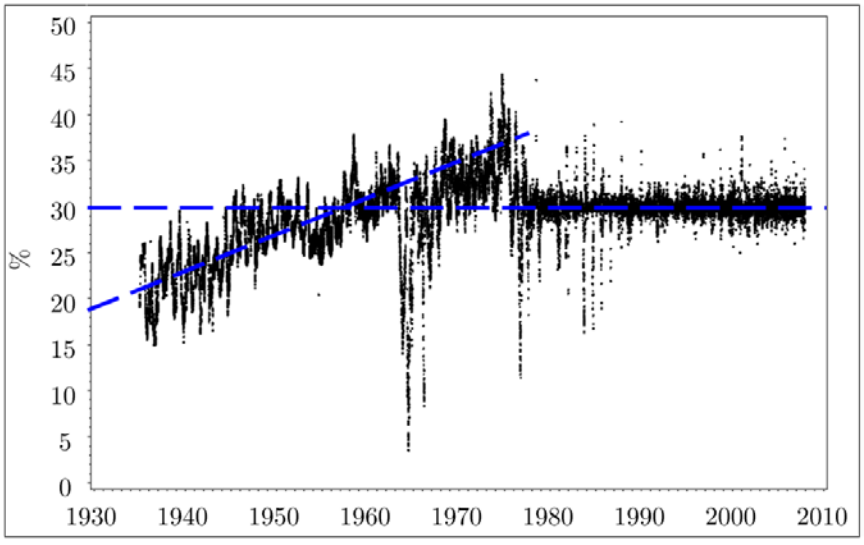


Figure IV - 24. Evolution temporelle du pourcentage de débit du Mississippi, à Tarbert Landing, attribué au chenal d'Atchafalaya à Simmesport (Xu, 2014).

Ces huit deltas sont considérés comme globalement en érosion sur la période d'étude totale (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.1.3), donc parmi les plus vulnérables de l'échantillon analysé.

2.1.2. Des parties de deltas abandonnées

La cartographie des évolutions côtières met également en évidence des « hotspots » d'érosion plus étendus pour certains deltas, notamment la moitié ouest des deltas de l'Ayeyarwady et du Gange-Brahmapoutre ainsi que la partie nord de ceux de la Medjerda (Figure IV - 21 i) et du Burdekin (Figure IV - 17 b). En réalité, davantage de deltas sont concernés par ce type de contraste passif/actif de leur plaine émergée. En effet, la base de données constituée et présentée en troisième partie de ce manuscrit (Partie III, Chapitre 2, Section 1) recense une partie abandonnée spatialement majoritaire sur les deltas de la Volga, du Fleuve Rouge, de la Léna et de l'Orénoque, et minime, bien qu'existante, sur une vingtaine d'autres. Il s'agirait de secteurs entiers d'embouchures abandonnées, inactives, pour lesquelles l'apport sédimentaire fluvial est devenu négligeable voire nul à l'issue d'avulsions naturelles ou forcées. C'est notamment le cas du chenal principal de la Medjerda, dérivé à partir de 1939 de son lit initial vers le Sud par la construction d'un canal de dérivation. Le chenal d'origine est totalement abandonné pour faire de l'embouchure artificielle l'unique chemin de la Medjerda, dès 1973, à la suite d'une crue exceptionnelle (Chelbi et al., 1995). Le cas du delta de l'Ayeyarwady tient également cette particularité d'une contrainte anthropique : le débit du chenal principal du fleuve, justement localisé sur un large secteur en érosion à son extrémité orientale, est divisé par une canalisation traversant la région de Yangon. Quant au delta du Gange-Brahmapoutre, la partie dite abandonnée forme les *Sundarbans* avec un système à mangroves reposant sur un sol argilo-vaseux (Figure IV - 25). Ces *Sundarbans*, parcourus par de nombreux bras fluviaux orientés Nord-Est – Sud-Ouest, sont actuellement déconnectés des cours d'eau principaux, le Gange et le Brahmapoutre, y compris durant les périodes de haut débit fluvial (saison humide). Cette partie du delta est principalement influencée par la marée, ainsi que par les houles, mais à moindre mesure (Allison et Kepple, 2001). La côte du delta est constituée de lobes et d'îles tidales qui ne progradent plus actuellement mais sont, au contraire, en rétrogradation, avec un taux de recul de 3,19 km²/an entre 1973 et 2014. Toutefois, malgré la faible dynamique fluviale sur cette zone, une diffusion de sédiments en suspension est assurée par le réseau dense de chenaux de marée relié aux cours d'eau principaux, et cet apport sédimentaire (Flood et al., 2015) encourage le maintien de la mangrove.

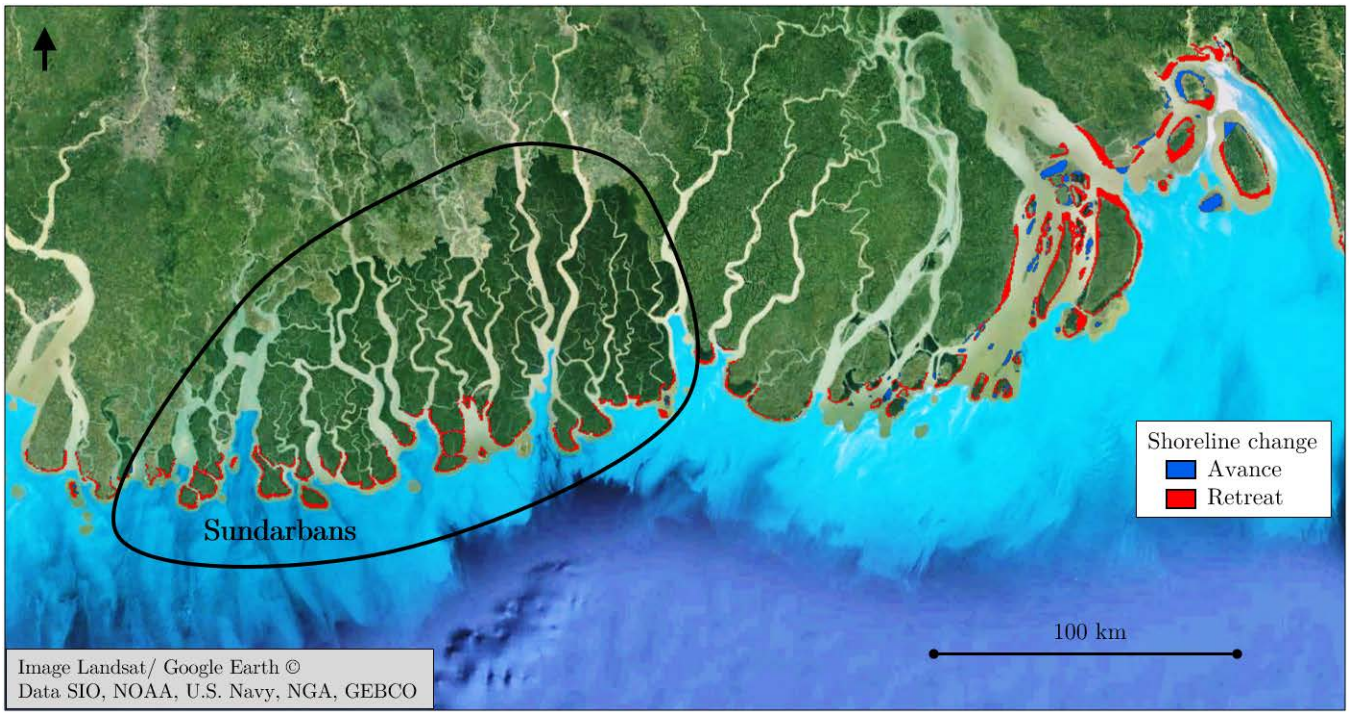


Figure IV - 25. Variation spatiale du littoral du delta du Gange-Brahmapoutre, en termes d'érosion (en rouge) et d'accrétion (en bleu) et localisation de la zone deltaïque abandonnée à mangroves denses des Sundarbans.

Les secteurs de deltas abandonnés, par le manque d'apport sédimentaire fluvial suffisant et donc de sédimentation sur la plaine deltaïque, sont soumis à une forte subsidence qui accentue la perte de surface côtière, parallèlement à l'érosion engendrée par les dynamiques marines. Le delta du Mississippi, étudié précédemment, semble se diriger vers ce type d'état, avec une érosion progressive de la zone d'embouchure principale, au profit des deux nouvelles. Le passage à l'abandon d'un secteur, parfois vaste de plusieurs centaines de mètres de linéaire côtier, soit plusieurs milliers de kilomètres carrés, est une importante mise en contrainte des populations qui habitent et exploitent ces espaces. Elles subissent alors la réduction de la superficie occupée et sont de plus en plus exposées aux aléas marins du fait d'une subsidence accélérée.

2.1.3. Cellules sédimentaires littorales

L'observation majeure suivante de ces représentations cartographiques concernant l'évolution du littoral sur les périodes d'étude associées à chaque delta réside dans la forte variabilité spatiale, particulièrement marquée le long du littoral des deltas du Mékong (Figure IV - 23 b), du Niger (Figure IV - 23 f), de l'Orénoque (Figure IV - 22 c), du Godavari (Figure IV -

20 c), de l'Amazone (Figure IV - 20 a), du Danube (Figure IV - 21 c), du Pô (Figure IV - 21 g) et de l'Ebre (Figure IV - 21 h). L'alternance longitudinale d'érosion et de progradation semble correspondre à une dynamique de cellules littorales. Les directions principales des houles significatives représentées sur chaque carte, déduites des climats de houle générés sur un maillage spatial de 0,25° à partir des données de réanalyse ERA40 (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.2 ; Annexe K) fournissent des indications quant à l'interprétation et l'estimation des trajectoires des courants proche-côtiers, donc du caractère unidirectionnel ou bidirectionnel de la dérive littorale. Ainsi, depuis l'embouchure, la direction du transit sédimentaire peut être estimé depuis les zones en érosion qui alimentent en sédiment celles en avancée (Figure IV - 26 et Figure IV - 27).

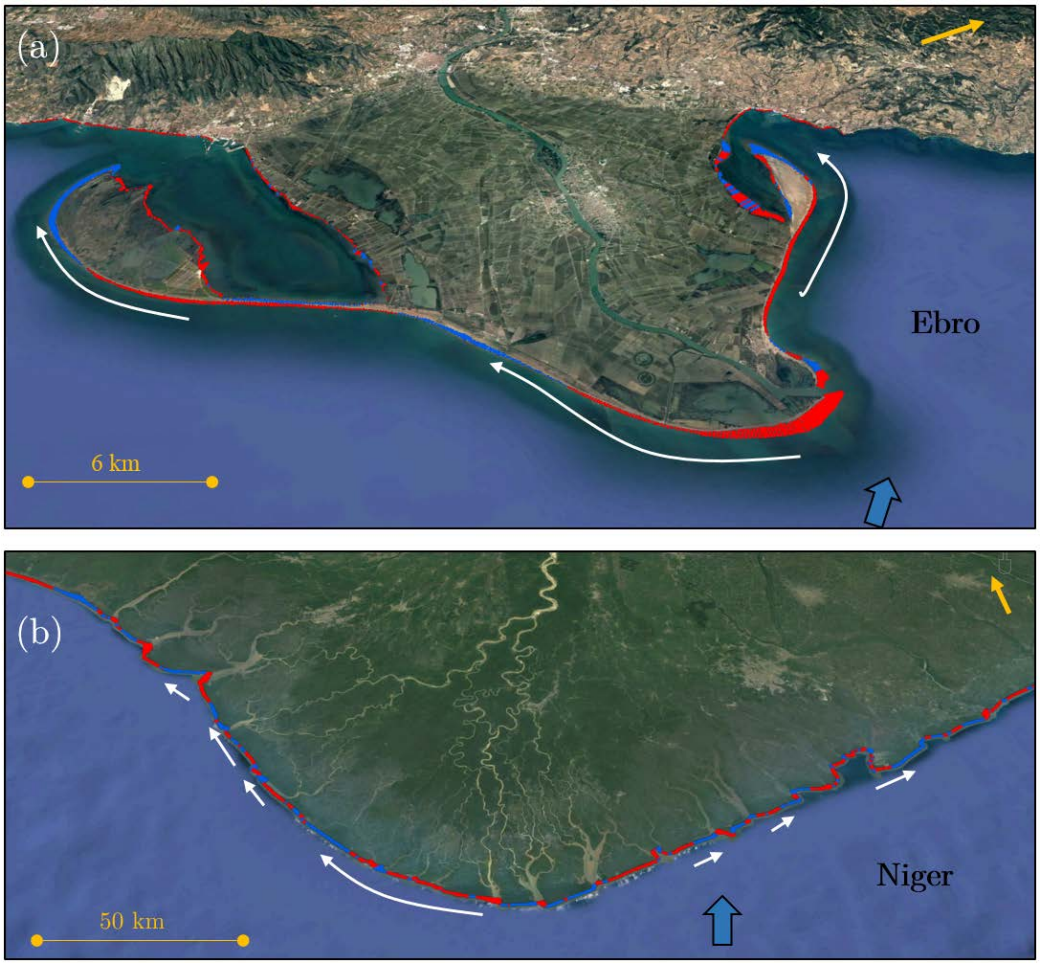


Figure IV - 26. Variation spatiale du littoral des deltas (a) de l'Ebre et (b) du Niger, en termes d'érosion (en rouge) et d'accrétion (en bleu) et indication sur chaque image de la direction dominante des houles (flèches bleues) et de la dérive littorale déduite (flèches blanches).

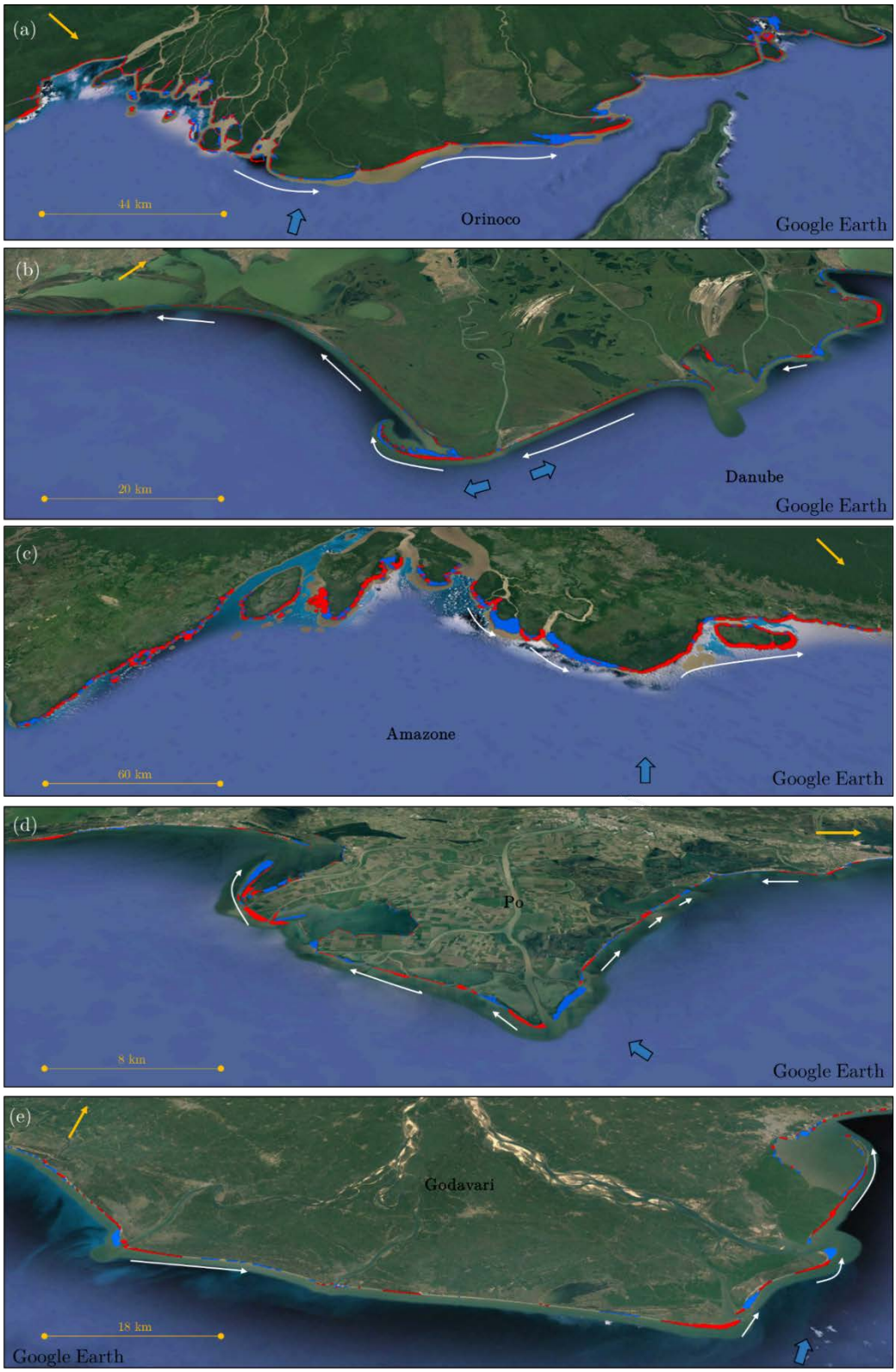


Figure IV - 27. Variation spatiale du littoral des deltas (a) de l'Orénoque, (b) du Danube, (c) de l'Amazone, (d) du Pô et (e) du Godavari, en termes d'érosion (en rouge) et d'accrétion (en bleu) et indication sur chaque image de la direction dominante des houles (flèches bleues) et de la dérive littorale déduite (flèches blanches).

Le cas du delta du Mékong a été approfondi car ses importantes dimensions et la concentration des embouchures sur seulement un tiers de son étendue côtière compliquent son fonctionnement dynamique (Figure IV - 28 a). Le secteur des embouchures (S1), principalement sableux, est un espace de lobes globalement en progradation, de presque 10 m/an, une avancée générée par des apports sédimentaires importants du fleuve. Cependant, de larges fluctuations de la mobilité côtière se dessinent sur chacun des lobes. La redistribution sédimentaire suivrait les forçages hydrodynamiques de la mousson d'hiver, conformément à une dérive littorale dominante du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Cette organisation décrit des cellules de dérive littorale, dans lesquelles les sédiments de la partie nord de chaque lobe alimenteraient la partie sud, en accrétion, avec un transport détritique du Nord-Est au Sud-Ouest. Le second secteur (S2), sur le prolongement méridional de celui des embouchures, contraste avec la zone des embouchures par sa forte et vaste érosion, avec un taux de recul côtier de -14 m/an, touchant plus de 70% des 160 km de linéaire côtier (Annexe M). Cependant, sa moitié nord intègre un développement spatiotemporel hétérogène, périodiquement en accrétion, du fait notamment de sa proximité avec les embouchures et la transition granulométrique, d'une fraction sableuse à dominance vaseuse vers le Sud. La partie méridionale du secteur maintient au contraire une érosion intense sur toute la période d'étude. Ce secteur correspond à une zone de transit du Nord-Est au Sud-Ouest de vases fluides. Un dépocentre en avant-côte accueille une large part de la charge sédimentaire déplacée depuis les embouchures jusqu'à ce secteur. Ce transport de sédiments vers le Sud-Ouest aurait contribué à une rotation vers l'Ouest du delta, au niveau de la Pointe de Cà Mau. La moitié sud de ce secteur, largement en érosion, est fortement impactée par les houles de Nord-Est à cause de l'exposition du trait de côte, davantage orienté orthogonalement aux houles de la mousson du Pacifique. De plus, Unverricht et al (2013) ont montré qu'une canalisation des sédiments prend place, sur la plateforme deltaïque subaquatique, parallèlement au rivage, à environ 10-15 m de profondeur. Cette « perte » sédimentaire pour le littoral accélère probablement l'érosion. Le dernier secteur (S3), est quant à lui caractérisé par une forte progradation côtière au niveau des sorties de chenaux de marée de Cà Mau et de Rach Gia et une faible mobilité littorale le long de sa zone centrale. Ce sont ces deux extrémités Nord-Sud qui justifient un taux d'accrétion significatif global de 13 m/an entre 1965 et 2014. Ce secteur, loin des embouchures, n'est que très faiblement impacté par le transit sédimentaire, celui-ci étant en majorité intercepté par le dépocentre.

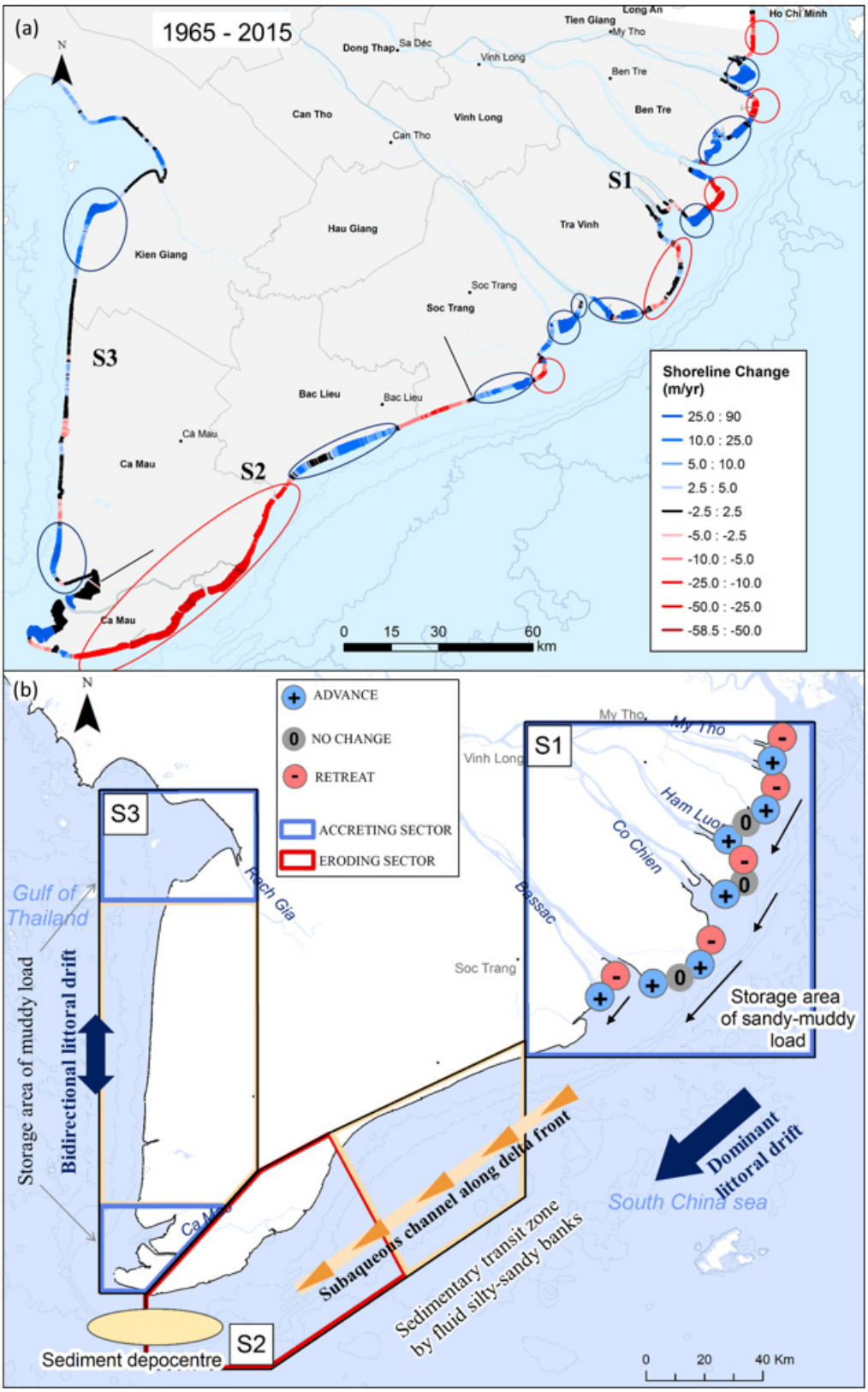


Figure IV - 28. Morphodynamique récente du littoral du delta du Mékong, divisé en trois secteurs, la zone des embouchures (S1), la région vaso-sableuse au Sud-Est (S2) et le littoral du Golfe de Thaïlande (S2), de 1965 à 2015, avec (a) une carte spatialisant la variation annuelle côtière et (b) une proposition d'interprétation synthétique de la dynamique morpho-sédimentaire du littoral.

L'identification de cellules littorales le long des lobes d'embouchures du delta du Mékong nécessite l'intégration d'une dimension temporelle dans l'analyse morphologique. En effet, considérer l'alternance de zones littorales en érosion et en avancée sur une seule période limite l'interprétation de telles cellules. L'exemple du delta du Mékong a été pris pour cette étude spatiotemporelle pluri-décennale en tant que site représentatif des autres deltas jugés dans le même cas de figure, précédemment énoncés (Figure IV - 28 b). Le comportement morphodynamique littoral de ces derniers est comparable à celui du delta du Mékong. L'analyse matricielle des variations spatiales littorales sur sept périodes successives ont permis de vérifier cette hypothèse (Figure IV - 29).

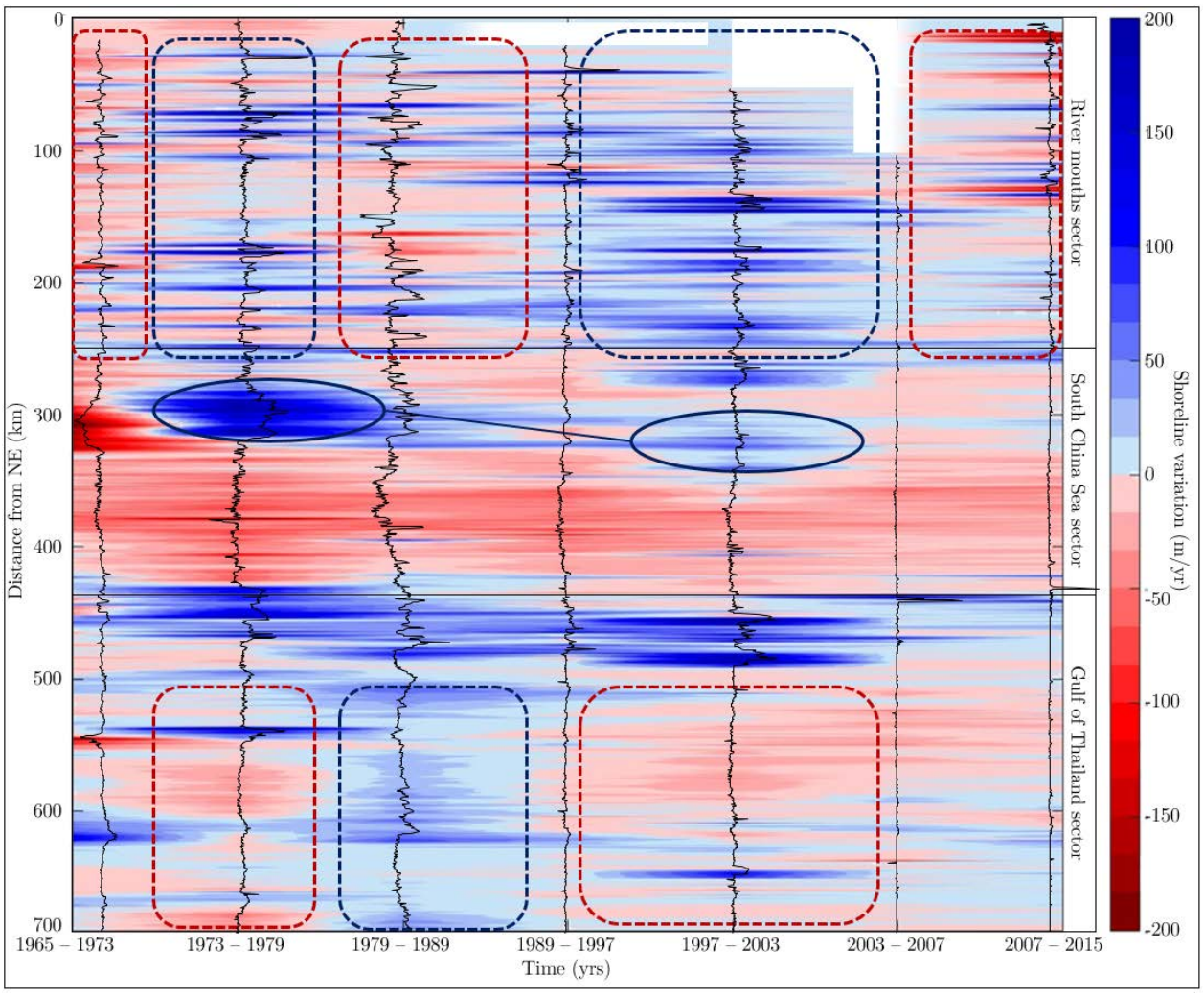


Figure IV - 29. Comparatif de la répartition des variations annuelles du rivage le long du delta du Mékong (ordonnées), par période pluriannuelle étudiée (abscisses), de 1965 à 2014.

Au niveau des embouchures, il existe bien une alternance d'érosion et d'accrétion locale, qui souvent s'inverse d'une période à une autre, confirmant ainsi la mobilité de ces cellules le long de la côte. Il existerait même une pulsation générale, avec des périodes globalement progradantes, d'autres couvrant un recul du littoral spatialement plus étendu (Encadrés en pointillés sur le graphique). Des migrations plus importantes s'observent également, notamment sur la région de « Mer Est » (« Mer de Chine Méridionale »), au Sud-Est du secteur des embouchures (régions entourées en bleu). Une alternance de périodes en avancée et en recul s'observe également sur la partie occidentale du delta, avec des phases opposées à celles observées le long du secteur des embouchures. Cette opposition suggèrerait une phase de latence, une réponse décalée des apports ou des déficits périodiques en sédiments depuis la région des exutoires principaux du Mékong. Ce décalage s'observe notamment sur le graphique (Figure IV - 30) avec le retard de reprise d'avancée sur la côte au sud-est des embouchures (secteur de Mer Est) par rapport à la période d'accélération de la progradation du secteur des embouchures, ce retard étant accentué sur la zone du Golfe de Thaïlande, la plus éloignée des exutoires, où par ailleurs les taux d'évolution côtière sont globalement plus faibles sur toute la période d'étude.

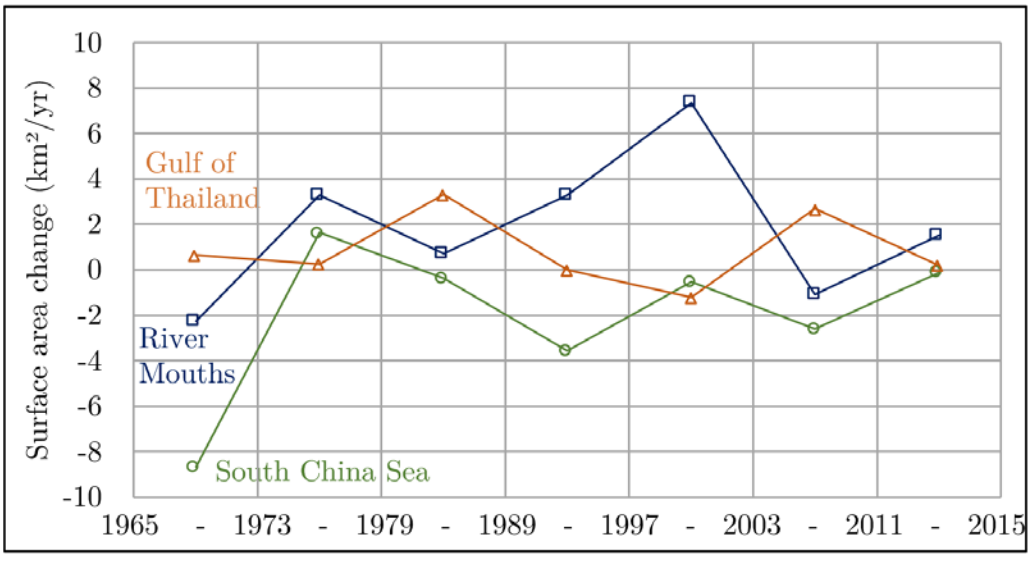


Figure IV - 30. Variation annuelle côtière surfacique le long des trois secteurs identifiés du littoral du delta du Mékong, la zone des embouchures (en bleu), du sud-est des embouchures en Mer de Chine Méridionale (en vert) et du Golfe de Thaïlande (en orange).

La présence de cellules littorales n'est pas spécifique au delta du Mékong, bien au contraire. L'ensemble des deltas exposés à des courants *longshore* induits par les houles sont théoriquement

soumis à ces dynamiques morphosédimentaires, à l'image du delta du Rhône (Sabatier et Suanez, 2003) (Figure IV - 31).

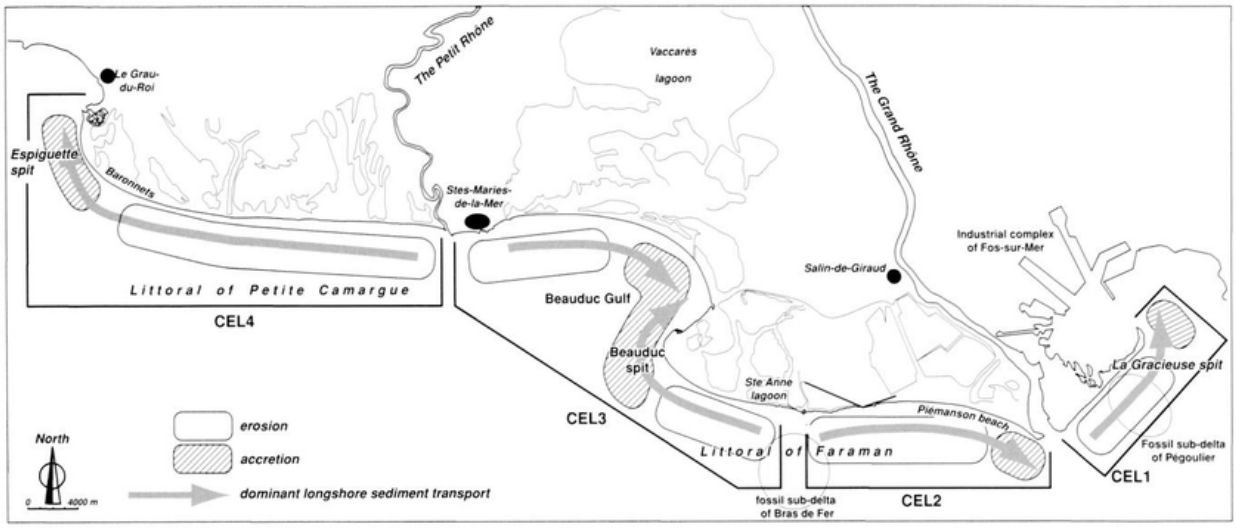


Figure IV - 31. Organisation des cellules littorales le long du delta du Rhône (Sabatier et Suanez, 2003).

L'exemple du delta de l'Ayeyarwady illustre de la même façon la présence de cellules littorales sableuses, malgré une fraction sédimentaire globale principalement vaseuse. Pour cela, la variation spatiale de la granulométrie est employée pour en déduire les transports côtiers. Une étude sédimentologique, conduite sur le terrain en novembre 2016 sur les plages de l'ensemble du delta, le long du littoral, vient étayer cette affirmation. Ce travail a permis d'observer un gradient de la taille des sédiments depuis l'extrémité orientale jusqu'à la terminaison ouest du delta. L'analyse, après la collecte de 30 échantillons, a été réalisée en laboratoire au CEREGE. Tous les échantillons sont constitués de sables, à l'exception d'un seul échantillon du site 11. Tous étaient initialement homogènes, séparés par un diviseur de sédiments en inox et dispersés à l'aide de 0,3% d'hexamétaphosphate de sodium, en tant qu'agent dispersant, suivant la procédure décrite dans Psomiadis et al. (2014). La distribution granulométrique a été mesurée à l'aide d'un granulomètre laser Beckman Coulter LS 13320 avec une gamme de tri de 0,04 à 2 000 µm. Le modèle de calcul utilise la théorie de Fraunhöfer et Mie. Pour ce protocole, l'eau a été utilisée comme témoin (RIwater = 1,33 à 20°C), dont l'indice de réfraction RI est dans la gamme de celui de la kaolinite pour la phase solide (RIkaolinite = 1,56), pour laquelle les coefficients d'absorption sont de 0,15 pour la longueur d'ondes laser de 780 nm et de 0,2 pour la longueur d'ondes polarisée (Buurman et al., 1996). Les échantillons contenant des particules fines ont été dilués pour mesurer un

obscurcissement compris entre 8 et 12% et une obscuration PIDS (*Polarization Intensity Differential Scattering*) entre 45 et 70%.

Par sélection volontaire, le sable prédomine sur tous les sites où des échantillons ont été collectés (Figure IV - 32, Figure IV - 33 et Figure IV - 34).

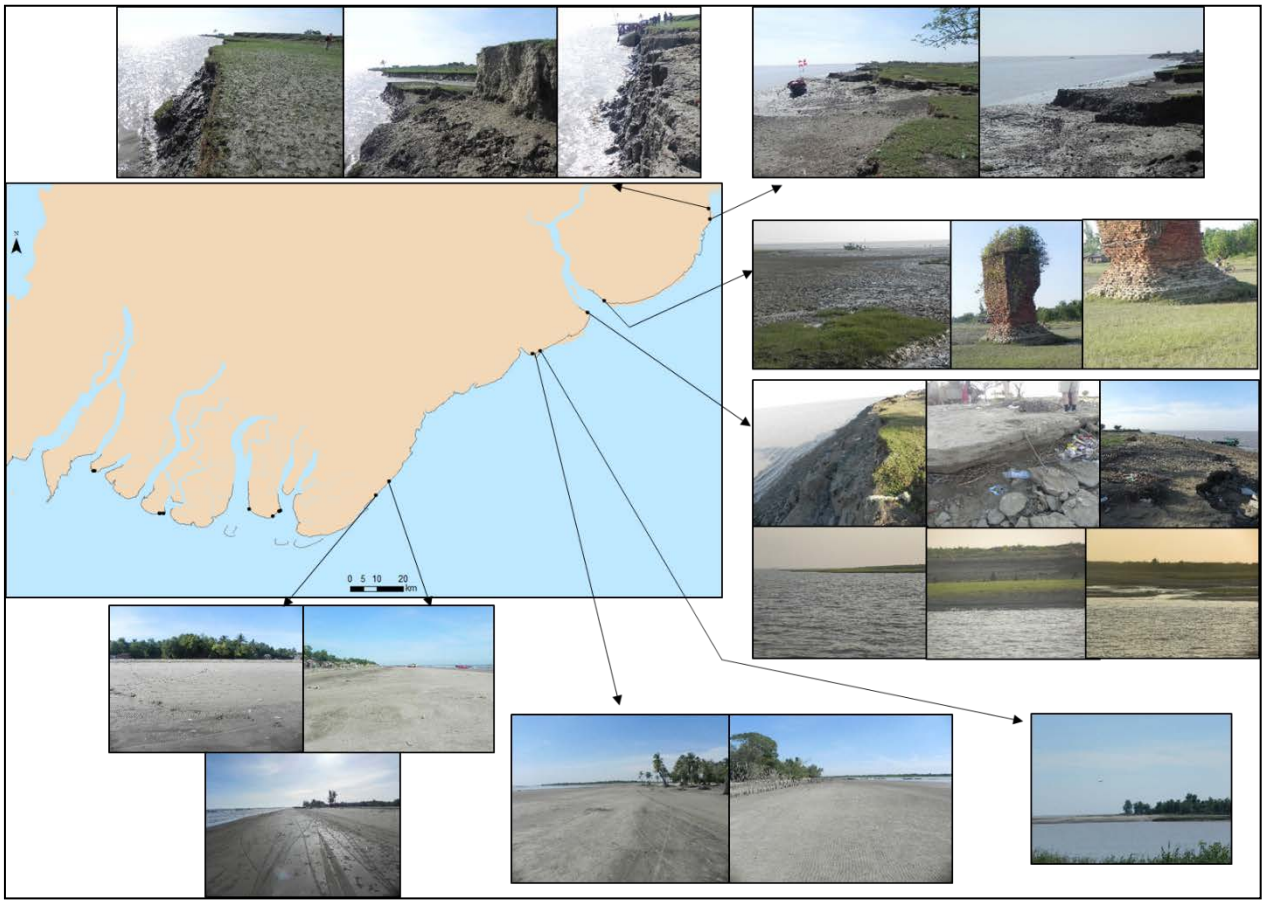


Figure IV - 32. Photographies montrant les types de littoral oriental du delta de l'Ayeyarwady et la transition d'une côte Est riche en vase vers une présence plus forte des sables vers l'Ouest.

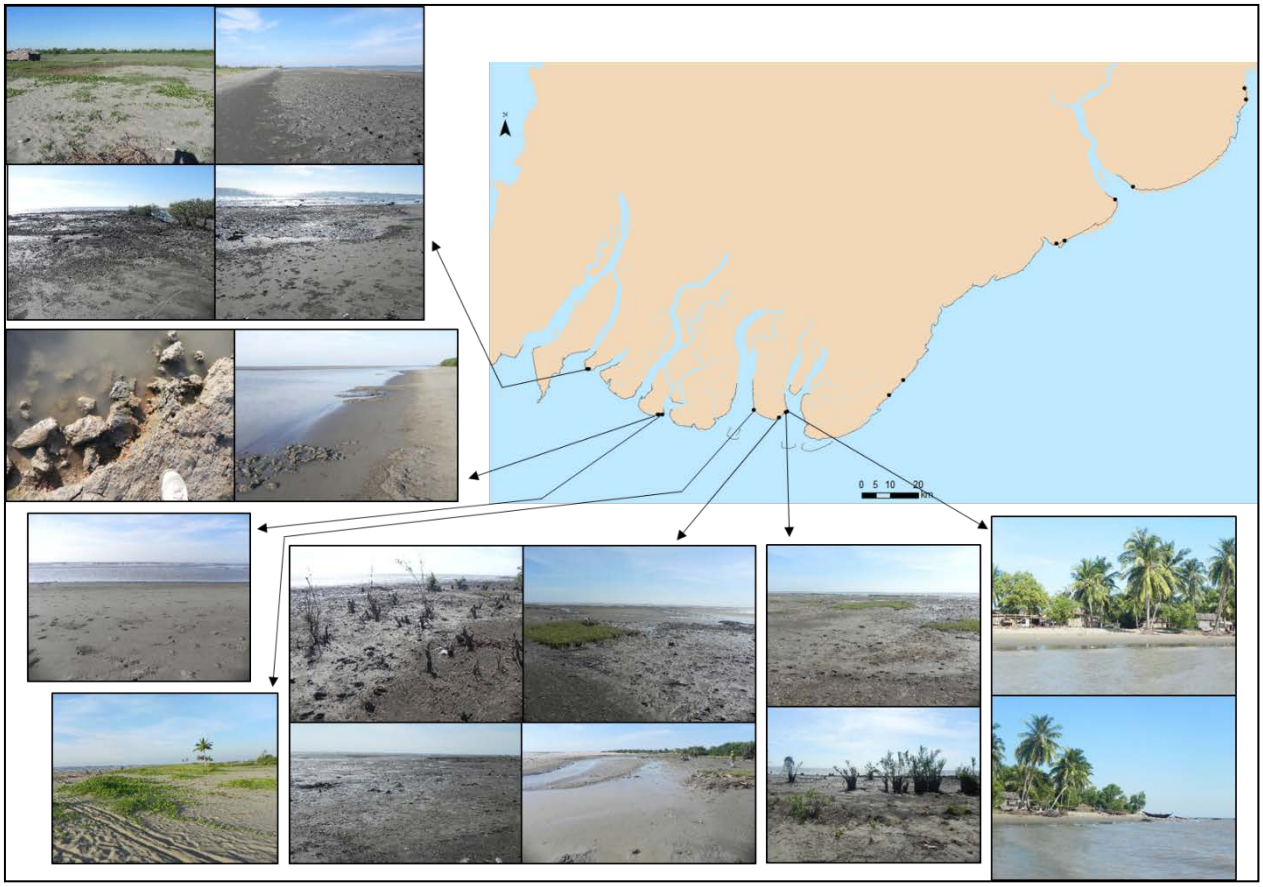


Figure IV - 33. Photographies montrant les types de littoral occidental du delta de l'Ayeyarwady et la transition d'une côte Est riche en vase vers une présence plus forte des sables vers l'Ouest.

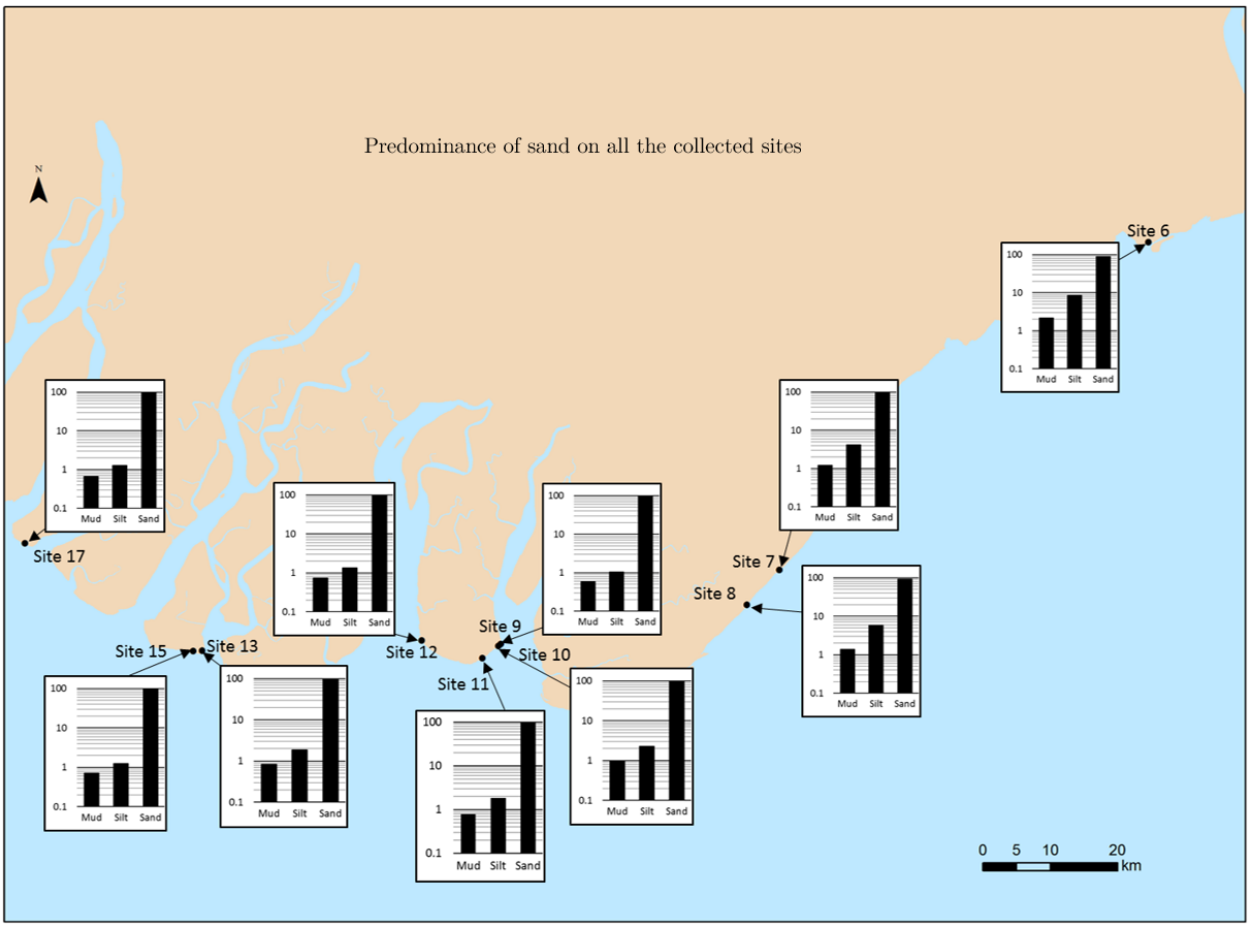


Figure IV - 34. Caractéristiques granulométriques des dépôts de plage du delta de l'Ayeyarwady.

Les valeurs de taille de grains sont moyennées sur plusieurs échantillons d'un même profil *cross-shore* de plage (Annexe L). L'analyse granulométrique montre une augmentation progressive de 54% du D_{10} (+ 46 µm) d'est en ouest (Figure IV - 35). Les valeurs D_{50} et D_{90} n'augmentent de manière significative que d'est en ouest après le site n°8 (S8), c'est-à-dire dans le secteur des embouchures multiples. Cela implique qu'il existe un gradient de taille de l'est vers l'ouest, les plus fins des sédiments étant majoritaires vers l'est. Ces résultats sont en accord avec les observations sur le terrain concernant une tendance préférentielle à l'afflux de sédiments les plus fins vers l'est et le transport de la vase dans cette même direction par les courants (Figure IV - 36). Il existe toutefois une inversion de cette tendance entre les sites S7 / S8 et le site S6. Les valeurs D_{50} et D_{90} du site 6 sont plus élevées, c'est-à-dire correspondant à du sable fin, devenant de plus en plus grossier vers l'Ouest. Cela pourrait refléter une plus forte dispersion vers le large des sédiments fins par l'embouchure du chenal artificialisé de Yangon et par les courants de marée

plus forts dans ce secteur. Globalement, il n'y a pas de tendance claire dans les variations de la taille du sédiment à travers le rivage sur les profils *cross-shore* (Annexe L). Les échantillons de la plage supérieure sont tous très sableux, à l'exception du site S8. Généralement, la plage de marée basse, qui se caractérise par de faibles vagues déferlantes à marée basse (suite à une forte dissipation de vagues, modulée par la marée, à ce stade), est constituée de sables plus fins que le long du reste du profil. La dissipation extrême de la marée basse est également associée à une plage inférieure généralement plus vaseuse, plus ou moins accessible à pied, qui est une signature commune de côtes deltaïques dominées par les marées. Cela explique la teneur en limons et argiles extrêmement élevée de l'échantillon de plage inférieure dans le site S11. Cet échantillon a alors été écarté de l'analyse de la tendance à long terme.

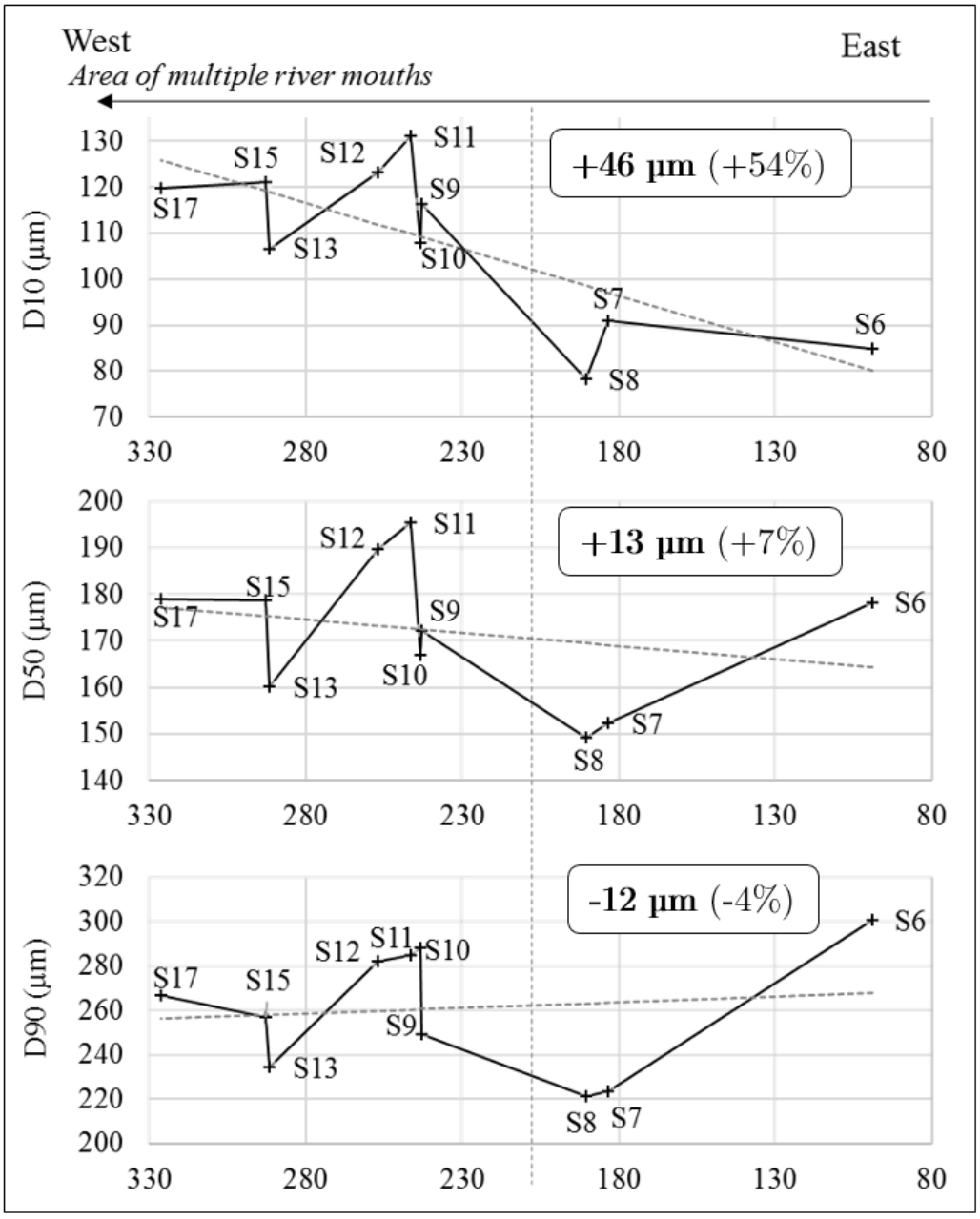


Figure IV - 35. Variations le long du littoral des caractéristiques granulométriques des plages sur le delta de l'Ayeyarwady, montrant une tendance nette vers un environnement de sédiments plus fins vers l'Est.

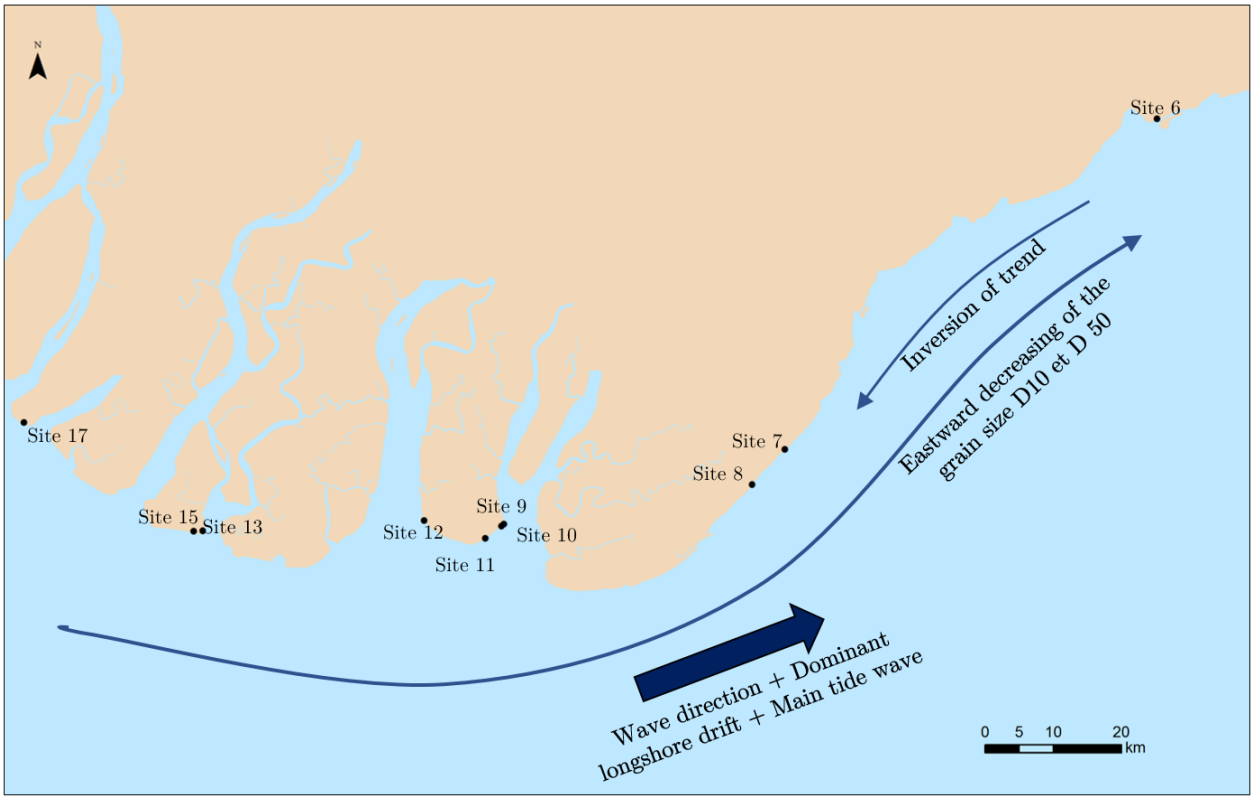


Figure IV - 36. Carte de synthèse indiquant une tendance vers une taille des sédiments plus fine vers l'Est et le rôle des courants induits par les vents, les vagues et les marées dans le transport vers l'Est des sédiments.

2.2. Zone des embouchures et fragilités deltaïques

Dans certains cas, les embouchures ne s'étendent pas sur l'ensemble des deltas bien qu'elles participent activement à leur entière construction. Les étudier spécifiquement permet d'envisager le devenir des côtes adjacentes et de diagnostiquer l'état général du système deltaïque. Un recul significatif avéré sur ces localités n'est pas un fonctionnement naturel d'un delta mais, théoriquement, est repéré dans la phase de destruction, de « mort » du delta. Sa géométrie est également un bon indicateur du relais éventuellement opéré entre les actions du fleuve et des houles, ce dernier agent pouvant prendre le pas en termes d'influence, et conduire alors à une asymétrie du littoral à l'embouchure.

2.2.1. Evolution côtière aux embouchures

Il existe visuellement un contraste marqué pour certains deltas sur les oppositions croisées d'érosion, d'accrétion, de la zone des embouchures et de leurs côtes adjacentes.

Sur les 44 deltas où la zone des embouchures est analysée en détail, 70% ont un littoral en recul (35 embouchures), mais 29 deltas ont un secteur d'embouchures en recul (Figure IV - 37). Par ailleurs, 84% des deltas en recul ont un secteur d'embouchures qui rétrograde aussi. 37% des deltas considérés stables sont en recul aux embouchures et 17% des deltas en avancée ont une zone d'exutoires en érosion.

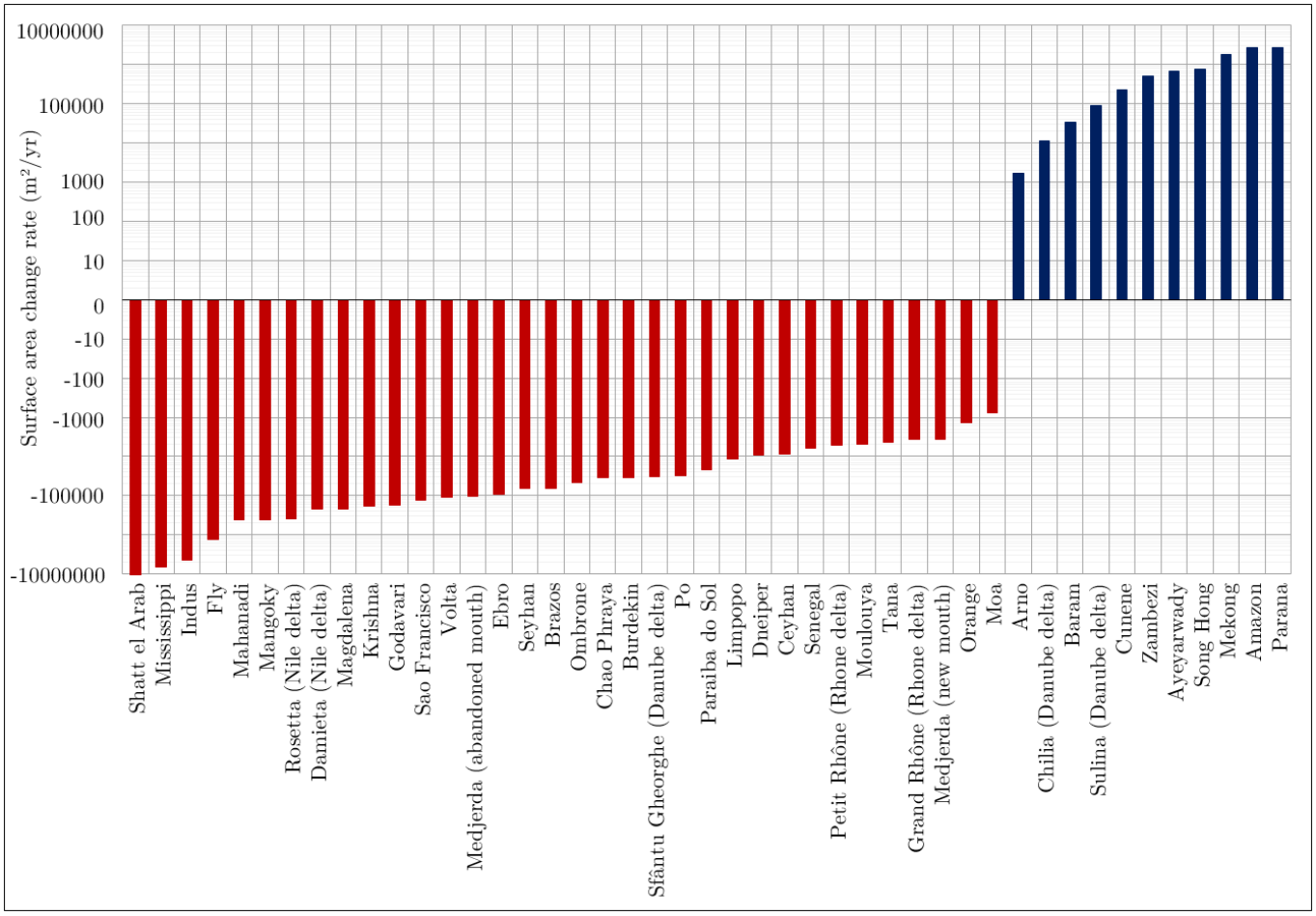


Figure IV - 37. Evolution annuelle côtière surfacique du littoral des deltas étudiés.

Concernant les deltas de l'Ombrone (Figure IV - 21 j), du Baram (Figure IV - 20 b), de la Grijalva (Figure IV - 23 d), de la Vistule (Figure IV - 22 g), du Paraíba del Sol (Figure IV - 22 e), du Ceyhan-Seyhan (Figure IV - 21 b), de la Medjerda (Figure IV - 21 i) et du Zambèze (Figure IV - 17 e), il semble y figurer une érosion côtière marquée sur la zone d'embouchures et une progradation notable sur les littoraux de part et d'autre. A l'opposé, le littoral du delta du Cunene (Figure IV - 18 f) et de neuf autres avance à l'embouchure, tandis que les côtes adjacentes reculent. Cette situation semblerait correspondre à des conditions où le blocage des sédiments au niveau de

l'embouchure est favorisé. L'embouchure Chilia, du Danube, compte parmi eux. Elle est le principal récepteur des sédiments fluviaux du fleuve Danube, captant près de 58% des flux liquides et solides du bassin (Bondar et Panin, 2001 ; Tatui et Vespremeanu-Stroe et al., 2016). Par ailleurs, la proximité de la zone d'embouchure du Sulina laisse penser qu'elle reçoit, par le biais de la dérive littorale, des sédiments transportés vers le Sud, qui proviennent d'une part significative de la charge sédimentaire apportée jusqu'à la branche d'embouchure sud du Chilia, conjointement au remaniement des cordons littoraux de flanc oriental. La morphologie de ce secteur en baie et le rôle d'abri de l'île barrière étendue en avant-côte (Barrière de Sakhalin), combinée à deux jetées parallèles de 8 km qui protègent l'embouchure Sulina (Bondar et Panin, 2000), favoriserait la séquestration des sédiments, la sédimentation et progressivement le comblement de la baie reliant le Chilia au Sulina. D'autre part, il semblerait qu'une tendance vers un changement de captation des sédiments fluviaux s'opère progressivement, avec une répartition convergente des sédiments entre les trois zones d'embouchure principales du Danube, une augmentation du coefficient de répartition pour les embouchures Sfântu Gheorghe et Sulina, tandis que le Chilia perd peu à peu sa place de « leader » (Figure IV - 38). Quant à l'Arno, son embouchure est fortement contrôlée et aménagée, ce qui entraîne une significative séquestration des sédiments dans cette zone (Anfuso et al., 2011). Anthony (2015) a montré la capacité, pour certains deltas influencés par les vagues, de séquestrer le sable du rivage remanié, à travers un comportement auto-organisé, impliquant des gradients évolutifs dans le transport des sédiments le long des côtes et notamment des contre-dérives aux limites des deltas. Les deltas du Zambèze, du Baram et de la Vistule sont sujets à une érosion significative au niveau de l'embouchure, première et principale zone de réception des sédiments contributeurs au développement deltaïque. Les sédiments fluviaux atteignant la côte seraient redistribués par les courants littoraux. Une érosion localisée sur l'embouchure-même indiquerait une insuffisance sédimentaire qui pourrait empêcher la compensation des départs détritiques de part et d'autre de l'exutoire et ainsi le développement progressif deltaïque. Pourtant, ces trois deltas sont considérés en progradation globale significative (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.1.1). Ce détail laisse ainsi présager un début de fragilisation de ces littoraux.

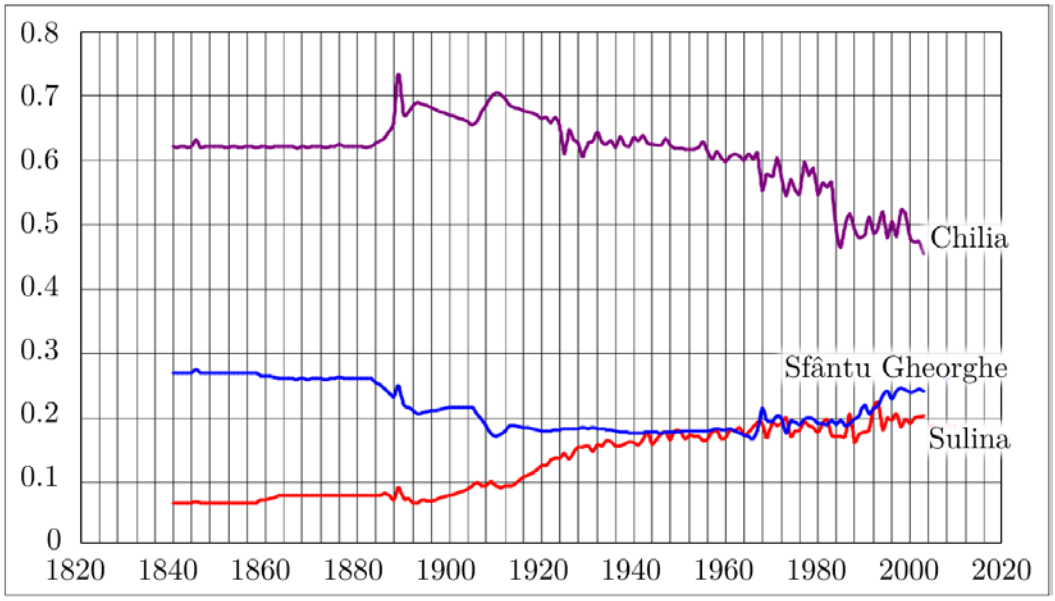


Figure IV - 38. Evolution temporelle de la répartition du débit fluvial entre les principaux chenaux distributaires du delta du Danube sur la période 1840 – 2003 (Bondar et Panin, 2000 ; Panin et Overmars, 2012)

L'état d'évolution générale des embouchures est un premier indice de l'état du delta entier associé. Toutefois, cette étude peut être enrichie par une analyse poussée de la géométrie de ces exutoires et leur évolution.

2.2.2. Evolution géométrique côtière

L'évolution géométrique aux embouchures a été étudiée sur 43 des 60 deltas de cette thèse. Les 17 deltas estuariens, aux embouchures multiples et aux formes complexes, ont été exclus de cette étude. Par ailleurs, le travail a été approfondi sur un échantillon de dix deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire, entre les années 1970 et 2015 (Besset et al., 2017a).

Pas moins de 105 embouchures ont été géométriquement analysées pour l'année 2015, sur 51 deltas (Partie II, chapitre 1, Section 2.3.1). Les résultats montrant l'angle moyen mesuré des embouchures pour chaque delta ont déjà été exposés en troisième partie de ces travaux, lors de la constitution de la base de données (Partie III, Chapitre 2, Section 1). Des informations supplémentaires vont être ici apportées afin de justifier l'intérêt d'un travail sur l'évolution géométrique de ces embouchures (Partie II, Chapitre 2, Section 1). Les moyennes réalisées sur plusieurs embouchures sont signalées sur l'axe du graphique indiquant le nom des deltas par un *(M)* (Figure IV - 39). Le littoral des embouchures deltaïques du Mississippi, du Fleuve Jaune, du

Baram, du Chang Jiang, de la Petchora et deux embouchures du delta du Danube, décrit un angle de littoral inférieur à 90°. Un angle si aigu à l'embouchure indiquerait une forte influence fluviale traduite en progradation forte et préférentielle à l'exutoire, avec une faible redistribution sédimentaire latérale par les houles et les courants associés. Cela n'est évidemment valable qu'en présence d'une accrétion littorale. Dans le cas contraire, notamment pour le delta du Mississippi en érosion généralisée, il peut s'agir soit d'une morphologie héritée d'une période plus ancienne effectivement régie par une influence fluviale dominante, soit d'un effet d'érosion exacerbée par une dérive littorale bidirectionnelle convergente vers l'exutoire. Les embouchures à l'angle d'ouverture littorale compris entre 90° et 180° dessinent un littoral relativement rectiligne, ce qui pourrait indiquer un effet des houles et des courants *longshore* dominants unidirectionnels ou bidirectionnels divergeants depuis l'embouchure. Un angle supérieur à 180° est plus difficile à interpréter, il pourrait s'agir de l'action conjointe des courants de houle et de marée, mais également d'une morphologie de la côte en baie à l'origine (Partie II, Chapitre 2, Section 1).

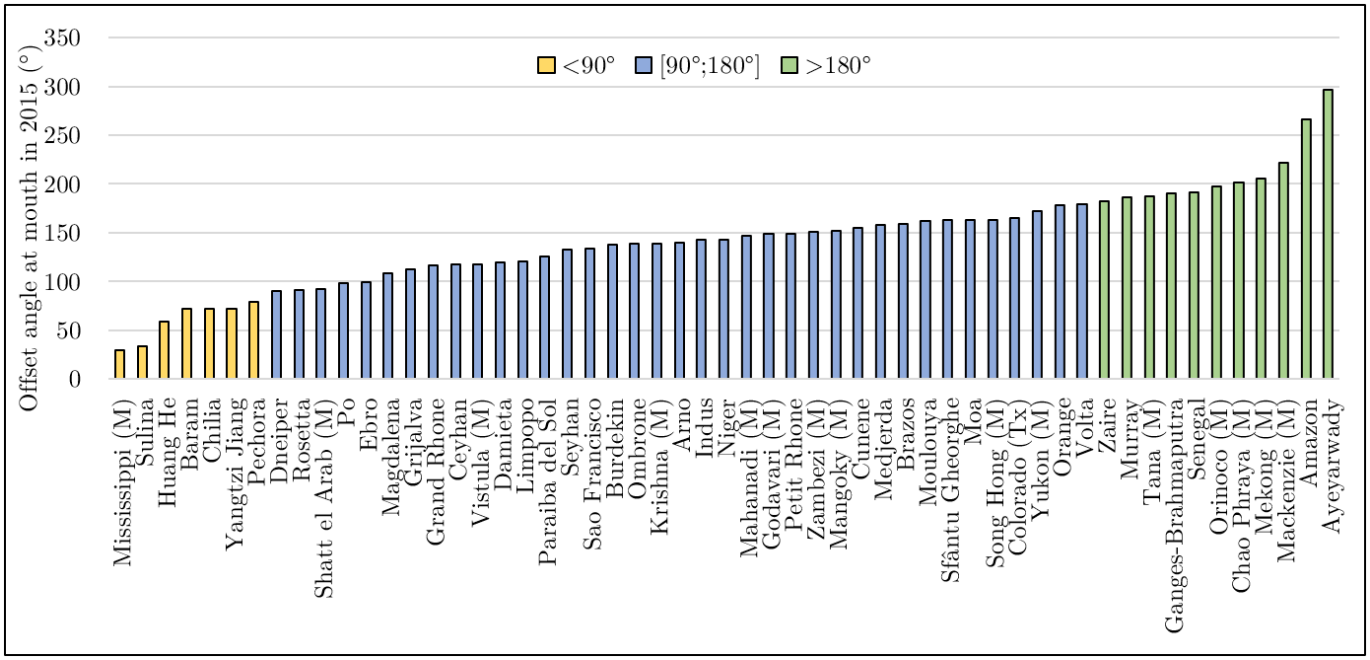


Figure IV - 39. Angle que forme le trait de côte à l'embouchure deltaïque.

Une étude rapide par photo-interprétation a permis d'identifier que près de 65% des deltas étudiés montrent une linéarisation progressive du littoral au niveau de leurs embouchures (Tableau IV - 1). Les cas de dix deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire sont approfondis et étudiés pour chacune de leurs embouchures.

Deltas	Straightening at mouths
Arno, Cunene, Limpopo, Dneiper, Burdekin, Parana, Magdalena, Mahanadi, Mississippi, Danube, Shatt el Arab, Orinoco, Amazon, Ayeyarwady, Mekong	No
Moulouya, Orange, Medjerda, Moa, Ombrone, Brazos, Tana, Paraíba do Sol, Colorado (Tx), Chao Phraya, Ebro, Sao Francisco, Po, Rhone, Senegal, Mangoky, Zambezi, Baram, Ceyhan, Seyhan, Nile, Volta, Song Hong, Krishna, Godavari, Fly, Indus, Niger	Yes

Tableau IV - 1. Tableau indiquant les deltas en phase progressive de linéarisation littorale.

Le cas des deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire

2.2.2.1. Vers un aplatissement côtier ?

En étudiant l'évolution de la géométrie du littoral à leurs embouchures, une tendance générale vers l'aplatissement de la côte est observée, c'est-à-dire une augmentation de l'amplitude d'angle de l'embouchure, avec une évolution maximale pour l'embouchure d'origine de la Medjerda, abandonnée en 1973 (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.1.2) (Figure IV - 40). Seuls les deltas de l'Arno, du Pô, du Rhône, au chenal fortement aménagé donc maintenu jusqu'à l'embouchure, et une embouchure du Danube conservent leur morphologie sur une quarantaine d'années, avec des valeurs faibles d'augmentation ou de diminution des angles qui ne dépassent pas les valeurs de la marge d'erreur. Cependant, ces angles sont déjà, dans les années 1970, très obtus, de plus de 90°. De plus, toutes les embouchures étudiées possèdent un angle d'amplitude supérieur à 90°, à l'exception du Chilia, la branche distributaire Nord du delta du Danube.

	Date	Arno	Petit Rhone (Rhone delta)	Sfântu Gheorghe (Danube delta)	Ebro	Po	Grand Rhone (Rhone delta)	Sulina (Danube delta)	Chilia (Danube delta)	Ceyhan	Seyhan	Moulouya	Damieta (Nile delta)	Rosetta (Nile delta)	Ombrone	Medjerda (new mouth)
Offset angle at mouths (°)	**1970s**	145	154	167	67	95	115	41	56	68	97	157	105	80	124	99
	2015	140	149	163	65	95	116	34	72	118	133	164	120	91	138	159
	Evolution	≈	≈	≈	≈	≈	≈	↓	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑

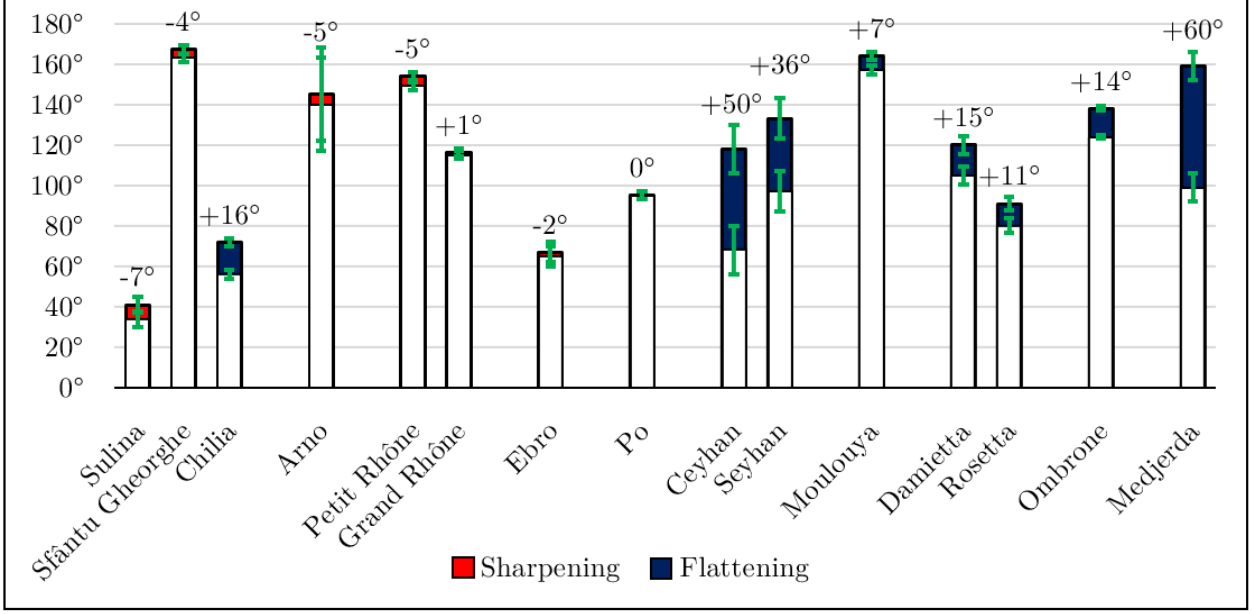


Figure IV - 40. Analyse statistique de l'évolution de l'angle du linéaire côtier à aux embouchures de chaque delta, entre le début des années 1970 et 2015. Les traits de côte avec une augmentation d'amplitude de l'angle correspondent à des linéaires côtiers en cours d'aplatissement, de lissage.

L'évolution géométrique de la côte aux embouchures est un bon indicateur de la progression de l'influence des vagues sur le modelage du littoral (Anthony, 2015). Un aplatissement, combiné à un arrêt de progradation, donne une indication révélatrice de la fragilisation deltaïque. De ce fait, l'augmentation de l'amplitude de l'angle d'embouchure témoigne de l'effet de redistribution des sédiments par les vagues vers les côtes adjacentes, conjointement à un apport appauvri depuis le fleuve, qui ne compense pas ces départs de sédiments. La côte aux embouchures évolue ainsi avec un élargissement de l'angle d'embouchure, une morphologie du trait de côte caractéristique d'une dominance physique croissante des effets des vagues, à l'exception des deltas de l'Arno, du

Pô, du Rhône et partiellement du delta du Danube. Ces deltas sont tous les quatre déjà très influencés par la houle, au regard de leur linéaire côtier déjà très rectiligne dans les années 1970. Concernant l'embouchure du delta de l'Arno, sa position est totalement contrôlée de manière artificielle, tout comme son chenal fluvial (Anfuso et al., 2011). Presque tous les types de structures de protection sont présents le long de cette côte : épis, brise-lames et îles artificielles, digues, revêtements et jetées. D'autres mesures, telles que le raclage du fond marin proche-côtier (Cipriani et al., 1999), la construction d'épis en géotextiles submergés (Aminti et al., 2004) et la création de plages de gravier (Cammelli et al., 2006) ont été réalisées ou continuent de l'être dans la dernière décennie. La tendance à la réduction angulaire de l'embouchure est liée d'une part à cet endiguement massif bloquant localement les sédiments en transit, conjugué à la dérive littorale dominante orientée vers le Nord, d'autre part à la réduction de l'apport sédimentaire fluvial.

L'aplatissement progressif fournit des indications sur l'existence d'un effet significatif de redistribution et d'érosion par les vagues et les courants de dérive littorale au niveau des embouchures et sur les littoraux à proximité. Reste alors à identifier si cet effet est équilibré de part et d'autre de l'exutoire ou si une dérive unidirectionnelle régit le transport sédimentaire le long des côtes deltaïques.

2.2.2.2. Vers une asymétrie accentuée ?

L'asymétrie est une caractéristique morphologique en plan importante de certains deltas, répondant aux dynamiques marines sous l'influence des vagues (Bhattacharya et Giosan, 2003 ; Li et al., 2011 ; Ashton et Giosan, 2011 ; Anthony, 2015 ; Korus et Fielding, 2015). Elle exprime la répartition inégale des sédiments de part et d'autre de l'embouchure deltaïque sous l'effet de la force « d'épi hydraulique », causée par la rencontre de l'écoulement fluvial avec les courants *longshore* qui privilégient l'accumulation sédimentaire d'un côté du delta (Komar, 1973 ; Martin et al., 1987 ; Bhattacharya et Giosan, 2003).

L'analyse de symétrie a été réalisée sur dix deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire afin d'identifier les différentes allures morphologiques des embouchures de chacun et d'estimer l'effet des courants de dérive littorale sur celles-ci. Cette étude porte sur une comparaison géométrique du trait de côte sur deux dates différentes, la première dans les années 1970 en fonction des images disponibles pour chaque delta, la seconde en 2015. Le protocole méthodologique est le même que celui employé pour estimer les vitesses « d'aplatissement » côtier, mais il a été adapté

afin de comparer l'orientation du littoral entre chaque côté de l'embouchure (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.1).

En première observation, dans les années 1970, trois groupes d'embouchures se distinguent.

Le premier, composé des deux embouchures du Rhône et de l'embouchure Rosetta du delta du Nil, décrit une catégorie où l'angle littoral, par rapport au linéaire côtier dérivé de la normale à la trajectoire du fleuve théorique, est plus grand sur la rive droite que sur la rive gauche (Figure IV - 41). Cette dissymétrie annoncerait alors un transport des sédiments vers la rive gauche, conformément à une dérive littorale dominante vers l'Est au niveau des embouchures du Rhône, vers l'Ouest pour celle de Rosetta. Au cours de la période d'étude, les trois embouchures divergent dans leur évolution. L'embouchure du Nil de cette catégorie voit son angle côtier diminuer en rive droite, tandis qu'il reste constant en rive gauche. Concernant l'embouchure du Petit Rhône, c'est l'angle en rive gauche qui diminue, alors que celui de la rive droite reste le même. Dans les deux cas, l'évolution conduit à une atténuation de la dissymétrie observée dans les années 1970 : l'angle des littoraux de part et d'autre des embouchures s'égalise progressivement jusqu'en 2015, ce qui suggère la disparition d'une dérive littorale dominante, avec une possible mise en place de dérive bidirectionnelle. La dérive littorale est initialement conditionnée par les angles incidents de la houle, puis modifiée par le changement d'asymétrie. L'aplatissement observé sur le littoral deltaïque de Rosetta, avec une amplification de l'angle d'embouchure de 11° (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.2.2.1), indiquerait la présence grandissante d'une dérive bidirectionnelle divergente, avec la redistribution préférentielle relativement équilibrée des sédiments fluviaux de part et d'autre de l'embouchure, conjointement à une baisse de ces apports détritiques. Concernant l'embouchure du Grand Rhône, les angles côtiers de part et d'autre de l'embouchure ne changent pas significativement au cours du temps : l'asymétrie observée dans les années 1970 est actuellement conservée, avec une dérive littorale dominante maintenue vers l'Est.

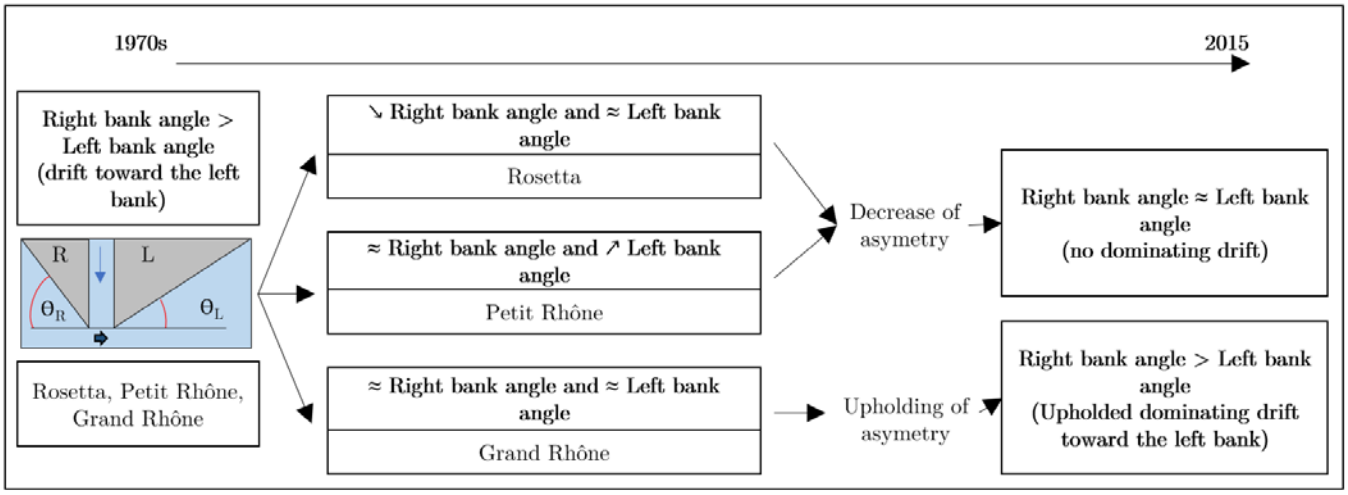


Figure IV - 41. Evolution des embouchures qui présentent une asymétrie côtière, avec un angle en rive et des dérives littorales déduites, initialement orientées vers la rive gauche de ces embouchures.

Le deuxième groupe constitué rassemble une majorité d'embouchures (Figure IV - 42). Celles de la Medjerda (embouchure actuellement active), de la Moulouya, de Damiette (Nil), de l'Ombrone, du Pô, du Ceyhan, du Seyhan, du Danube (Sfântu Gheorghe, Chilia et Sulina) et de l'Ebre possèdent dans les années 1970 un angle littoral plus important en rive gauche qu'en rive droite. Cette dissymétrie indiquerait un transit sédimentaire cette fois-ci vers la rive droite, ce qui correspond à une dérive littorale vers le Sud pour les trois embouchures du Danube et celle de l'Ebre. Elle s'oriente vers le Nord au niveau des exutoires de l'Ombrone et du Pô et vers le Sud-Est le long des deltas de la Medjerda et de la Moulouya. L'analyse de l'évolution montre une divergence importante entre les embouchures. Les littoraux de celles de la Medjerda, de Damiette, de l'Ombrone, du Ceyhan et du Seyhan évoluent avec une diminution conjointe et relativement égale des angles sur les deux rives des embouchures. Quant aux embouchures du Pô, du Sfântu Gheorghe et du Sulina, les angles sont conservés dans le temps. Ces deux ensembles d'embouchures conservent au cours des décennies étudiées la même dissymétrie, avec un angle plus grand en rive gauche qu'en rive droite, donc une même dérive littorale dominante vers la rive droite. Concernant l'embouchure de la Moulouya, la tendance est à la baisse de l'angle d'embouchure sur la rive gauche, simultanément à l'augmentation de celui de la rive droite, ce qui diminue l'asymétrie observée sur la période initiale, même si elle reste significative en 2015, avec une conservation du transit sédimentaire dominant vers la rive droite. Pour finir, les embouchures du Chilia et de l'Ebre

évoluent de manière à accentuer leur dissymétrie, ce qui suggère un renforcement de la dérive littorale dominante ou une augmentation de la sensibilité côtière à ce courant.

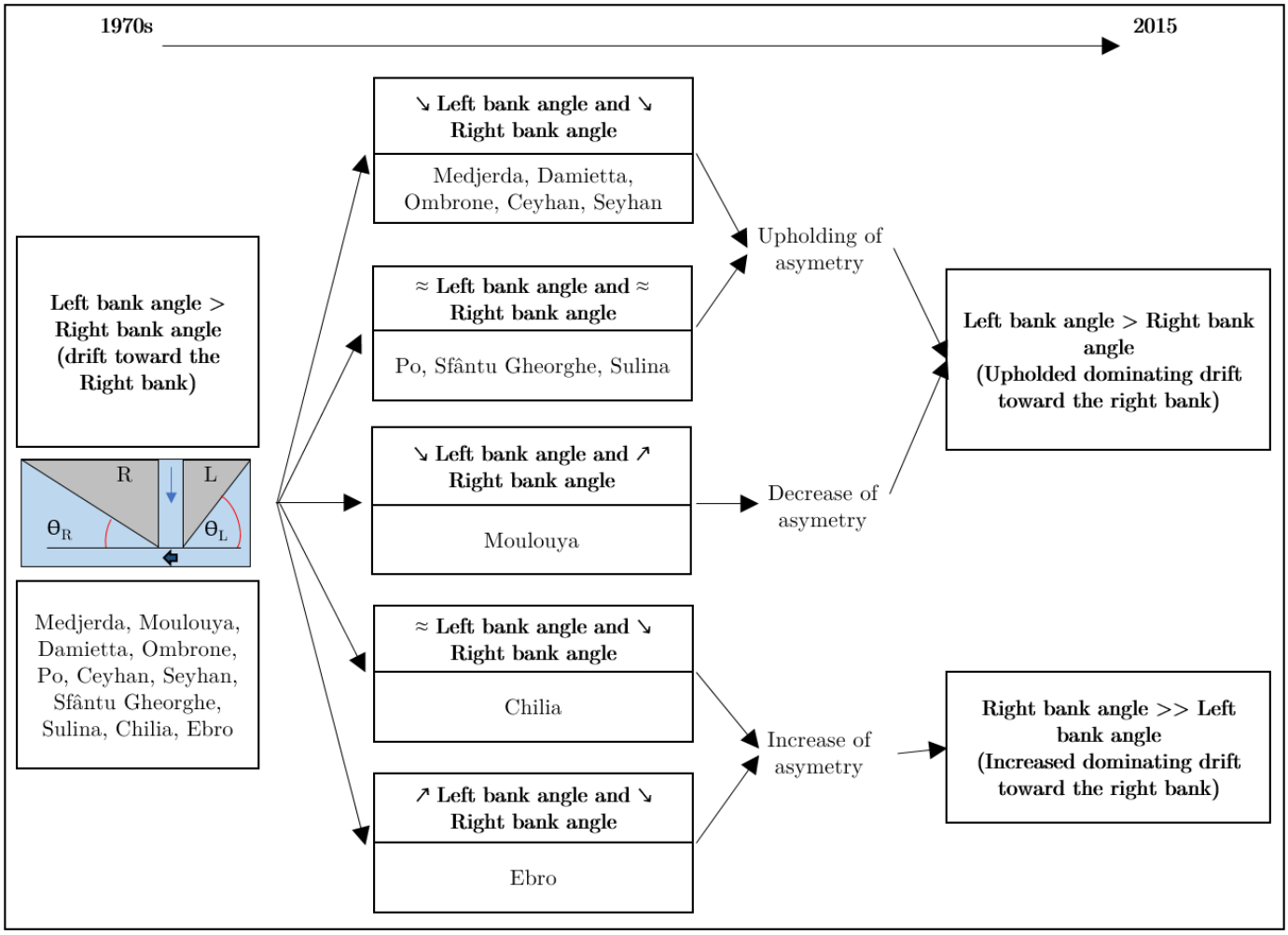


Figure IV - 42. Evolution des embouchures qui présentent une asymétrie côtière, avec un angle en rive et des dérives littorales déduites, initialement orientées vers la rive droite de ces embouchures.

La dernière catégorie n'intègre que l'embouchure du delta de l'Arno dont l'angle est équivalent de part et d'autre de l'exutoire (Figure IV - 43). Cette symétrie est maintenue sur toute la période d'étude, de la même façon que la conservation de l'angle global d'embouchure (Partie IV, Chapitre 1, Section 3.2.2.1). Cette constance serait néanmoins davantage due à la fixation artificielle du littoral qu'à des conditions météo-marines particulières.

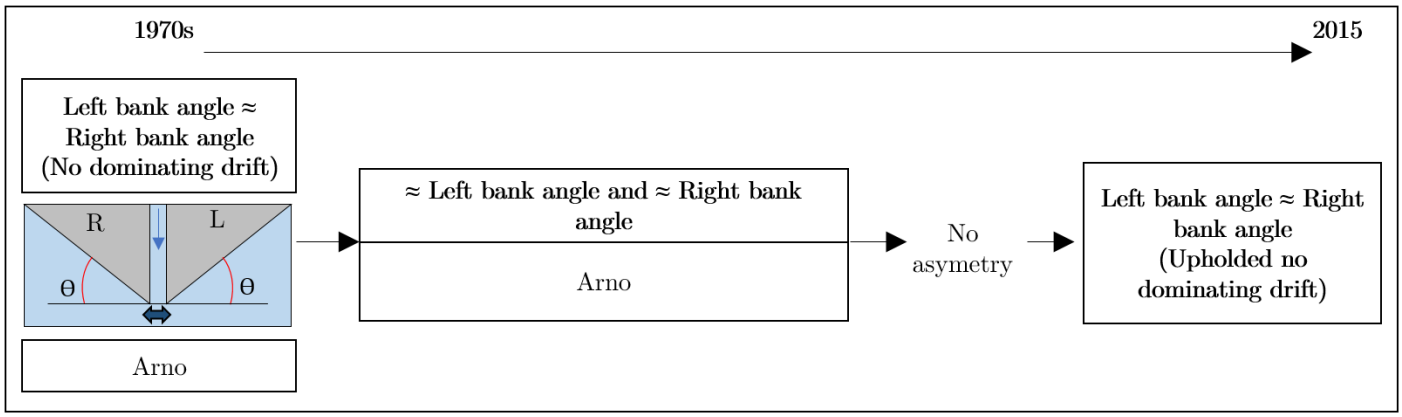


Figure IV - 43. Evolution des embouchures qui ne présentent pas de dissymétrie côtière.

L'évolution des propriétés géométriques des littoraux aux embouchures met en évidence les secteurs où les effets des courants de dérive littorale se renforcent, par exemple à l'exutoire du delta de l'Ebre, ou sont maintenus, comme pour une majorité d'embouchures étudiées.

2.3. Evolution de la disponibilité en sédiments

La disponibilité sédimentaire est l'élément primordial pour assurer le développement deltaïque. Une baisse de charge solide fluviale a des effets rapides et forts sur la stabilité littorale. Pourtant, ces volumes sont spatio-temporellement mal connus. De nouvelles données permettent de palier partiellement ces lacunes, notamment sur la saisonnalité des apports et des déplacements, mais aussi sur une tendance de dix ans parmi les années les plus récentes.

2.3.1. Sédiments en suspension proche-côtiers : deltas régis par la mousson

Les variations saisonnières des sédiments en suspension sont étudiées mensuellement à partir de la détection, la spatialisation et la quantification des concentrations de matières en suspension proches des côtes deltaïques sur deux deltas caractéristiques des environnements à moussons. Ce choix est justifié par la forte variabilité en termes de précipitations et de débits fluviaux, dans un contexte de saisons alternatives humides et sèches. L'intérêt y est surtout d'envisager le temps de latence entre le début de la période de mousson et la propagation des sédiments, ainsi que de localiser les zones préférentielles de stockage et de transit sédimentaire.

2.3.1.1. Delta de l'Ayeyarwady

L'étude des variations quantitatives et spatiales saisonnières des sédiments en suspension en surface, proches du littoral du delta de l'Ayeyarwady, est intéressante pour confronter ces flux de matières avec les conditions climatiques au cours d'une année, dans un contexte climatique tropical régi par la mousson sur la partie du bassin versant inférieur de l'Ayeyarwady (Partie I, Chapitre 2, Section 2.1). La charge sédimentaire transportée par le fleuve jusqu'à la côte est sablo-vaseuse à dominance vaseuse. La majeure partie de la vase apportée par le fleuve, pendant la mousson du sud-ouest, est transportée le long de la côte par les courants régionaux (courants de vents, de vagues et de marées) et elle est déposée dans la zone côtière du Golfe de Martaban (Rudolfo, 1969 ; Ramaswamy et al., 2004 ; Rao et al., 2005). Les concentrations extraterritoriales des matières en suspension (MES) à proximité du delta de l'Ayeyarwady montrent une concentration de MES relativement élevée (données extraites du projet GlobCoast, http://sextant.ifremer.fr/en/geoportail/sextant), notamment dans le secteur du Golfe de Martaban (Partie II, Chapitre 4). Les cartes mensuelles montrent une concentration soutenue dans le Golfe de Martaban au cours d'une année, plus importante pendant les mois de décembre à janvier, plus faible pendant les mois de juillet à septembre (Figure IV - 44, Annexe N). Elle augmente progressivement d'octobre à novembre, jusqu'à produire une ultra-turbidité avec un vaste espace contenant des concentrations supérieures à 200 g/m^3. Pourtant, les débits mensuels montrent un maximum sur les mois de juillet à septembre. Ce décalage pourrait traduire le temps de réponse entre les écoulements liquides importants de mousson et la décharge et la diffusion en mer des sédiments vaseux. Il semble y avoir une progression mensuelle de l'augmentation de la charge proche-côtière en suspension vers l'Ouest et un important piégeage sédimentaire sur l'extrémité Nord-Est du delta, cohérent avec les directions des houles et du gradient de marée (Figure IV - 45).

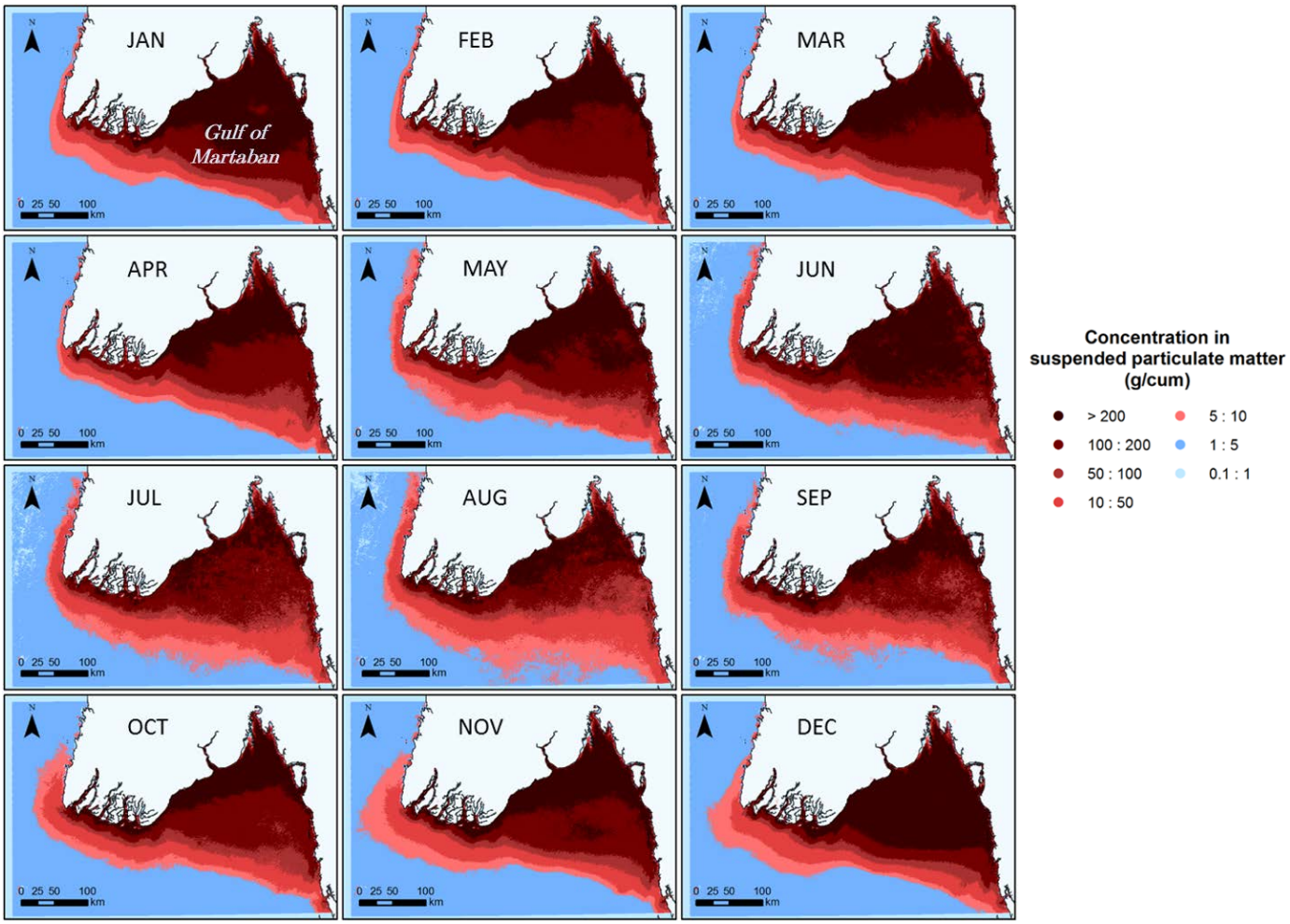


Figure IV - 44. Climat mensuel moyen des particules en suspension au large des embouchures du delta Ayeyarwady et le long de la côte d'Andaman, basée sur la totalité des archives MERIS, sur la période 2002-2012 (Données GlobCOAST).

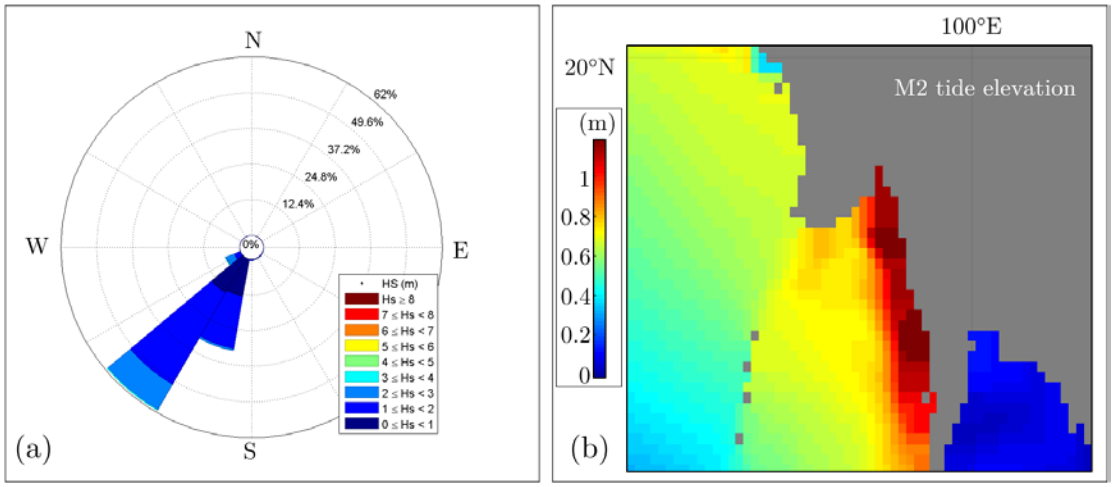


Figure IV - 45. Climat des forçages physiques marins à proximité du littoral de l'Ayeyarwady, avec (a) la rose des houles et (b) le marnage.

La variabilité mensuelle des MES proches du littoral du delta apporte des informations importantes sur de la dynamique fluviomarine. En outre, les variations spatiales des MES mentionnées se reflètent dans les granulométries côtières obtenues sur les zones où des échantillons de plage ont été collectés sur le terrain (Partie IV, Chapitre 2, Section 2.1.3).

Le delta de l'Ayeyarwady, régi par un régime de mousson, accuse de fortes variations de concentrations des MES dans ses eaux côtières. Il est aussi fortement soumis aux courants de marée qui contribuent à la redistribution triée des sédiments fluviaux sur les plages, avec un gradient granulométrique net, d'est en ouest, avec une fraction des sédiments plus fins davantage confinée sur l'extrémité orientale du Golfe de Martaban. La dynamique côtière est différente selon la taille et le stock des sédiments. De ce fait, l'exposition des régions côtières est variable le long du littoral deltaïque. En effet, une côte vaseuse est plus sensible aux variations des conditions météo-marines. L'érosion peut être rapide mais aussi rapidement suivie de sédimentation. L'érosion qui se manifeste sur les côtes plus sableuses peut être moins forte mais un retour à la progradation est également souvent plus lent.

2.3.1.2. Delta du Mékong

La variation mensuelle des MES proches des côtes du delta du Mékong a été analysée par Loisel et al. (2014), exactement de la même manière que celle du delta de l'Ayeyarwady, car la méthode employée pour ce dernier s'applique au jeu de données produit par cette équipe de recherche et s'inspire fidèlement de leur protocole (Figure IV - 46). La saisonnalité de la concentration des MES suit un schéma particulier. Au cours des mois d'août à octobre, la concentration atteint localement son maximum, supérieur à 100 g/m^3, spécifiquement au niveau des embouchures, entre les lobes deltaïques. Cette séquestration des sédiments intervient au cours de la mousson humide du sud-ouest, qui apporte la majeure partie des précipitations, entre 1 600 et 2 000 mm/an (*Institute of Strategy and Policy on natural ressources and environment*, ISPONRE, 2009, *Mekong River Commission*, MRC, 2010), et ainsi les débits fluviaux les plus élevés. Ce stockage est caractéristique des environnements deltaïques vaseux peu dispersifs, avec une faible action des courants de dérive littorale comme c'est le cas lors de la mousson d'été dans cette région du monde (Walsh et Nittrouer, 2009 ; Anthony et al., 2017). Ce n'est que lors de la saison sèche hivernale qu'une extension maximale des MES s'observe, avec une baisse de la concentration et un transit avéré vers le sud – sud-ouest au cours des mois de novembre à février,

la plus grande atteinte étant en janvier. La diffusion spatiale induite par les courants de surface s'étend loin au large dans la direction sud-ouest jusqu'à la péninsule de Cà Mau (jusqu'à environ 120 km au large), au cours de la mousson du Nord-Est, avec des vents relativement élevés dans la même direction (Loisel et al., 2014). Les mois suivants, les valeurs faiblissent fortement à cause de la baisse des apports sédimentaires fluviaux durant les quatre mois à l'issue la dernière mousson ainsi que de la redistribution de ces sédiments poussée par la dérive littorale dominante du Nord-Est (Anthony et al., 2017). Tout comme le delta de l'Ayeyarwady, les plus vastes zones de turbidité ne s'observent qu'à la suite d'une mousson humide, non pendant. Néanmoins, le pic de concentration entre les lobes d'embouchures pendant les mois humides se remarque clairement dans le cas du Mékong, ce qui n'est pas le cas de l'Ayeyarwady. Cela peut être dû à la très forte concentration sédimentaire initiale de ce dernier, dont la valeur moyenne est deux fois plus importante. Il peut en effet s'agir d'un effet d'échelle et de discrétisation de la donnée quantitative.

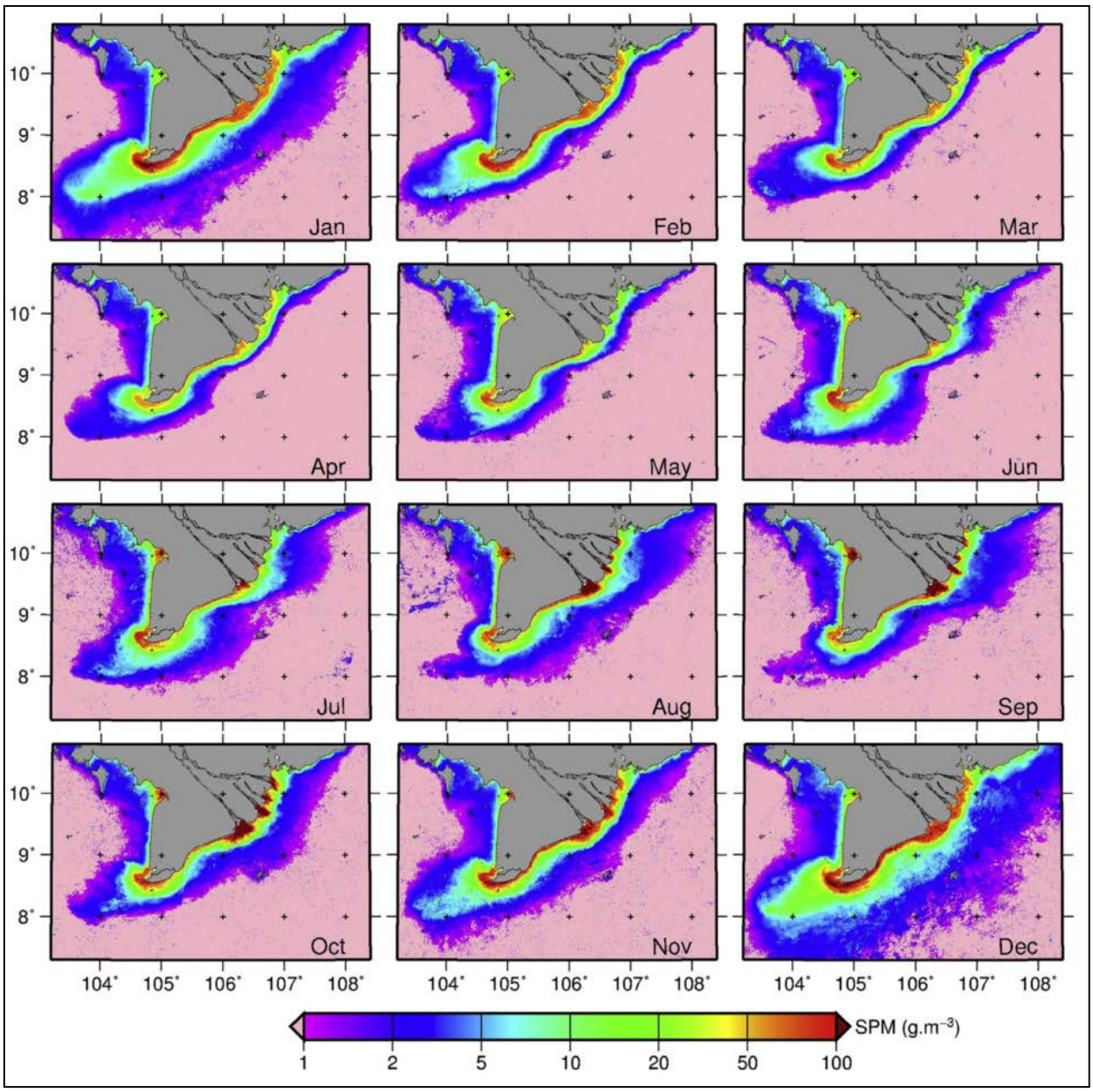


Figure IV - 46. Climat mensuel des particules en suspension dans les eaux proche-côtières du delta du Mékong, basée sur la totalité des archives MERIS, sur la période 2002-2012 (Données GlobCOAST).

Les dynamiques sédimentaires dans les eaux côtières du delta du Mékong sont relativement similaires à celles qui sont observées sur l'environnement du delta de l'Ayeyarwady. Il semble que les deltas soumis à un régime de mousson connaissent le même type de transit et de pulsations sédimentaires.

2.3.2. Evolution de la charge sédimentaire en suspension proche-côtière sur 10 ans

La représentation cartographique des tendances d'évolution de la concentration des MES a été réalisée sur 10 ans, de 2002 à 2012, en tenant compte de l'existence d'une saisonnalité, quel que soit le contexte climatique régional, par le biais du test statistique Mann-Kendall (Partie II, Chapitre 4, Section 2). Les tendances observées sont diverses, parfois complexes. Sur les zones proche-côtières des deltas du Mékong (Figure IV - 47 a), du Krishna (Figure IV - 47 b), du Fly (Figure IV - 47 c), de l'Ebre (Figure IV - 47 d), du Gange-Brahmapoutre (Figure IV - 47 e), du Shatt el Arab (Figure IV - 47 f), de l'Indus (Figure IV - 47a), du Mahānadī (Figure IV - 47 b), du Chao Phraya (Figure IV - 47 c), du Nil (Figure IV - 49 a), du Sao Francisco (Figure IV - 49 b), de l'Ayeyarwady (Figure IV - 49 c) et du Niger (Figure IV - 49 d), une baisse annuelle de la concentration des particules en suspension est observée, même si elle reste très locale pour les trois derniers sites. Par ailleurs, tous sont en érosion au cours des dix années étudiées (Partie IV, Chapitre 1, Sections 1.2.2 et 1.2.3). Il s'agit donc de 13 deltas fragilisés en termes de recul côtier pendant cette période mais aussi de plus en plus déficitaires en sédiments, ce qui pourrait être en partie la cause de la rétrogradation littorale. Les pertes de MES ne sont pas localisées au même endroit sur la plateforme deltaïque sous-marine. Pour exemple, une diminution importante de cette concentration est observée à proximité des deltas de l'Indus et du Niger à des profondeurs principalement supérieures à 40 m. A l'opposé, la turbidité de surface est plus forte aux profondeurs plus faibles, la concentration des MES étant plus importante, notamment en deçà de 20 m de profondeur. L'exact inverse est observé le long du delta du Nil où, à faible profondeur, la diminution de matières en suspension est significative et généralisée, tandis que plus au large, les eaux sont de plus en plus turbides. Cependant, les formes dessinées sur la carte au large du Nil, en bandes rectilignes, laissent suggérer, de manière presque évidente, qu'il s'agit d'un artéfact lié à un défaut de réflectance par l'eau ou du capteur optique sur un jeu de données comprises dans la période d'étude.

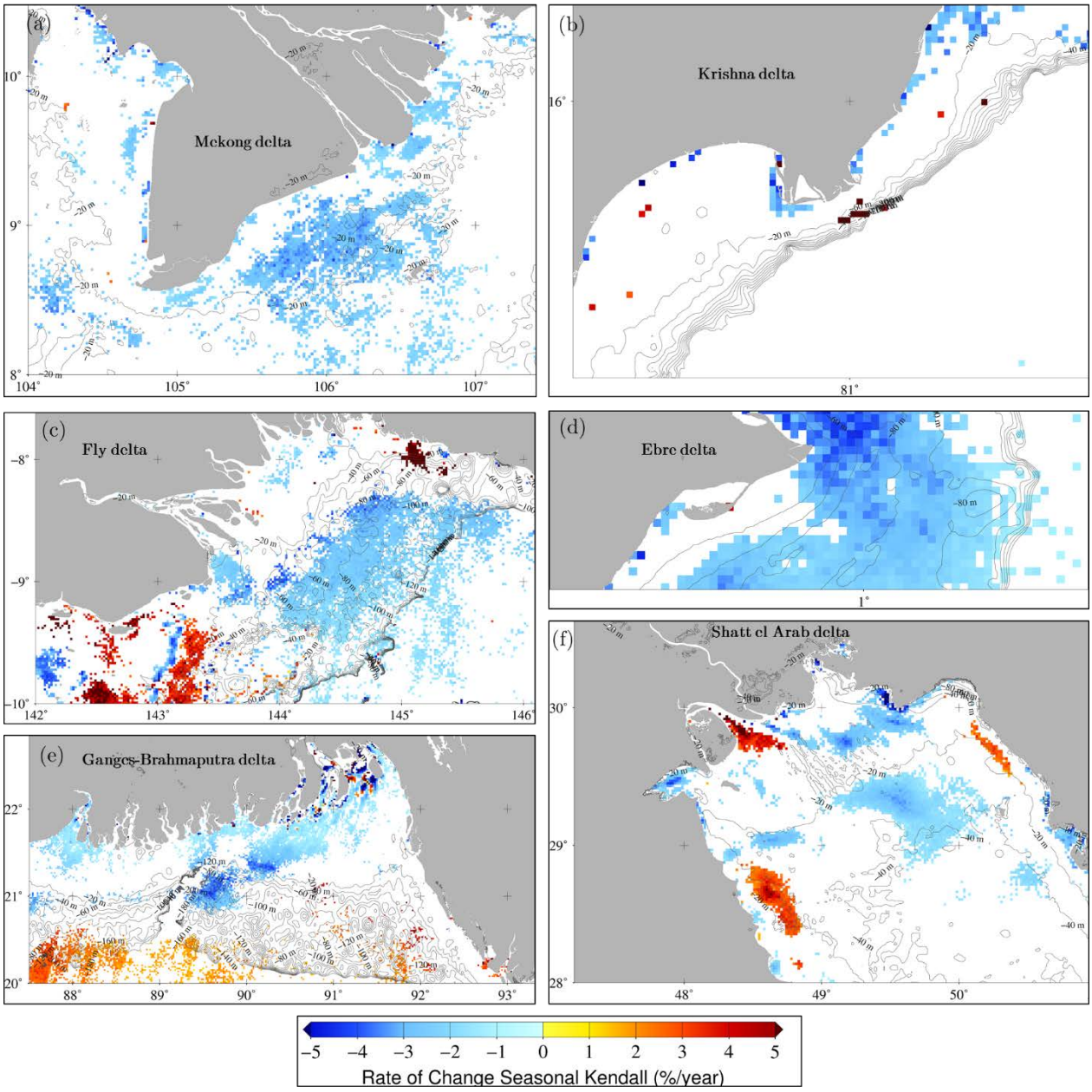


Figure IV - 47. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) du Mékong, (b) du Krishna, (c) du Fly, (d) de l'Ebre, (e) du Gange-Brahmapoutre et (f) du Shatt el Arab. Les zones non significatives sont représentées en blanc (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017).

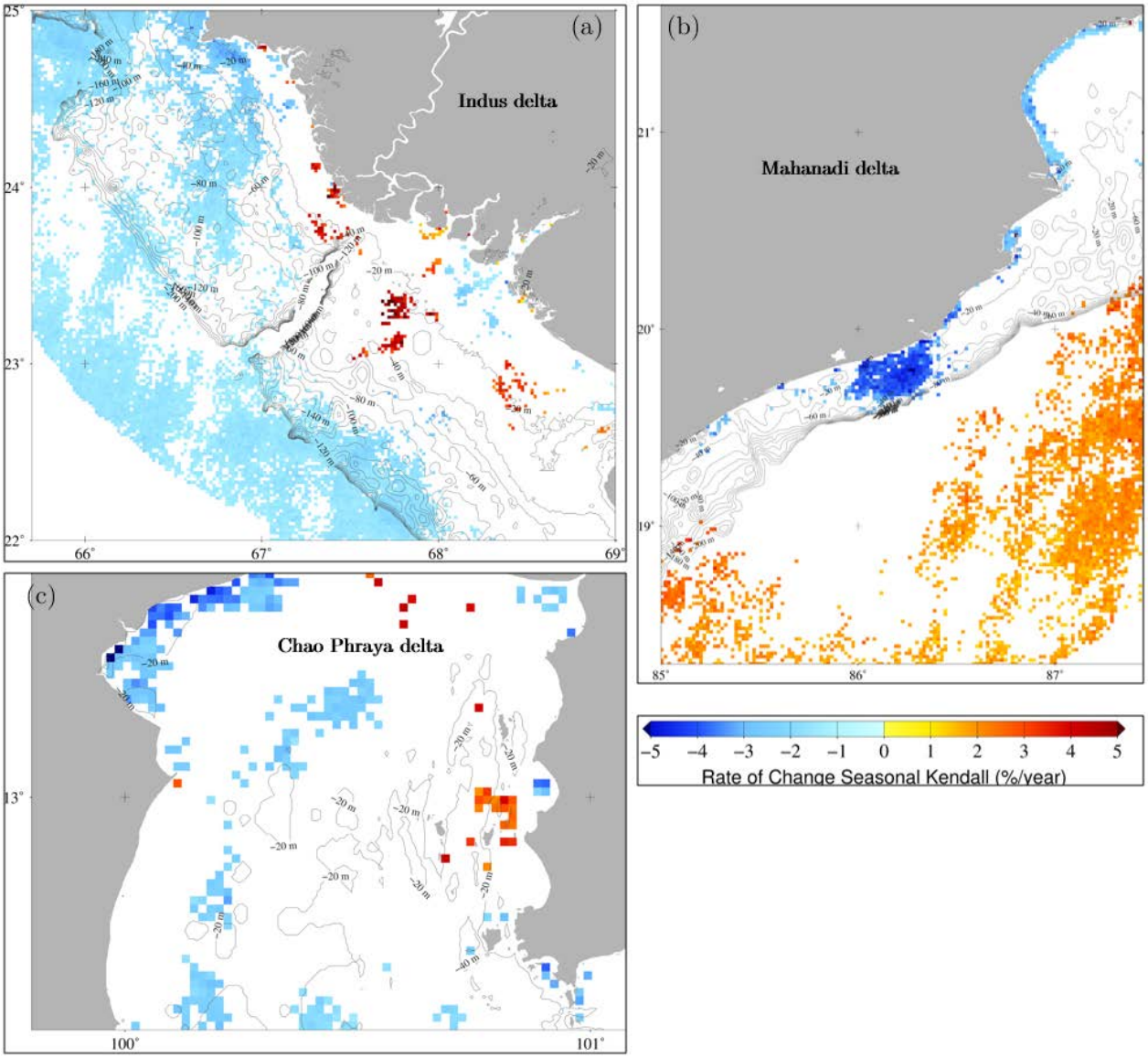


Figure IV - 48. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) de l'Indus, (b) du Mahanadi et (c) du Chao Phraya. Les zones non significatives sont représentées en blanc (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017).

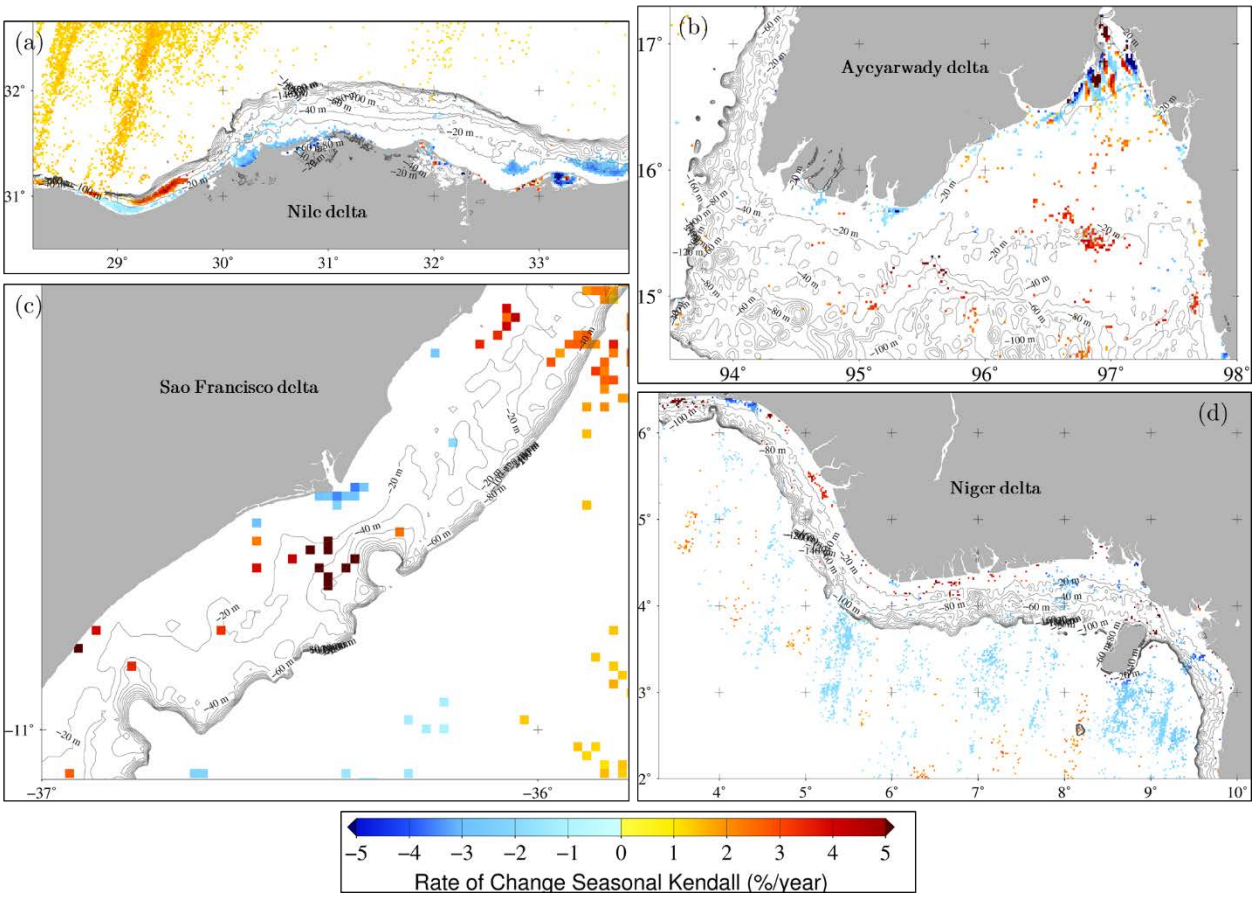


Figure IV - 49. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) du Nil, (b) de l'Ayeyarwady, (c) du Sao Francisco et (d) du Niger. Les zones non significatives sont représentées en blanc (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017).

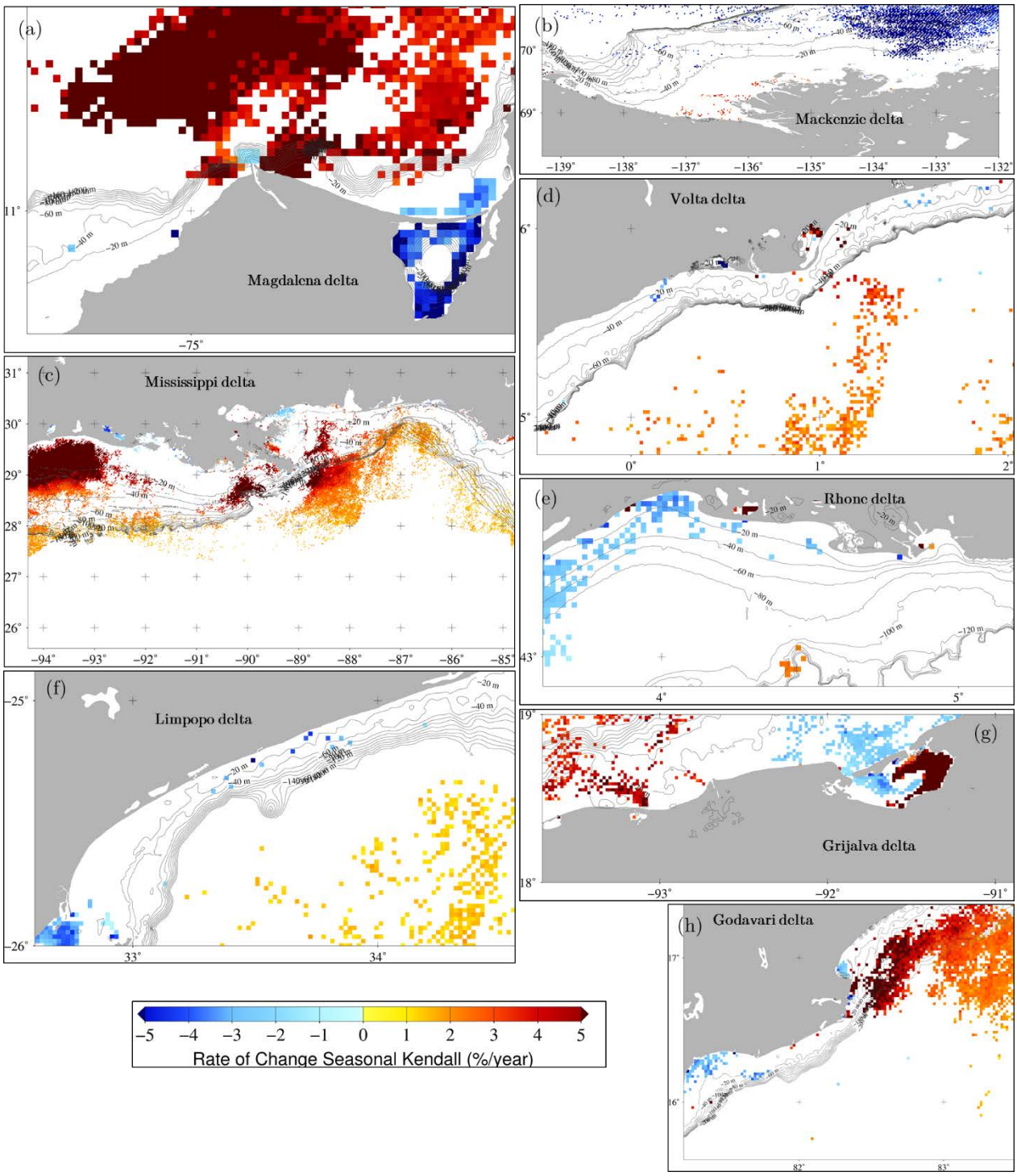


Figure IV - 50. Tendance significative des évolutions de concentration des particules en suspension, de 2002 à 2012, à partir du test saisonnier Mann-Kendall (p <0,05), des deltas (a) de la Magdalena, (b) du Mackenzie, (c) du Mississippi, (d) de la Volta, (e) du Rhône, (f) du Limpopo, (g) de la Grijalva et (d) du Godavari. Les zones non significatives sont représentées en blanc (Base de données GlobCoast, Collaboration avec H. Loisel, 2017).

Les deltas étudiés de l'Indus, du Niger et du Nil sont clairement en érosion sur des périodes plus longues que celle de l'étude des MES. Néanmoins, la mise en relation entre une diminution des sédiments en suspension et un état de vulnérabilité deltaïque en termes d'érosion côtière n'est pas évidente. Pour exemple, le delta du Mississippi, en très fort recul depuis près d'une centaine d'années, ne semble pas être impacté par une baisse des MES sur le proche-côtier, avec au contraire une forte densification zonale de la concentration. La complexité des interprétations réside en partie dans le contexte spécifique à chaque delta, et dans la fréquence et l'intensité d'occurrence d'événements météo-marins et de crues. Par ailleurs, l'étude de certains « méga-deltas » (Mississippi, Gange-Brahmapoutre, Mékong et Ayeyarwady) met en évidence un net contraste de tendance, plus facile à étudier. En effet, plus un delta est grand, plus ses apports sédimentaires sont importants (Partie III, Chapitre 1 et 2), plus les variations de ceux-ci peuvent être fortes. C'est notamment le cas lors d'une altération externe anthropique telle que la rétention sédimentaire via la construction d'un barrage, dont les dimensions sont souvent proportionnelles à la taille du fleuve. Cette hypothèse se vérifie pour le cas des deltas du Gange-Brahmapoutre et du Mékong. Toutefois, les variations de concentration des MES à proximité du littoral du delta de l'Ayeyarwady ne semblent pas être du même ordre de grandeur que ses dimensions. En effet, les variations sont faibles et très localisées, traduisant simplement des migrations de bancs vaseux à l'extrémité nord-est du Golfe de Martaban certainement par l'effet principal des courants de marée. Cette observation pourrait indiquer une différence de niveau de pression appliquée à ce delta par rapport aux deux autres pour lesquels elle semble plus intense.

Le delta du Mississippi, quant à lui, connait de fortes variations de turbidité, avec une importante hausse des MES déjà énoncée, notamment à proximité des embouchures, mais principalement à plus de 20 m de profondeur (Figure IV - 50 c). Une telle densification de la concentration des matières en suspension au large dans les eaux 'profondes' pourrait être le plus probablement expliquée par l'occurrence d'un événement énergétique extrême capable de transporter autant de matières, si loin de la source sédimentaire, et assez durablement pour être observable sur l'étude de la décennie. Au cours de la période d'étude de 10 ans, le delta a été frappé par pas moins de 10 tempêtes tropicales et ouragans d'intensités exceptionnelles. Les effets de deux d'entre d'eux, la tempête tropicale Isidore (26 septembre 2002, catégorie 1 sur la côte en Louisiane), suivie sept jours plus tard de l'ouragan Lili (3 octobre 2002, catégorie 1 sur la côte en Louisiane), ont été assimilés à une brutale remise en suspension des vases habituellement en

accumulation rapide sur la partie sous-marine du delta, au niveau de l'embouchure Atchafalaya (Mead et al., 2005). Il pourrait s'agir de la même manière, dans la zone de l'embouchure principale du Mississippi, d'une trace du passage de l'ouragan Katrina, de catégorie 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson, atteignant la côte deltaïque le 29 août 2005 et conduisant à la submersion de près de 80% de la Louisiane (Figure IV - 51). Avec des vitesses de vents d'environ 240 km/h, des hauteurs de vagues jusqu'à 9 m et des pluies torrentielles de 200 à 250 mm (Knabb et al., 2005), un événement d'une telle énergie pourrait expliquer la décharge fortement accentuée sur 10 ans des MES au large de l'embouchure principale du Mississippi, à une profondeur si importante. L'ouragan Katrina était jusqu'alors le plus important enregistré dans le Golfe du Mexique, mais il fut détrôné la même année, presque un mois plus tard, le 24 septembre, par l'ouragan Rita, de catégorie 5, qui a entraîné une nouvelle fois l'évacuation de la Nouvelle-Orléans et, cette fois-ci, également des habitants de la côte. La trajectoire de cet événement coïncide parfaitement avec la zone où la concentration en surface des particules en suspension augmente drastiquement, à l'extrême ouest du delta du Mississippi (Figure IV - 50 c). Les mises en suspension par les vagues et les expulsions fluviales pouvant être extrêmement importantes, les augmentations des MES peuvent sans grande surprise surdimensionner la tendance étudiée à l'échelle d'une décennie (Xu et al., 2016).

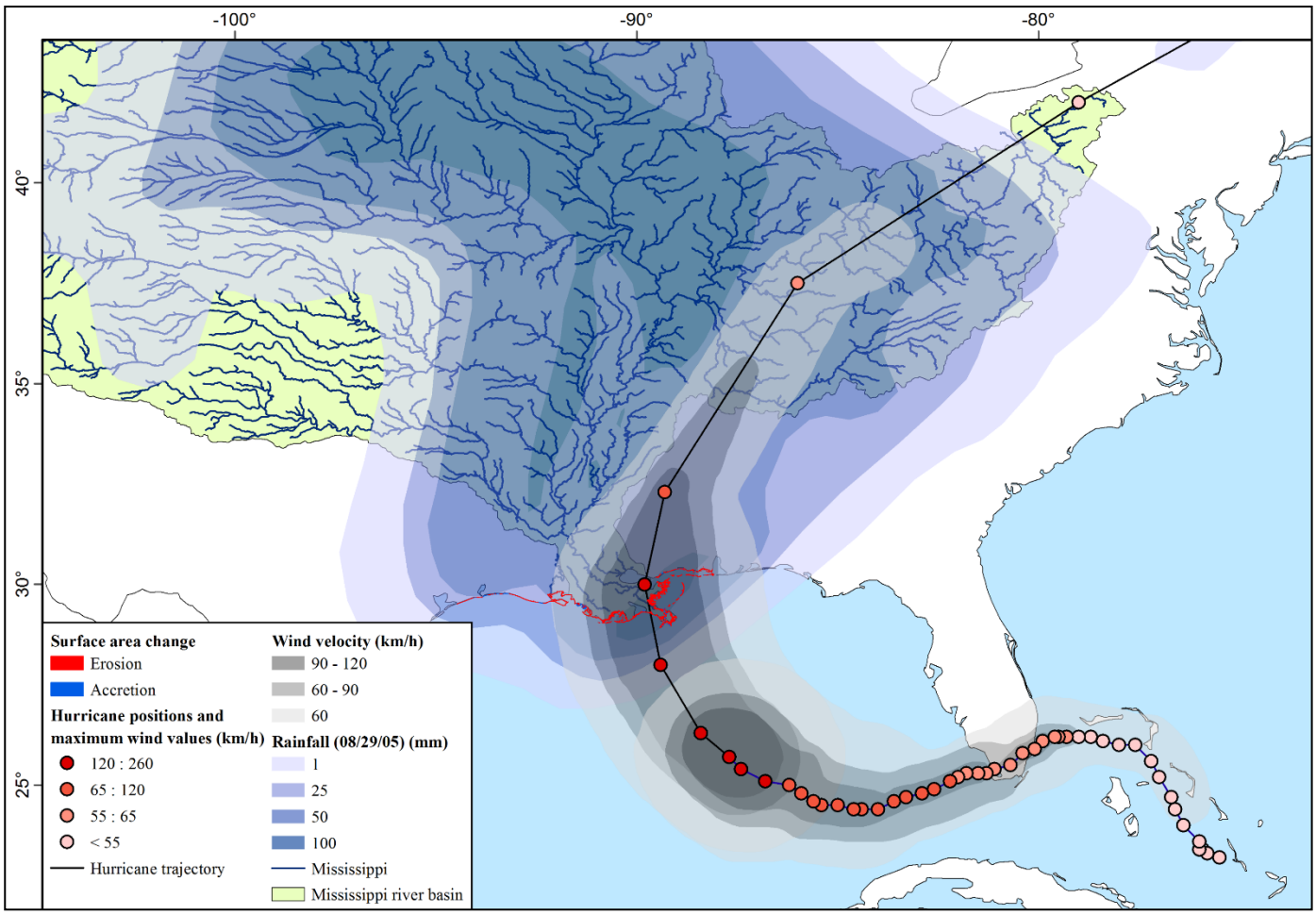


Figure IV - 51. Cartographie synthétique du passage du cyclone Katrina (août 2015) à travers le delta du Mississippi, trajectoire du cyclone et vitesse des vents associés et représentation spatiale des précipitations. Les données proviennent du Centre National des Ouragans, du Centre des Ouragans du Pacifique Central et des avis prévisionnels du Centre d'Alerte aux Typhons émis pour les dépressions tropicales, les tempêtes tropicales, les ouragans ou les typhons.

L'évolution de la charge sédimentaire des espaces marins proche-côtiers permet d'appréhender les pulsations saisonnières importantes, notamment en contexte de mousson, mais aussi de considérer les tendances à la baisse ou à la hausse des concentrations sédimentaires issues des apports fluviaux afin d'envisager les futurs impacts sur certains littoraux deltaïques concernés par ces changements.

2.4.Flèches littorales et forçages de la houle (Annexe P)

L'étude approfondie de la région des embouchures deltaïques permet de préciser le niveau de vulnérabilité côtière en termes d'érosion, mais aussi la progression des niveaux d'influence des forçages naturels relatifs au fleuve, aux houles, à la marée. Dans la zone spécifique des embouchures, les effets des actions de la houle et des courants induits se manifestent généralement sous forme d'un aplatissement côtier, d'une éventuelle transformation de la symétrie du lobe mais aussi parfois sous forme de constructions morphologiques qui se développent en suivant les directions des flux marins : les flèches littorales.

Les flèches littorales sont des formes sableuses (graveleuses ou sablo-graveleuses) caractéristiques d'un contexte fortement influencé par les courants induits par les houles qui redistribuent les sédiments, principalement fluviaux ou de remaniement, le long des côtes deltaïques. Leur seule présence est déjà un indice de l'importance de cette influence marine. Leur évolution ajoute des informations quant au maintien de ce forçage, voire son durcissement. La courbure de ces édifices et son évolution permettent aussi d'enrichir les connaissances sur l'effet des courants littoraux. Une diminution de la courbure indiquerait une linéarisation de la flèche, ce qui pourrait être induit par les mêmes mécanismes énoncés expliquant ainsi un aplatissement littoral aux embouchures (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.2.2.1). L'évolution de la longueur et de la courbure des flèches existantes sur les deltas a été étudiée sur des périodes variées, selon la disponibilité des données spatiales pour chaque delta qui en possède.

Parmi les 124 flèches littorales recensées sur 30 deltas, 27%, soit 23 flèches, n'apparaissent que récemment. Neuf flèches du littoral deltaïque de l'Indus ne sont pas visibles sur les images satellites de 1979. Deux le long de chacun des deltas du Paraíba del Sol, du Mangoky et de la Magdalena n'existent pas en 1985. Seules quatre des sept flèches littorales du delta de l'Ayeyarwady sont formées avant 1988. En 1989, trois des douze flèches bordant le delta du Zambèze n'existent pas encore. L'une des trois flèches du delta du Mékong n'apparaît pas avant 1989. La seule flèche de la côte deltaïque du Baram existante actuellement ne l'est pas en 1990, tout comme deux autres le long du delta du Danube, une sur celui du Niger et trois le long du delta du Mississippi. Une flèche sur le delta du Mangoky et deux autres sur celui du Krishna ne sont même pas observables avant 2008. D'autres, au contraire, disparaissent progressivement et ne sont plus visibles sur les images satellites de 2014 – 2015. C'est le cas de dix flèches littorales

longeant les deltas du Krishna (1), du Mangoky (2), de l'Indus (2), du Paraíba del Sol (1), du Sao Francisco (1), du Danube (2) et de l'unique flèche du delta du Brazos. Les plus longues flèches littorales des années 1980 conservent les longueurs les plus importantes en 2014 – 2015. Sur la période la plus ancienne étudiée sur ce sujet, onze d'entre elles sont développées sur plus de 10 km. Vers 2015, trois de plus dépassent cette longueur.

La longueur des flèches est un bon indicateur de l'influence des houles sur le transport sédimentaire depuis les embouchures. Pour exemple, les deltas du Niger, de l'Ayeyarwady et du Mississippi possèdent des flèches littorales de 2 km de longueur en moyenne, tandis que d'autres, tels que les deltas du Mahanadi, du Sénégal et de l'Ebre, sont pourvus de flèches de l'ordre de la dizaine de kilomètres voire plus. Les petites flèches indiqueraient vraisemblablement des remaniements locaux voire éphémères de sédiments, tandis que les plus longues apporteraient des renseignements morphodynamiques de plus grande portée, avec une influence généralisée des houles et des redistributions sédimentaires induites le long des côtes. Elles reflètent divers gradients d'ajustement morphodynamique à long terme entre l'influence du fleuve, l'apport sédimentaire, la pente côtière et la dérive littorale. Le sable et le gravier peuvent notamment souvent être séquestrés en arrière des flèches pérennes et ainsi contribuer au comblement de lagunes (e.g. Rhône, Volta (Anthony, 2015). Par ailleurs, la présence même de flèches littorales annoncerait communément la dominance des houles sur le delta. Sur la base du cas d'étude du delta du Rhône, Sabatier et al. (2009) ont montré un décalage entre le lobe deltaïque et le développement de la flèche de la Gracieuse vers l'Est. Les sédiments sortant à l'embouchure ont contribué à la formation d'une protubérance prononcée, par la suite remaniée par les vagues pour former la flèche littorale, lors du déplacement de l'embouchure et de l'abandon du lobe (Nienhuis et al., 2013).

La mise en parallèle de l'étude de l'allongement des flèches littorales avec l'évolution de l'embouchure permet une constatation intéressante sur l'étude de l'augmentation de l'impact des houles. En effet, à l'exception du delta de l'Arno, tous les deltas méditerranéens, pour lesquels il n'est pas observé d'aplatissement significatif de l'angle à leur embouchure (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.2, Figure IV - 40), possèdent une ou plusieurs flèches littorales. Les résultats montrent par ailleurs un allongement progressif de ces flèches, déjà existantes dans les années 1970, en contact direct avec les embouchures de l'Ebre, du Pô, du Rhône, du Danube (Sfântu Gheorghe) et du Nil (Damiette), allant de 7 m/an à plus de 160 m/an (Figure IV - 52, Annexe P). L'action des vagues se traduit alors par un allongement de la flèche, plutôt qu'un aplatissement général de

l'embouchure. Cependant, l'embouchure de Damiette sur le delta du Nil fait exception, avec d'une part une embouchure qui s'aplatit progressivement, d'autre part la flèche littorale de Damiette progressant sur 3,15 km de 1990 à 2015 (Figure IV - 40 et Figure IV - 52).

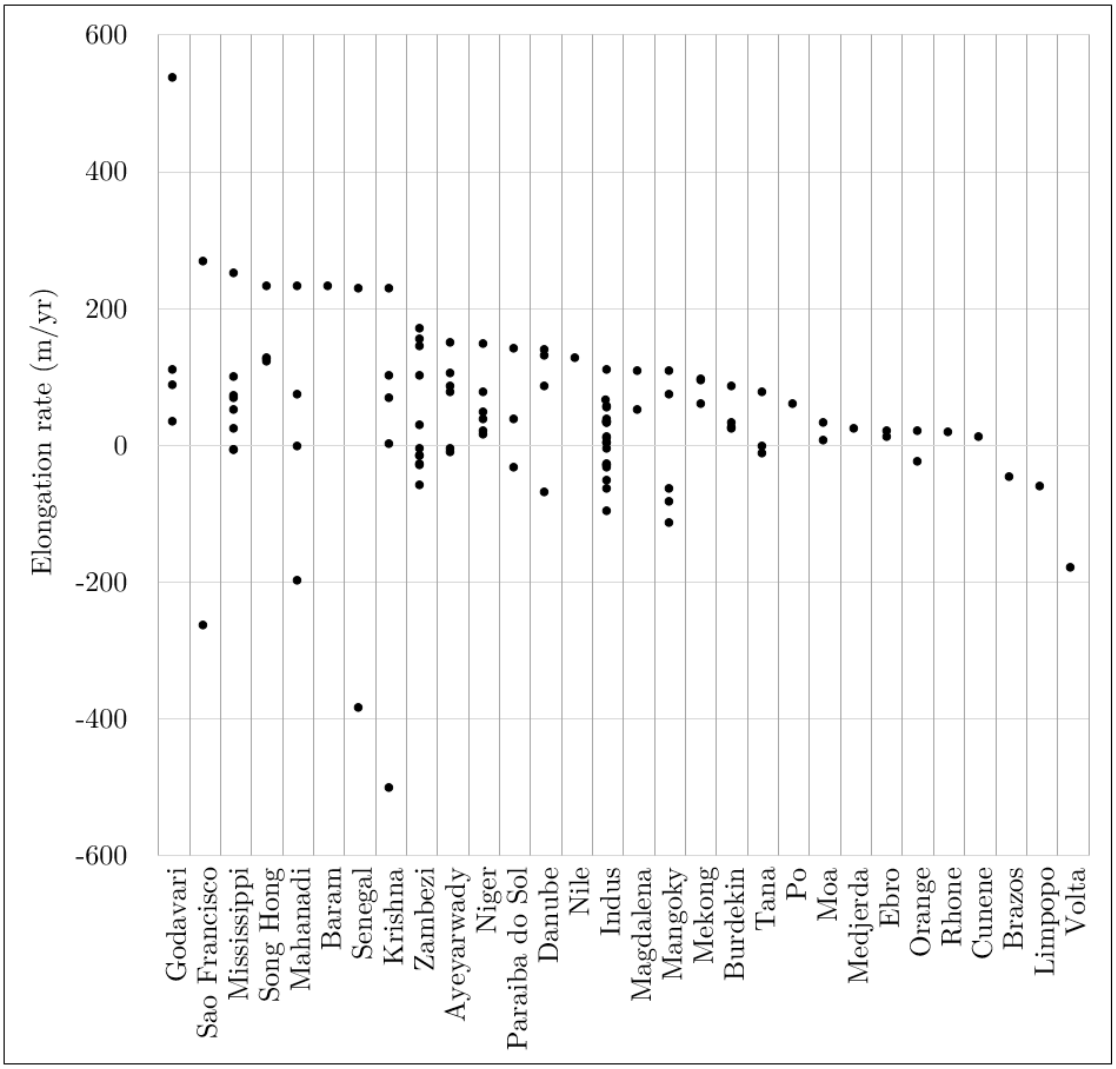


Figure IV - 52. Taux annuel d'allongement des flèches littorales pour chaque delta qui en possède.

D'après l'analyse du taux d'allongement des flèches littorales, du pédoncule à la pointe du dernier crochon formé, 32%, soit 40 d'entre elles, sont en phase de rétrogradation, avec un raccourcissement progressif de l'ordre de la dizaine de mètres par an à près de 500 m/an (Figure IV - 52). Les 84 restantes se développent sur des rythmes plus ou moins soutenus, atteignant 534 m/an pour la flèche du littoral deltaïque du Godavari n'étant pas encore visible sur les images satellites de 2008. Pour la plupart des deltas composés de plus d'une flèche littorale, la vitesse de

l'allongement de ces morphologies est d'un ordre de grandeur similaire. Certains deltas ont au contraire une opposition morphodynamique entre leurs flèches, avec une forte avancée pour l'une et un rapide raccourcissement pour l'autre, notamment sur les côtes deltaïques du Sao Francisco, du Mahānadī, du Sénégal et du Krishna. Globalement, pour les quatre deltas cités, les vitesses d'allongement coïncident avec celles des reculs. A l'image du Sénégal, cela semble aller de pair avec un transit des sédiments à l'embouchure dans la direction dominance de la dérive littorale (Sadio et al., 2017).

Il existe une relation proportionnelle linéaire entre les longueurs de flèches littorales recensées en 2015 et leur rayon de courbure calculé, c'est-à-dire le rayon de l'arc de cercle qui se rapproche le plus de la forme arrondie de la morphologie en flèche considérée (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.1, Equation 3). En d'autres termes, la longueur du rayon de cintrage est inversement proportionnelle au niveau de convexité du développement côtier de la flèche littorale. Ce rayon de courbure, proportionnel à la longueur de la flèche en 2014 – 2015 (Figure IV - 53), indique que plus la longueur de la flèche est grande, plus son littoral adopte une morphologie rectiligne. Par ailleurs, le rapport du rayon de courbure sur la longueur associée de la flèche littorale, permettant de s'affranchir du jeu d'échelle dimensionnelle entre les 124 entités étudiées, présente une relation de proportionnalité entre la période plus ancienne, autour des années 1980 – 1990, et la période la plus récente, 2014 – 2015 (Figure IV - 54). Il n'existe cependant pas de relation claire entre l'évolution temporelle du rayon de courbure des flèches littorales et la longueur de celles-ci à l'origine ou actuellement. Néanmoins, il existe une relation de proportionnalité entre la variation du rayon de cintrage et le taux d'allongement côtier des flèches littorales (Figure IV - 55). Ce rapport ajoute une dimension temporelle

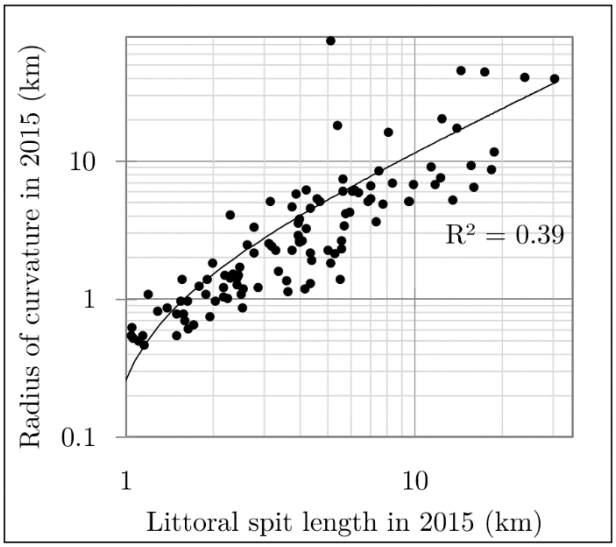


Figure IV - 53. Graphique mettant en relation la longueur des flèches littorales des deltas en 2015 (abscisses) et leur rayon de courbure (ordonnées).

importante à l'observation faite précédemment à partir du graphique mettant en relation le rayon de courbure de 2014 – 2015 avec la longueur des flèches de la même période.

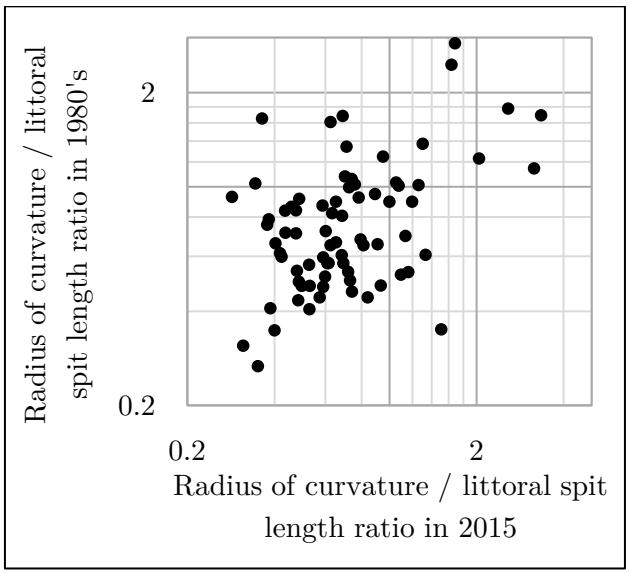


Figure IV - 54. Graphique mettant en relation le rapport du rayon de courbure sur la longueur des flèches littorales en 2015 (abscisses) et le même rapport pour les flèches littorales des années 1980 (ordonnées).

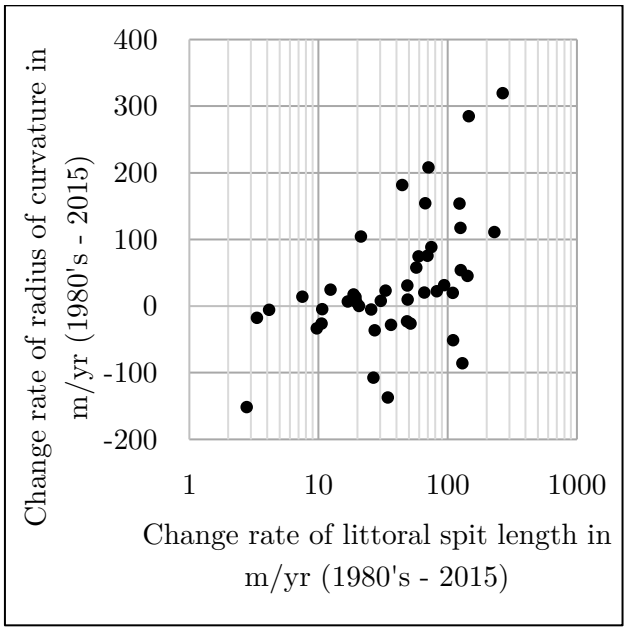


Figure IV - 55. Graphique mettant en relation le taux d'allongement des flèches littorales des années 1980 à 2015 (abscisses) et le taux d'évolution de leur rayon de courbure au cours de la même période (ordonnées).

Cet aperçu sur les flèches littorales apporte plusieurs éléments de réponse :

- La présence de telles formes indique un remaniement diffusif en place par les houles ;
- Leur disparition peut suggérer un « effondrement » par excès de courbure, par comblement lagunaire, par occurrence d'une brèche lors d'un *overwash* induit par un événement de tempête.

- L'évolution de la courbure d'une flèche peut être apparentée à l'évolution de la forme de tout promontoire meuble côtier. L'instabilité induit l'instabilité : la flèche littorale, tout comme les discontinuités côtières et les ondulations sableuses (en plan) sont les prémices d'une phase d'abandonnement du delta (Nienhuis et al., 2012).

La mobilité spatiotemporelle du rivage des deltas reste extrêmement complexe sur un éventail d'échelles très vaste, variable d'un site à un autre, dépendant fortement d'une multitude de paramètres contextuels liés aux conditions climatiques, fluviales, sédimentaires, marines, morpho-structurales. Les études menées n'intègrent que les variations littorales sur un intervalle de temps minime par rapport au temps associé à la formation et au développement de ces deltas, mais trop grand pour appréhender les variations côtières liées à des épisodes locaux et/ou instantanés tels que les tempêtes. L'analyse effectuée n'a pour visée que de tenter de statuer sur l'état de « santé » de ces deltas et sur les tendances d'évolution des dernières décennies.

3. Réponse des deltas aux contraintes externes

Les deltas fluviaux sont très sensibles aux conditions et aux aléas naturels, constamment contraints à s'ajuster, s'adapter. S'ajoutent à la trame des forçages normaux des pressions externes induites par l'occupation et les activités humaines sur le bassin versant, le fleuve et le territoire même des deltas (Evans, 2012). Elles sont de plus en plus importantes du fait de la croissance démographique et des besoins grandissants en eau, en énergie, en matières premières et en production alimentaire.

3.1. La pression grandissante de l'Homme : le cas des barrages

Les impacts des activités humaines sur les bassins hydrographiques des fleuves du monde, ainsi que le flux sédimentaire, ont été documentés dans plusieurs études de cas et dans des synthèses à l'échelle du bassin, telles qu'en Méditerranée (Bravard, 2002 ; Poulos et Collins, 2002 ; Hooke, 2006 ; Milliman et Farnsworth, 2011). Les travaux d'ingénierie destinés à la gestion des torrents et à la mise en conformité des canaux pour assurer le contrôle des inondations et la navigation, ainsi que les extractions de graviers et de sables dans les chenaux, ont considérablement affecté l'approvisionnement en sédiments fluviaux de la côte. Au cours des cinquante dernières années, les barrages interceptant et stockant une grande partie du flux de sédiments fluviaux

semblent se démarquer comme la principale cause de la réduction des sédiments aux embouchures (Surian et Rinaldi, 2003 ; Phillips et al., 2005 ; Chen et al., 2010 ; Wang et al., 2011 ; Räsänen et al., 2012).

Au cours des dernières décennies, des variations importantes de la charge sédimentaire fluviale s'observent pour une majorité des deltas étudiés (Figure IV - 56). Cette analyse est réalisée à partir de données quantifiant la charge solide avant et après la construction de barrages majeurs, extraites de la littérature, notamment pour l'Ebre, le Pô, le Ceyhan-Seyhan, l'Arno, la Medjerda, le Rhône, le Nil, la Moulouya, l'Ombrone, le Mississippi, le Mahanadi, le Colorado (Mx), le Fleuve Rouge et le Danube (Tableau IV - 2 ; Annexe C). Les évolutions de cet apport sédimentaire fluvial ont par ailleurs été estimées pour 34 autres fleuves à partir de calculs notamment depuis la variation annuelle du débit liquide (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.3). Ces résultats sont fortement dépendants de la position en altitude des stations de mesures hydrologiques.

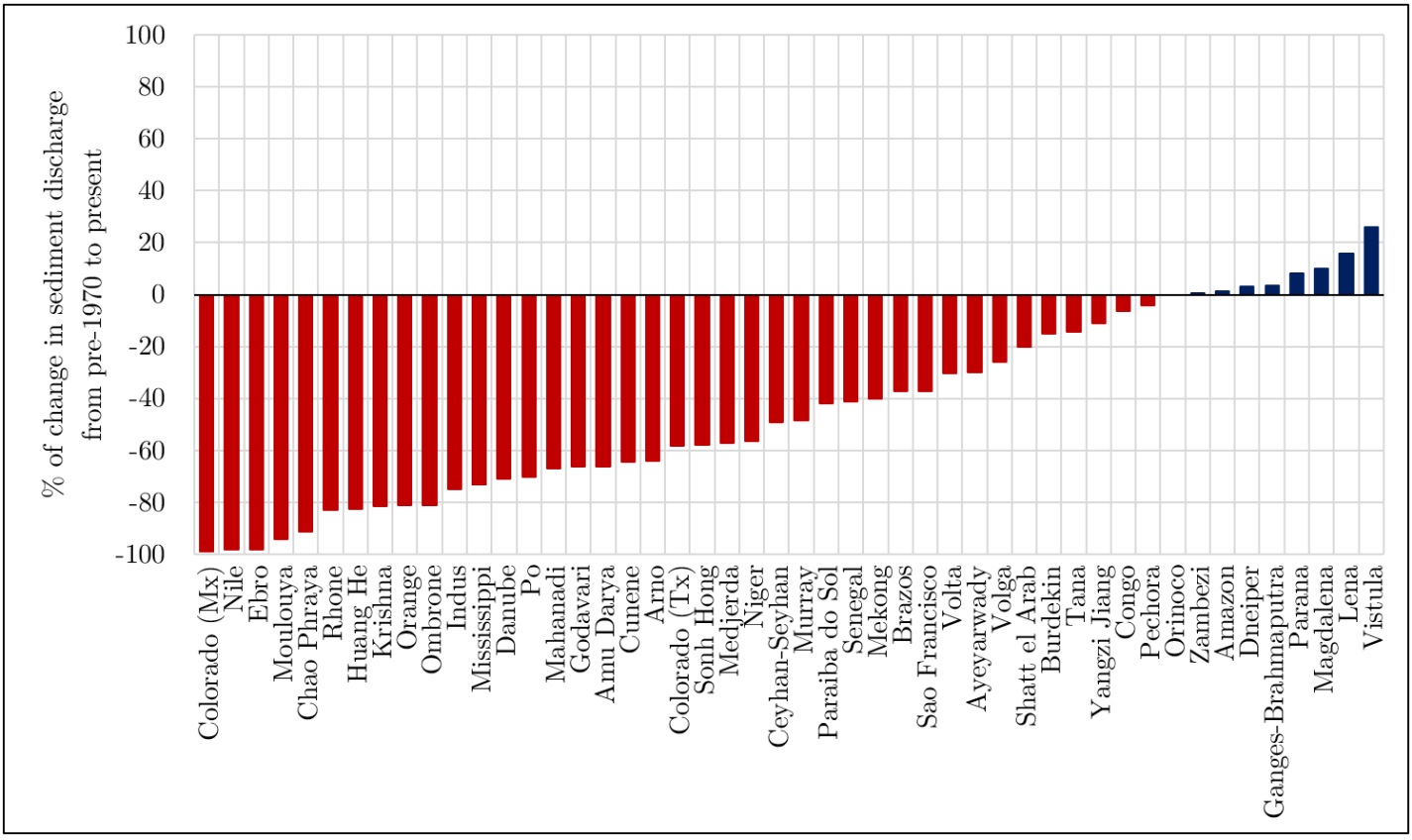


Figure IV - 56. Pourcentage de variation de la charge sédimentaire fluviale entre la période antérieure à la construction des barrages (à peu près avant 1970) et actuellement.

Deltas	References for sediment discharge
Ebro	Palanques et al., 1990; Vericat et Batalla, 2006
Po	Idroser, 1994 ; Syvitski et Kettner, 2007
Ceyhan-Seyhan	EIE, 1993 ; Çetin et al., 1999
Arno	Billi et Rinaldi, 1997
Medjerda	Sliti, 1990; Rand McNally, 1980; Meybeck and Ragu, 1996; Tiveront, 1960; Milliman and Farnsworth, 2011
Rhône	Milliman et Meade, 1983 ; Ollivier et al., 2010 ; Dumas et al., 2015 ; OSR, 2016
Nile	Syvitski and Saito, 2007; Milliman and Farnsworth, 2011
Moulouya	Snoussi et al., 2002
Ombrone	Milliman et Farnsworth, 2011
Mississippi	LCWRP, 1993 ; Heimann et al., 2011
Mahanadi	Gupta et al., 2012
Colorado (Mx)	Zamora-Arroyo et Flessa, 2009 ; Zamora-Arroyo et al., 2013
Song Hong	Van Maren, 2004
Danube	Milliman et Farnsworth, 2011 ; Preoteasa et al., 2016

Tableau IV - 2. Références bibliographiques des données de charge sédimentaire fluviale pour les deltas renseignés dans la littérature

Pour 31 fleuves, cet approvisionnement est réduit de plus de 20%. Pour cinq deltas de Mer Méditerranée, le Nil, l'Ebre, la Moulouya, l'Ombrone, le Rhône, et cinq autres, le Colorado (Mx), l'Orange, le Krishna, le Fleuve Jaune, et le Chao Phraya, cette diminution atteint plus de 80%. Néanmoins, pour 9 autres deltas, l'évolution de la charge sédimentaire semble suivre une tendance positive entre la période précédant l'intensification des barrages, et celle d'après. L'augmentation est toutefois inférieure à 5% pour le Zambèze, l'Amazone, le Colorado (Mx), le Dniepr et le Gange-Brahmapoutre, qui conservent ainsi une relative stabilité pluri-décennale dans ce domaine. Bien que l'effort d'intégrer l'écoulement de chaque affluent du cours d'eau principal soit assuré, les débits ne permettent que d'envisager la charge solide potentiellement transportable jusqu'à la côte, en faisant l'hypothèse qu'aucun obstacle, tel qu'une rétention d'eau par un barrage-réservoir,

n'altère en aval ces volumes. Pour 16 fleuves, c'est effectivement le cas (Figure IV - 57). Jusqu'à 20 barrages et bassins de rétention, construits après 1970, se situent en aval des stations de mesure des débits. Les capacités cumulées de stockage de ceux-ci sont de l'ordre de la dizaine de millions de mètres cubes à la centaine de kilomètres cubes, sur l'Orénoque. Cette considération ne permet pas de modifier les valeurs de débits obtenues en amont car il n'existe pas de données fiables et continues de ce qui est effectivement retenu par ces barrages. Elles donnent cependant une idée des sous-estimations de la perte de charge sédimentaire de 13 fleuves déjà en bilan négatifs, ceux du Brazos, du Chao Phraya, du Colorado (Tx), du Godavari, de l'Indus, de la Medjerda, du Murray, du Rhône, du Sénégal, du Shatt el Arab, du Mississippi, de la Volta et du Chang Jiang. Pour le Dniepr, l'Orénoque et le Paraná, les augmentations de la charge sédimentaire (Figure IV - 56) seraient au contraire surestimées, d'autant que les capacités de rétention des barrages en aval des stations sont parmi les plus importantes.

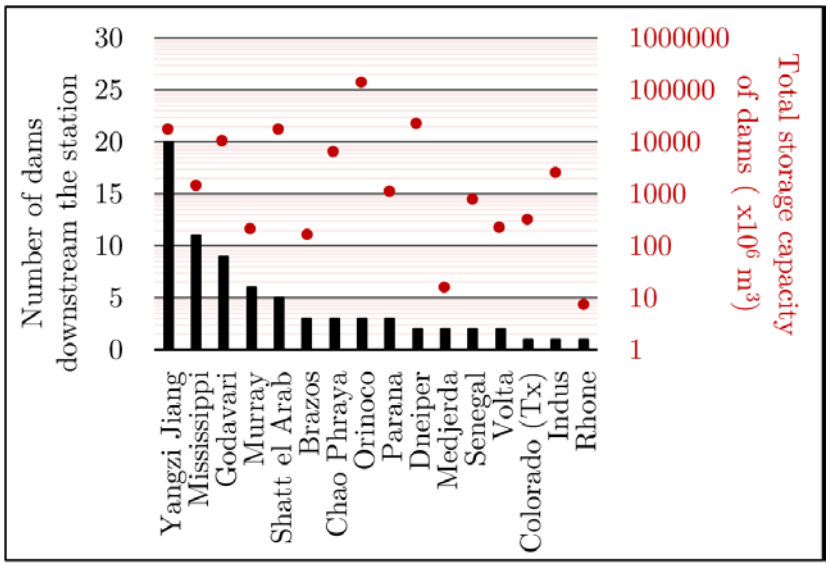


Figure IV - 57. Nombre de barrages de plus de 1 km³ de rétention, en aval des stations de débits (barres noires) et la capacité de rétention de leurs réservoirs (points rouges), qui n'ont pas été pris en compte dans l'étude des variations de charge sédimentaire pré- / post-barrages.

Les barrages de 48 fleuves sont recensés. Le Chang Jiang et le Mississippi sont contraints par respectivement 373 et 711 barrages dont la rétention est supérieure à 1 km³ chacun (Figure IV - 58). Les records de capacité totale de stockage des barrages reviennent à ceux du Nil, du Paraná, du Zambèze, du Shatt el Arab, de la Volga, du Chang Jiang, de l'Orénoque, de la Volta et du Mississippi, pour lesquels les valeurs volumétriques oscillent entre 100 et 400 km³. Seulement 13 barrages longent les bras distributaires du Nil mais ils présentent la plus forte capacité cumulée de rétention, de 379 km³, dont 54% de ce piégeage potentiel provient d'un unique barrage construit en 1954, et 43% d'un second, le célèbre haut barrage d'Assouan construit en 1970.

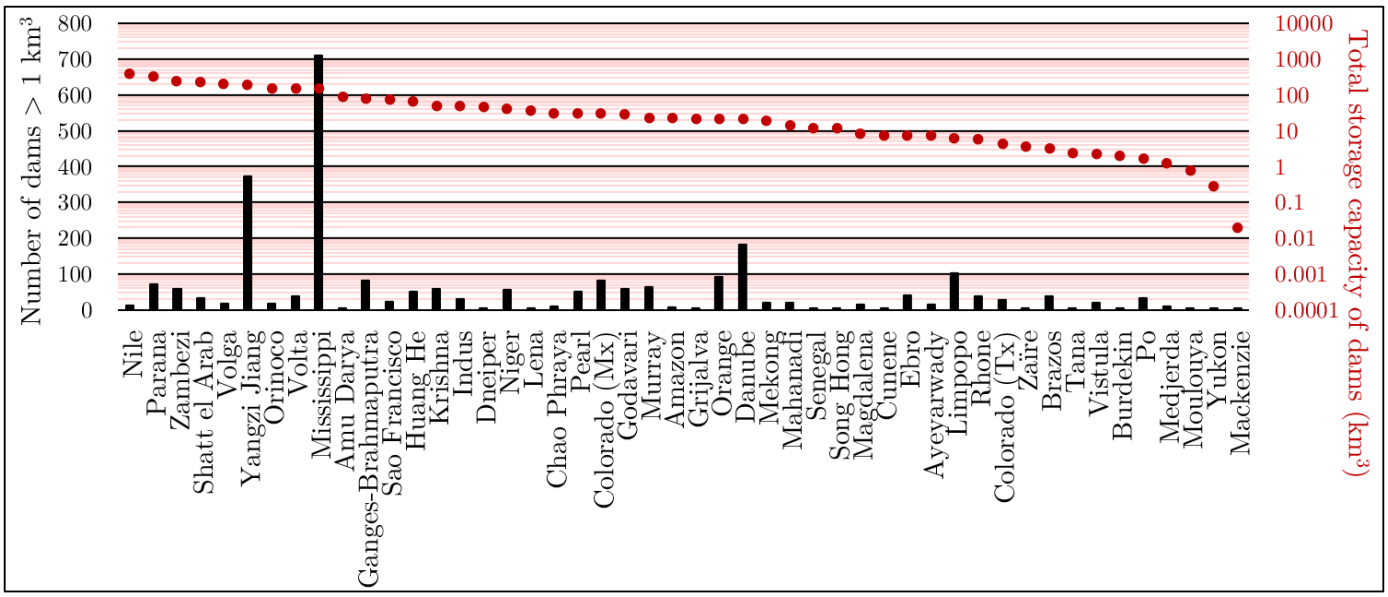


Figure IV - 58. Nombre de barrages de dimensions supérieures à 1 km³ pour chaque delta qui en possède (barres noires) et la capacité de stockage associée (points rouges).

Ces rétentions potentielles liquides et solides apparaissent à des vitesses variées suivant la fréquence des constructions de ces ouvrages (Figure IV - 59 et Figure IV - 60). Les séries temporelles des capacités de stockage cumulées à mesure de la construction de barrages, pour chaque fleuve de plus d'un barrage, montrent un essor exponentiel des retenues potentielles autour des années 1970 pour la plupart des cours d'eau étudiés. En effet, 1950 est considéré comme le tournant d'une extrême accélération de la construction des barrages dans toutes les régions du monde, avec un optimum en 1968 (Beaumont, 1978). C'est notamment pour cette raison que la comparaison entre la charge sédimentaire moyenne de la période avant 1970 et celle d'après a été retenue. C'est à cette période seuil que des barrages de plus grandes capacités et/ou en plus grand nombre sont construits, une intensification encouragée par les besoins grandissants des pays, notamment en électricité et en irrigation. En effet, à l'image du Nil déjà cité (Figure IV - 59), de la Volta (Figure IV - 59) et du Gange-Brahmapoutre (Figure IV - 60), c'est le volume potentiel de rétention qui croît brutalement, après la construction d'un seul barrage, faisant augmenter la capacité de stockage global des barrages du Gange-Brahmapoutre de 145%, entre 1972 et 1973 (+38,3 km³). Celle des zones de rétention de la Volta est passée de 0,1 km³ à 148,1 km³ en seulement 2 ans (2 316 fois plus importante). D'autres fleuves tels que celui du Mississippi combinent l'accélération du nombre de barrages construits et l'augmentation de la capacité de stockage de ceux-ci (Figure IV - 61). Les barrages étaient déjà très nombreux entre 1900 et 1940, mais leurs

dimensions restaient relativement modestes. L'intensification de l'entreprise à des fins hydroélectriques a débuté tôt, vers 1950.

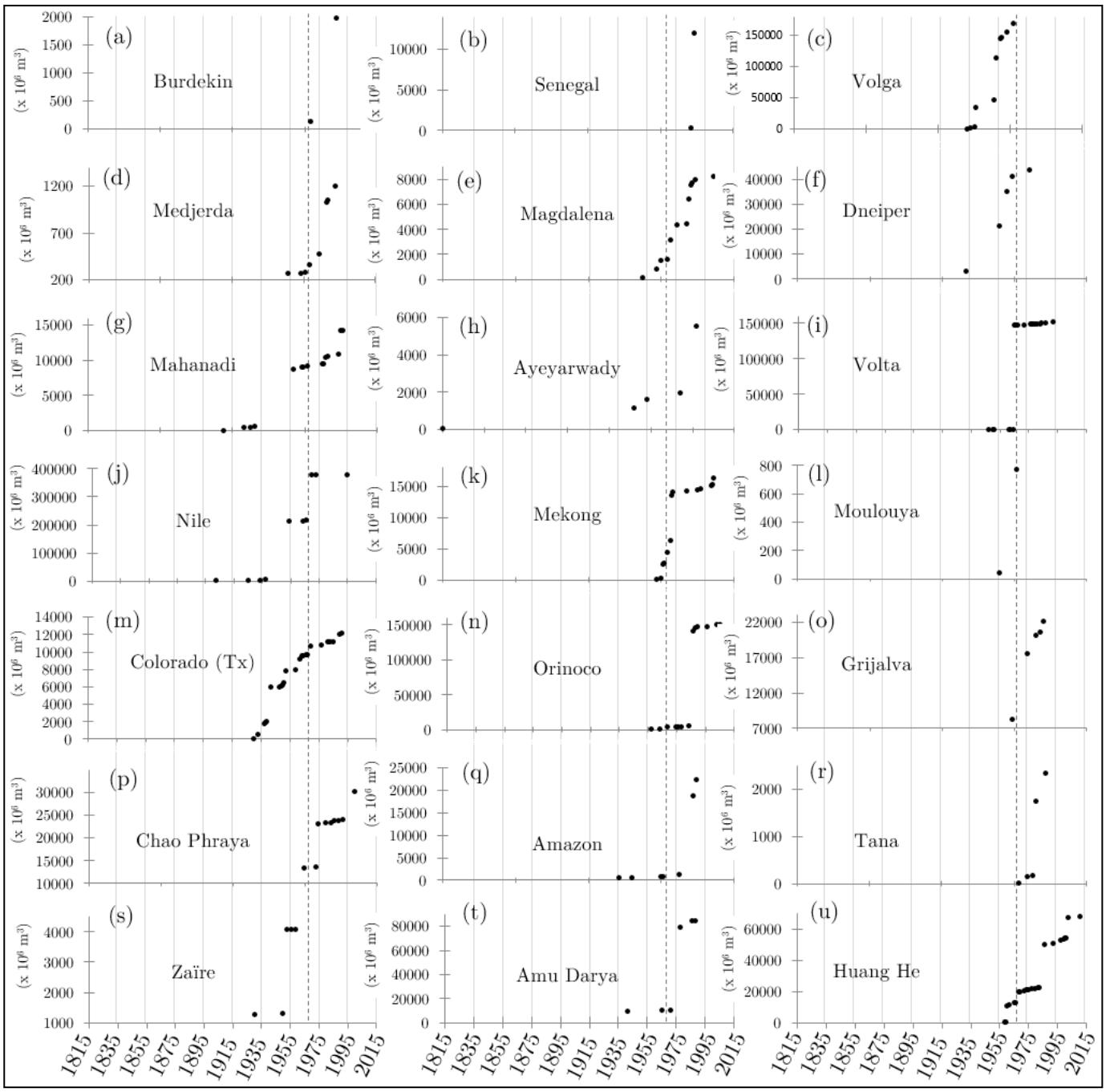


Figure IV - 59. Effectif temporellement cumulé croissant de la capacité volumique de stockage des barrages lors de leur construction, pour les fleuves des deltas (a) du Burdekin, (b) du Sénégal, (c) de la Volga, (d) de la Medjerda, (e) de la Magdalena, (f) du Dniepr, (g) du Mahānadī, (h) de l'Ayeyarwady, (i) de la Volta, (j) du Nil, (k) du Mékong, (l) de la Moulouya, (m) du Colorado (Tx), (n) de l'Orénoque, (o) de la Grijalva, (p) du Chao Phraya, (q) de l'Amazone, (r) du Tana, (s) du Zaïre, (t) de l'Amou-Daria et (u) du Fleuve Jaune.

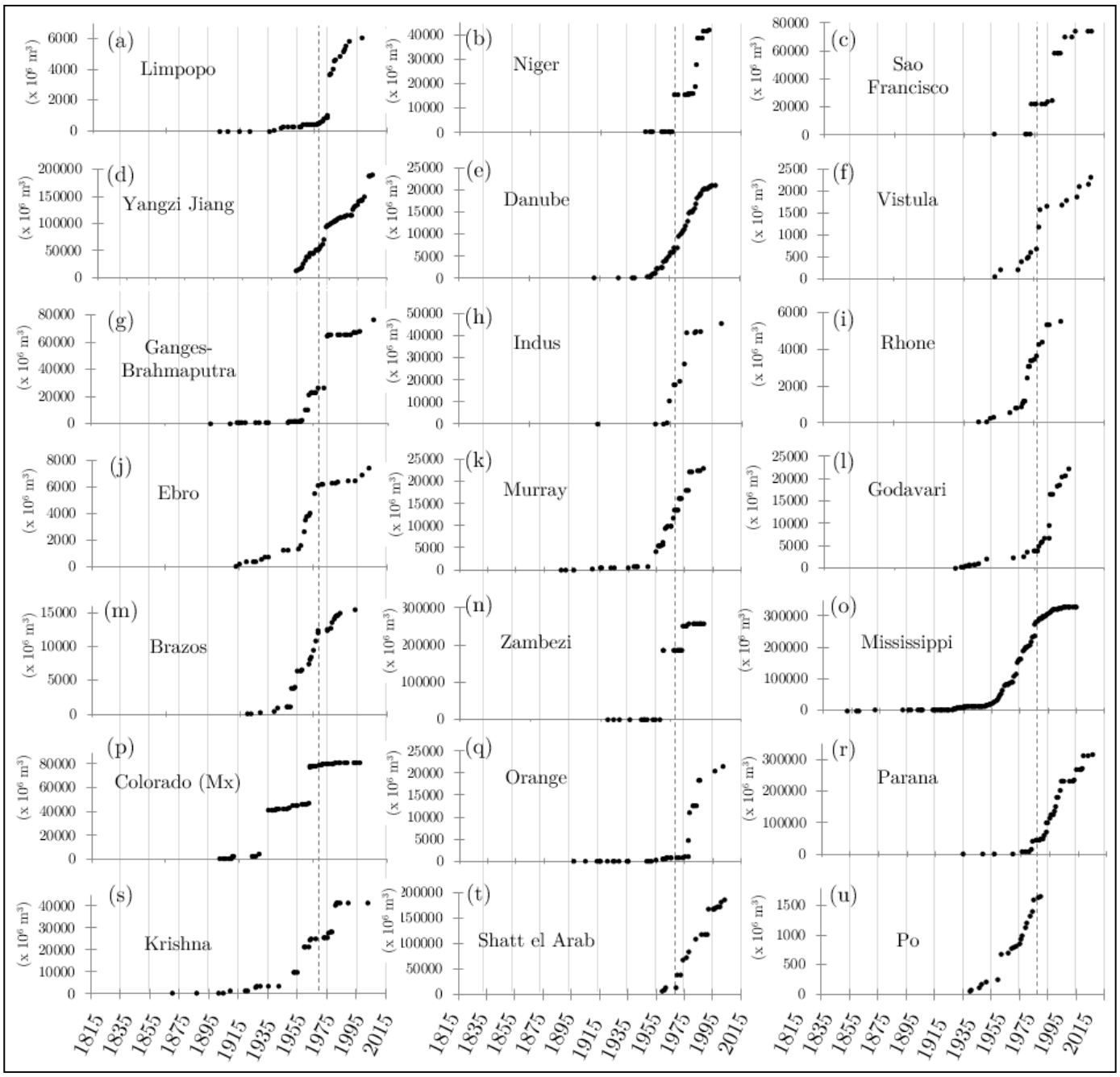


Figure IV - 60. Effectif temporellement cumulé croissant de la capacité volumique de stockage des barrages lors de leur construction, pour les fleuves des deltas (a) du Limpopo, (b) du Niger, (c) du Sao Francisco, (d) du Yangtze-Kiang, (e) du Danube, (f) de la Vistule, (g) du Gange-Brahmapoutre, (h) de l'Indus, (i) du Rhône, (j) de l'Ebre, (k) du Murray, (l) du Godavari, (m) du Brazos, (n) du Zambèze, (o) du Mississippi, (p) du Colorado (Mx), (q) de l'Orange, (r) du Paraná, (s) du Krishna, (t) du Shatt el Arab et (u) du Pô.

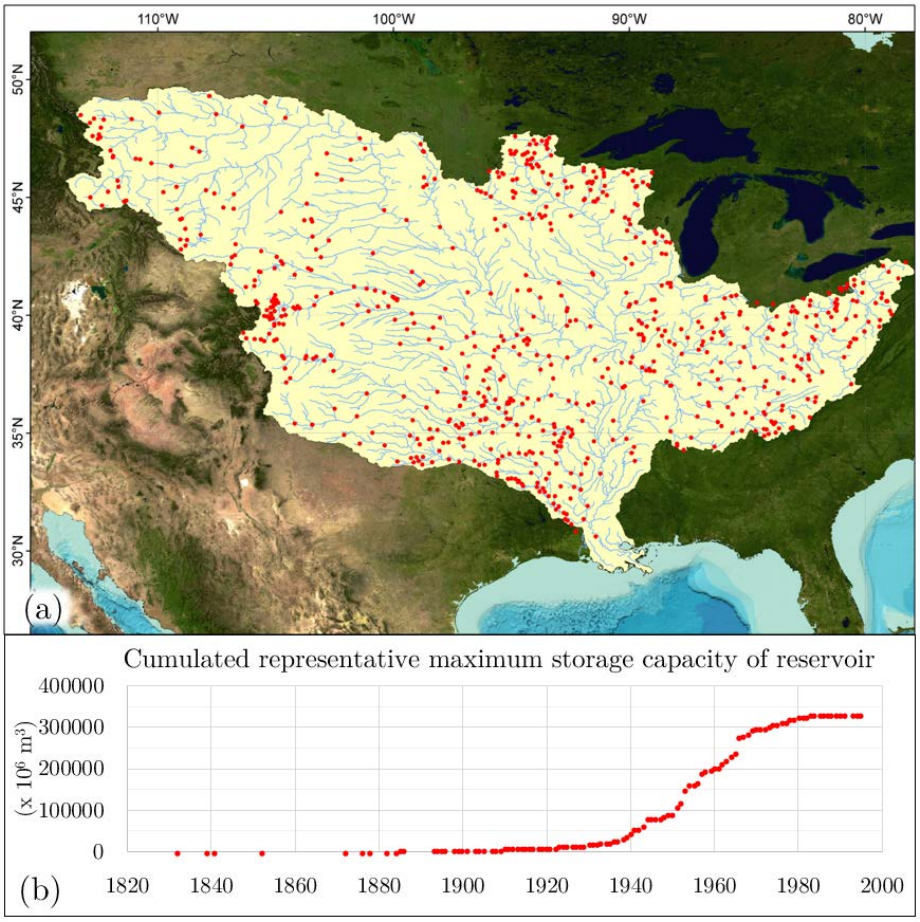


Figure IV - 61. Distribution spatiale des barrages construits dans le bassin versant du Mississippi (a) et effectif cumulé de la capacité volumique de stockage des réservoirs de 1930 à 2000 (b).

A partir de la concentration sédimentaire calculée des écoulements fluviaux (Partie II, Chapitre 1, Section 2.3.4), la proportion de sédiments pouvant être soustraite de la charge solide de chaque fleuve, dans le cas d'un remplissage total des réservoirs et barrages, a été estimée (Figure IV - 62).

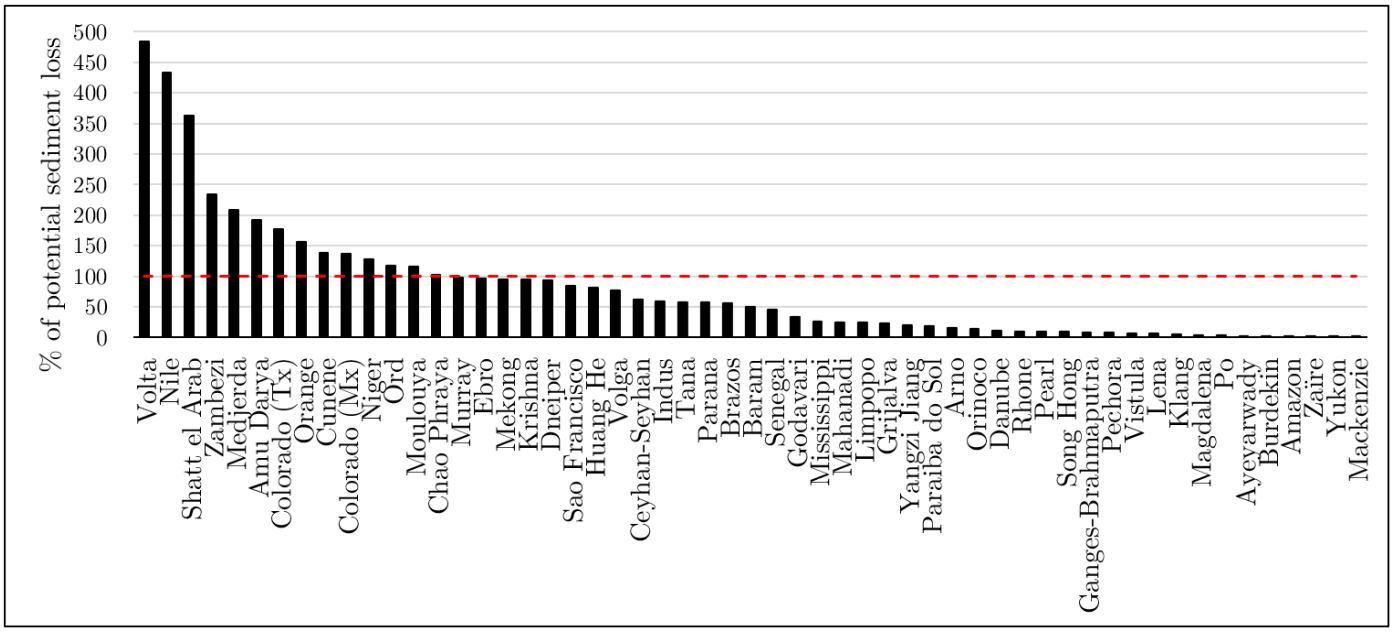


Figure IV - 62. Proportion de perte potentielle de sédiments fluviaux si les barrages atteignent leur maximum de capacité de stockage.

Les résultats montrent que les réservoirs pleins réduiraient de plus de 50% la charge sédimentaire de 27 des 55 fleuves étudiés et 15 d'entre eux seraient totalement privés de sédiments. La capacité de stockage par les barrages serait jusqu'à deux à cinq fois plus importante que la charge solide disponible pour les fleuves Medjerda, Zambèze, Shatt el Arab, Nil et Volta. Ce fait va progressivement s'étendre à d'autres fleuves et s'amplifier sur ceux qui sont déjà actuellement concernés, au regard des nombreux projets et des planifications ainsi que des constructions en cours sur certains fleuves. Il s'agit notamment du projet du plus grand barrage hydroélectrique d'Afrique sur le fleuve Congo, de nombreuses structures d'envergure sur celui du Zambèze, et plus de 400 barrages prévus le long de l'Amazone. Près de 200 barrages sont commissionnés sur l'Ayeyarwady, d'une capacité de stockage totale largement supérieure à 21 km^3, et 25 autres sont déjà planifiés pour le début de la décennie 2020, de plus de 29 km^3 de capacité de rétention au total (WLE, 2017). Le projet d'un barrage supplémentaire est actuellement en suspension mais l'importance de sa considération reste à la hauteur de ses dimensions qui lui permettrait de stocker à lui seul plus de 12 km^3 de l'écoulement fluvial de l'Ayeyarwady. Sur le Mékong, ce ne sont pas moins de 312 barrages qui sont commissionnés, d'une capacité de stockage qui pourrait atteindre plus de 80 km^3 et 22 barrages, dont la construction est prévue entre 2017 et 2030, qui pourraient stocker plus de 25 km^3 de charges liquide et solide du fleuve (WLE, 2017). Par ailleurs, le devenir de la charge sédimentaire du Gange-Brahmapoutre, du Mahanadi, du Godavari et du Krishna

pourrait bien être dramatiquement lié dans les prochaines décennies car l'application du plus vaste projet d'infrastructures au monde en matière d'irrigation a débuté en 2015, le Programme d'Interconnexion des Rivières (*Interlinking of Rivers Project*, IRP, Bagla, 2014). Il s'agit de relier 37 grands fleuves d'Inde par le biais d'une trentaine de connections, 15 000 km de canaux pouvant dériver 170 km^3 d'eau, et près de 3 000 barrages (Figure IV - 63), dont 42 majeurs (base de données IRP, http://csdms.colorado.edu/wiki/Data:NRLP_India ; Bagla, 2014) qui pourraient à eux seuls être responsables du déplacement de près de 700 000 habitants (CIESIN, 2015). Cette entreprise détournera, bouleversera voire réduira drastiquement les transits sédimentaires naturels des fleuves. Au-delà des risques de perturbations générées sur les équilibres hydrosédimentaires de chacun des fleuves impliqués, la construction de tels barrages submergerait plus de 2,7 millions d'hectares de terres cultivées, occupées ou préservées (exemple de la réserve des tigres Panna) en Inde, et contraindrait le déplacement de près d'1,5 millions d'habitants (Figure IV - 64).

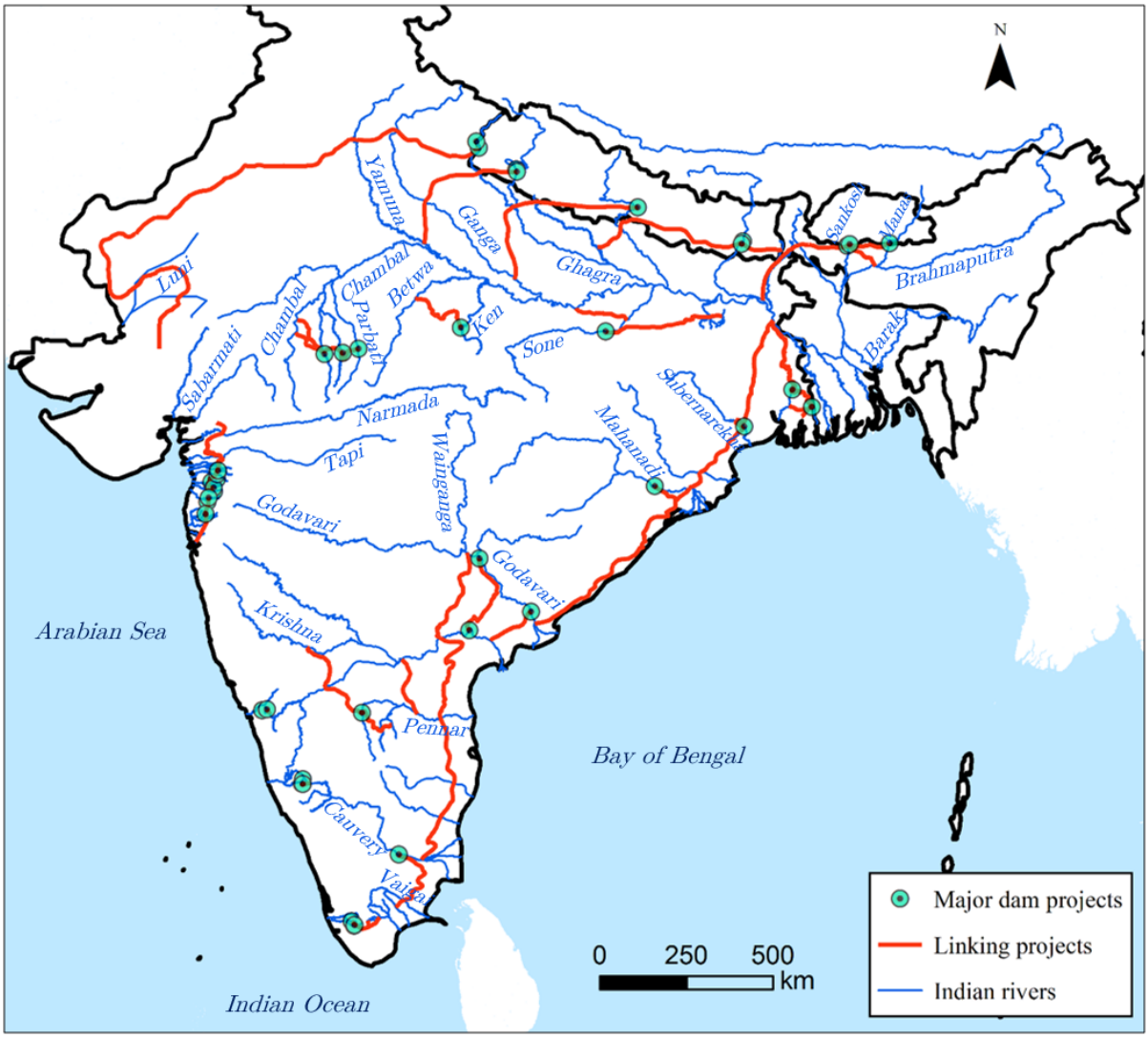


Figure IV - 63. Connexions planifiées entre les cours d'eau principaux de l'Inde dans le projet Interlinking Rivers Project (données de Bagla, 2014).

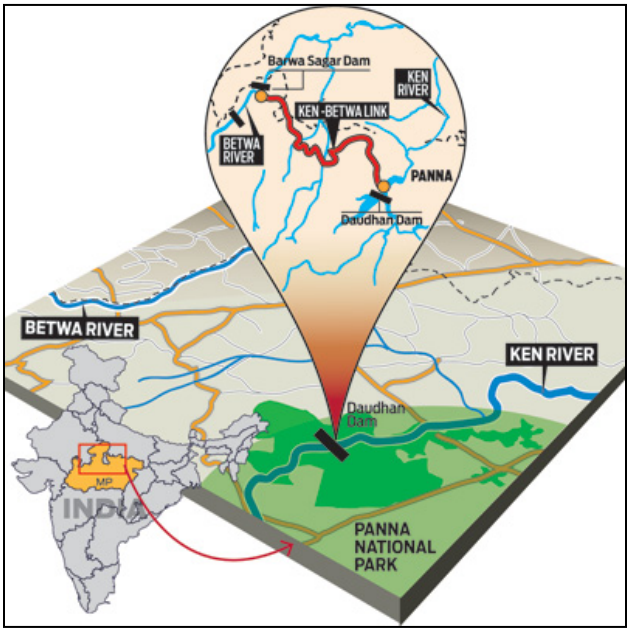


Figure IV - 64. Localisation de la première connexion amorcée des fleuves d'Inde, entre le Ken et le Betwa, en 2015, dans le projet Interlinking Rivers Project (Daily News and Analysis of India, Jadhav, R., 24 août, 2014). La première entreprise a déjà montré ses faiblesses. L'Agence Nationale de l'Eau (National Water Development Agency, NWDA) était chargée dès 1982 de la conception des infrastructures dans le cadre du Plan National pour la mise en valeur des ressources en eau. Depuis les années 1990, l'expertise pour ce projet n'a été mise à jour que de manière très limitée et très récemment. La localisation des barrages Manas et Sankosh a été modifiée, le projet de construction du canal de liaison Jogighopa a été rejeté en 2014 (Sabha, 2014), tout comme le barrage de Manibhadra, remplacé par un autre supplémentaire à Barmul, jugé plus adapté au contexte environnant. Le projet de stockage et d'écoulement via la connexion Parbati-Chambal a également été revu à la hausse. Pour d'autres, c'est l'évaluation de la surface d'inondation qui a été ajustée (NWDA Updated Feasibility Report, 2015). Sur la base donc de données anciennes et de quelques mises à jour, l'élaboration du plan des connexions a été amorcée par la NWDA depuis l'approbation de l'Inde en juin 2005. La première connexion entamée en 2015 consiste à raccorder, par le biais d'une dérivation, les rivières du Ken et du Betwa pour alimenter davantage en eau ce dernier (Figure IV - 63). En Octobre 2015, le barrage de Gangau sur le Ken, un vieil ouvrage construit à environ 2,5 km en aval du site prévu pour le premier barrage du projet (Barrage de Dhaudan), était déjà presque sec. Or, depuis une extrêmement faible mousson en 2015, le Ken est réduit à un filet d'eau : son bassin n'est plus un bassin excédentaire, celui du Betwa aurait même un écoulement supérieur.

Cette liste non exhaustive des projets futurs de constructions de barrages laisse entrevoir la pression supplémentaire à venir sur l'approvisionnement sédimentaire fluvial vers les côtes deltaïques des espaces étudiés.

3.2.Résilience à court terme : delta de l'Ayeyarwady VS cyclone Nargis (2008)

Les grands deltas fluviaux modernes représentent un espace considérable de stockage des sédiments côtiers et, en général, montrent une résilience suffisante à la suite d'événements instantanés de haute énergie. L'exemple sur l'Ayeyarwady (Besset et al., 2017b) illustre la capacité de résilience sur une courte période d'un méga-delta, à la suite de perturbations environnementales brutales et de haute énergie, dans ce cas un cyclone. Comme pour tous les deltas fluviaux, la majeure partie du delta de l'Ayeyarwady s'étend à une altitude de moins de 5 m au-dessus du niveau de la mer, ce qui le rend fortement vulnérable aux hausses ponctuelles et brutales du plan d'eau, lors de tempêtes notamment (Figure IV - 65 a). Cette exposition est observable sur l'ensemble des deltas du monde et cet état de vulnérabilité est fréquemment remarqué lors d'occurrences de tempêtes côtières, de cyclones ou encore de tsunamis, à l'images des deltas du Mississippi, par exemple (Twilley et al., 2016). Le cyclone tropical Nargis a notamment été amplifié par la transition vers des marées de vives eaux (atteintes le 5 mai 2008), qui s'étendent sur près de 300 km vers l'intérieur jusqu'à l'apex du delta (Hedley et al., 2010), et qui sont amplifiées vers l'Est par leur propagation en Mer d'Andaman, peu profonde (Figure IV - 65 b). Le cyclone a parcouru les côtes du delta de l'Ayeyarwady, du 2 au 4 mai 2008, en causant la plus dévastatrice catastrophe naturelle enregistrée dans l'Histoire de Birmanie (Topich et Leitich, 2013). En utilisant des images satellites, Brakenridge et al. (2017) ont cartographié les vastes zones terrestres touchées par les submersions marines issues de la tempête côtière de Nargis, ainsi que les précipitations inhabituelles des 3 et 4 mai 2008 (Figure IV - 65 b, c). Les inondations majeures se sont limitées à la plaine deltaïque. La question de la résilience morphologique du delta à un événement de si haute énergie est appréhendée dans mes travaux, en évaluant les changements morphologiques qui ont affecté le littoral avant et après Nargis.

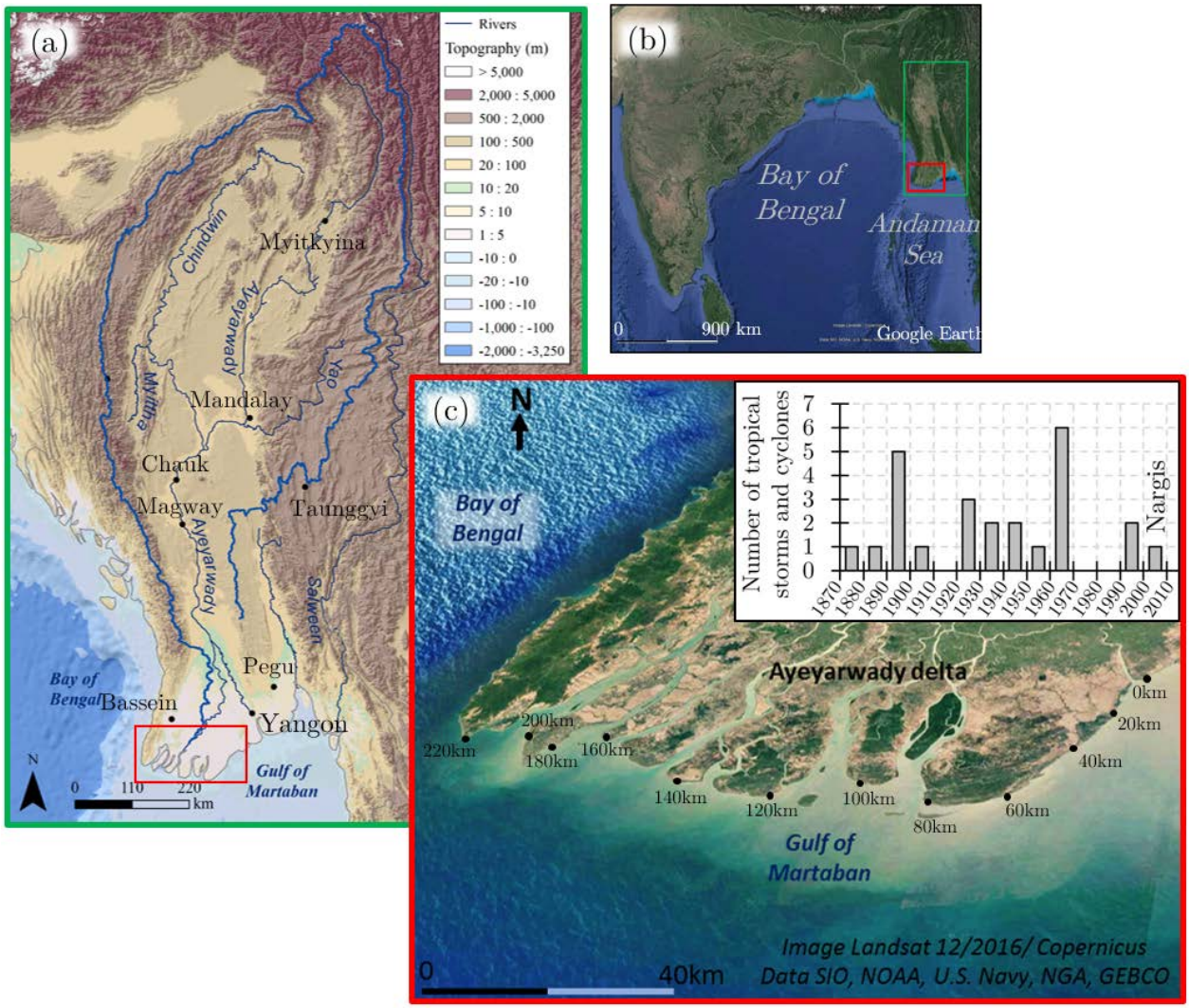


Figure IV - 65. Carte topographique ombrée (a) et image satellite Google Earth (b) montrant les caractéristiques physiques de la Birmanie et du bassin du fleuve Ayeyarwady et image de Google Earth du delta Ayeyarwady (c) avec des indications de points kilométriques (d'est en ouest) utilisés pour identifier les secteurs littoraux. Le graphique inséré dans (c) montre les tempêtes tropicales et les cyclones sur le delta de l'Ayeyarwady de 1870 à nos jours (données de International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS), Knapp et al., 2010).

3.2.1. Cyclogenèse et dégâts

3.2.1.1. Formation du cyclone

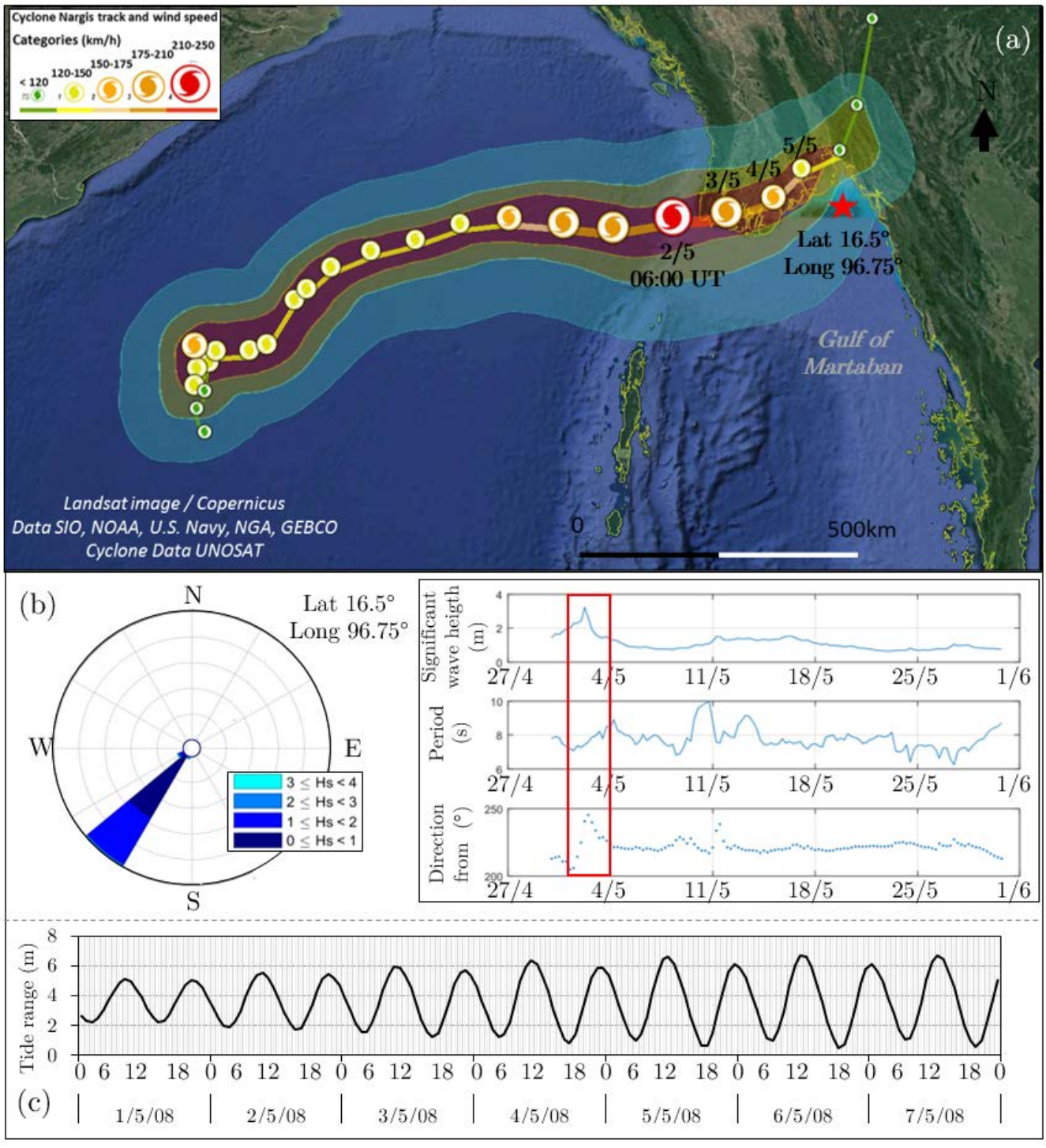
Les tempêtes cycloniques tropicales surviennent en Birmanie d'ordinaire entre mai et octobre, avec de fortes pluies associées à ces phénomènes lents qui causent souvent des inondations

(Brakenridge et al., 2017). Les fortes pluies de mousson ou les pluies tropicales générées par les orages sur les deltas provoquent également des inondations locales.

Les pluies dans cette région du monde sont non seulement affectées par les moussons, mais aussi par l'Oscillation Australe interannuelle El Niño (ENSO) (Furuichi et al., 2009 ; Krishnamurthy et Goswami, 2000) et par le phénomène inverse, La Niña, décrit par des anomalies d'eau froide dans l'Océan Pacifique équatorial (Rojas et al., 2014 ; Sein et al., 2015). Les précipitations sont également impactées par l'Oscillation inter-saisonnière de Madden – Julian (Hendon and Salby, 1994), qui est une convection atmosphérique tropicale se propageant longitudinalement vers l'Est, principalement dans l'Océan Indien, jusqu'à progressivement disparaître dans l'Océan Pacifique oriental. Il provoque de fortes précipitations et ses vents d'ouest accrus accentuent la probabilité d'occurrence des cyclones. Par ailleurs, les pluies sont aussi contraintes par le Dipôle Océan Indien, un phénomène d'interaction entre l'Océan Indien et l'atmosphère avec lequel les précipitations en Birmanie sont négativement corrélées, ce qui module les pluies de mousson (Ashok et al., 2001 ; Behera et Yamagata, 2003). Enfin, notamment dans le cas du cyclone Nargis, la fréquence des tempêtes tropicales semble être affectée par l'Oscillation Décennale du Pacifique (Haggag et al., 2009). Les cyclones tropicaux, examinés en profondeur par Brakenridge et al. (2017) pour la Birmanie, peuvent également provoquer des vagues de tempête côtières dont les élévations varient jusqu'à 4 m au-dessus du niveau de la mer, causant des dégâts significatifs environ tous les 5 à 6 ans (Dube et al., 2010). La cyclogenèse de Nargis est bien décrite par Brakenridge et al. (2017). La trajectoire montre un déplacement du cyclone vers la terre Birmane, s'intensifiant en catégorie 4 sur l'échelle de Saffir-Simpson avec des vents de 215 km/h le 2 mai, faiblissant progressivement après avoir traversé la région de Yangon jusqu'à sa dissipation près de la frontière entre la Birmanie et la Thaïlande (Figure IV - 66 a). L'action destructrice du cyclone Nargis est principalement causée par les hautes vagues et une élévation du plan d'eau proche-côtier relativement forte. Brakenridge et al. (2017) ont signalé que les dégâts du cyclone ont en partie résulté de sa direction d'approche de l'ouest vers la région méridionale du delta de l'Ayeyarwady, ce qui a entraîné des vents maximaux ayant une circulation antihoraire dans la zone d'extension du plateau continental sous-marin peu profond, tandis que les gradients de pression ont généré une vague de tempête d'au moins 3,7 m de hauteur jusqu'à 50 km à l'intérieur du delta, associée à de fortes pluies sur la plaine deltaïque (Brakenridge et al., 2017). La Figure IV - 66 montre un extrait des conditions de vent (Figure IV - 66 a), de houle (rectangle rouge en

a) (Figure IV - 66 b) et de la marée (Figure IV - 66 c) pendant le passage du cyclone Nargis. Les conditions cycloniques sont caractérisées par des hauteurs de vagues relativement élevées, jusqu'à atteindre 3 m dans la zone relativement abritée du Golfe de Martaban, associées à des périodes de vagues de vent de 7 à 9 secondes et des directions essentiellement du sud-ouest, dans une approche frontale du littoral du delta (Figure IV - 66 b). Ces conditions, aggravées par de fortes précipitations, ont entraîné de fortes inondations. La pénétration de la tempête à l'intérieur des terres a probablement été initialement limitée par des marées astronomiques relativement modérées. Les inondations ont sans doute été progressivement accentuées par l'augmentation de cette marée depuis les conditions de morte-eau (02/05/2008) à celles de vive-eau (05/05/2008) (Figure IV - 66 c, Annexe O).

Figure IV - 66. (Page suivante) Trajectoire du cyclone tropical Nargis (a) en mai 2008 sur une période de 6 heures du 18 avril 2008 (12:00 UT) au 4 mai 2008 (00:00 UT) à partir de la base de données Cyclone de l'UNOSAT, (b) climat de houle au large du delta de l'Ayeyarwady pendant le passage de Nargis (rectangle rouge), calculé à partir de la base de données ERA-Interim générée par le modèle Atmosphérique des vagues ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) et les marées astronomiques au large du delta (c) à partir du programme WXTide32© (v. 4.6) de prédictions de marée et de courants. La direction d'approche de Nargis depuis l'ouest a entraîné des vents maximaux avec une circulation antihoraire dans la zone au large peu profonde, et le secteur occidental en saillie du delta a pris le choc du cyclone. Fritz et al. (2009) ont signalé une houle tempête allant de 1,9 à 5,6 m au-dessus du niveau de la mer le long de ce secteur occidental.


Cyclone Nargis track and wind speed
Categories (km/h)
< 120
120-150
150-175
175-210
210-250
(a)
N
5/5
4/5
3/5
2/5
06:00 UT
Lat 16.5°
Long 96.75°
Gulf of Martaban
Landsat image / Copernicus
Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO
Cyclone Data UNOSAT
0
500km
(b)
N
W
E
S
Lat 16.5°
Long 96.75°
3 ≤ Hs < 4
2 ≤ Hs < 3
1 ≤ Hs < 2
0 ≤ Hs < 1
Significant wave heigth (m)
Period (s)
Direction from (°)
27/4
4/5
11/5
18/5
25/5
1/6
Tide range (m)
(c)
1/5/08
2/5/08
3/5/08
4/5/08
5/5/08
6/5/08
7/5/08

3.2.1.2. Dommages humains et matériels

En trois jours, le cyclone Nargis a submergé près de 14 400 km² de plaine deltaïque (Tasnim et al., 2015). Ce type d'inondation locale, induite par des pluies diluviennes, a également entrainé la mort de 84 537 personnes et la disparition de 53 836 autres à l'intérieur des terres pendant la tempête de Nargis (Brakenridge et al., 2017 ; ASEAN, 2008). Il a été estimé qu'au moins 2,4 millions de personnes ont été gravement touchées et plus d'un million d'entre elles ont perdu leurs habitations. Environ 90 à 95% des infrastructures dans le delta et de nombreuses terres agricoles, d'élevage et de pêche ont été détruites. Cet événement a effectivement fortement impacté les zones agricoles, qui couvrent près de 60% du delta, faisant de lui l'un des plus productifs greniers à riz du monde (Frenken, 2012). Le dommage économique global a été estimé à plus de 10 milliards de dollars US (Fritz et al., 2007). En utilisant les images satellites, Brakenridge et al. (2017) ont cartographié les vastes zones terrestres touchées par la submersion de tempête de Nargis et les précipitations intérieures inhabituelles. Les inondations majeures étaient limitées au delta et aux zones de plaines inondables basses. D'autres cyclones mortels associés à des tempêtes exceptionnelles précèdent Nargis (Figure IV - 65 c), notamment le cyclone du 10 mai 1968 qui a atteint Sittwe, Rakhine, et qui a causé le décès de 1 037 personnes, la mort de 17 537 d'animaux d'élevage et la destruction de 57 663 habitations de 300 000 personnes (USAID, 1968).

3.2.1.3. Transformations apparentes et réelles du littoral : les traces de la tempête de Nargis

Les images satellites couvrant le passage de Nargis sur le delta (du 2 au 4 mai 2008) sont marquées par une couverture nuageuse élevée. Cependant, les images exploitables montrent un « recul » drastique de la ligne des hautes eaux, entre le 18 avril et le 4 mai 2008 (dates des meilleures images satellitaires disponibles) (Figure IV - 67). Pratiquement toute la côte a été affectée, mais le retrait a été plus sévère le long de la partie centrale, exposée et plus large, du littoral deltaïque. Les extrémités occidentale, plus rocheuse, et orientale, plus enclavée, ont subi moins de recul. Le recul moyen apparent dans l'ensemble du littoral deltaïque a atteint 92 m en deux semaines environ, incluant les jours au cours desquels Nargis a affecté les côtes (Besset et al., 2017b ; Annexe O). Cependant, en comparant la position des lignes des hautes eaux du 18 avril et du 4 mai 2008, les valeurs de recul ont localement dépassé 400 m sur la période d'étude, atteignant même 600 m sur quelques centaines de mètres, à peine 36 heures après le cyclone (2 mai) (Figure

IV - 67). Il est logique de considérer qu'une grande partie de ce recul s'est effectivement produit au cours du passage de Nargis sur le delta, sur une période de 24 à 48 heures.

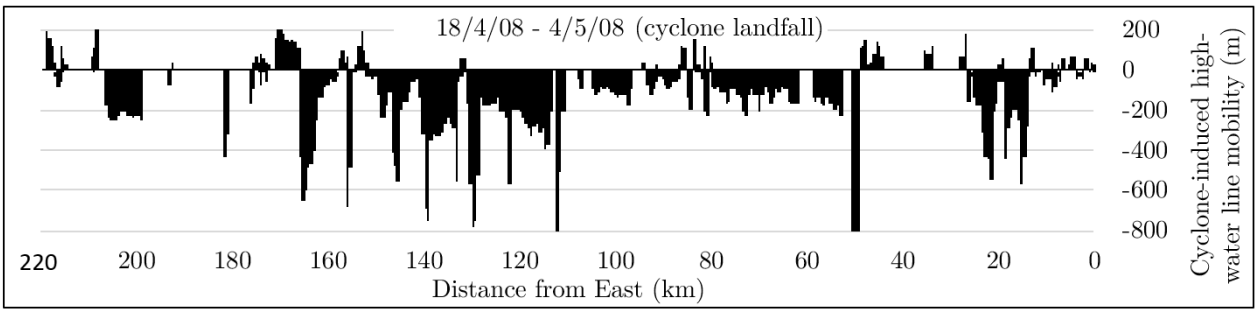


Figure IV - 67. Position de la ligne de hautes eaux au large du delta de l'Ayeyarwady, provoquée par la surcôte le 4 mai 2008, à la suite du cyclone Nargis, par rapport à la ligne de haute mer du 18 avril 2008. La massive translation vers les terres de la ligne des hautes eaux reflète l'inondation à large échelle des plages de sable composant le littoral et l'arrière-plage. Voir la Figure IV - 65 c pour les emplacements des points kilométriques sur le littoral.

Ainsi, la majeure partie des observations s'apparentant à des mouvements côtiers rapides correspondrait au moment-même du passage du cyclone Nargis. Un examen attentif des données sur les hauteurs des vagues et le marnage, ainsi que sur la surcôte d'au moins 3,7 m, jusqu'à 50 km dans les terres, par Brakenridge et al. (2017), suggère que la ligne des hautes eaux déterminée à partir des images du 4 mai 2008 ne montre que le recul net apparent, et non réel, par rapport à celle des images du 18 avril. La ligne des hautes eaux du 4 mai n'est donc pas représentative du véritable littoral, contrairement à celles du 18 avril et du 24 août 2008. La position des hautes eaux sur l'image du 4 mai sert clairement de proxy montrant dans quelle mesure le véritable littoral, notamment les plages, a été inondé par les surcôtes et les vagues pénétrant les terres. Une fois les plages sableuses inondées (d'une vingtaine à une centaine de mètres de largeur et précédées d'un estran vaseux large de plusieurs centaines de mètres), la ligne des hautes eaux s'est déplacée vers l'intérieur, à nouveau sur des centaines de mètres. Entre le 18 avril et le 24 août 2008, quatre mois après le cyclone, les reculs côtiers ont localement dépassé 300 m, surtout le long de la partie occidentale exposée du delta (Figure IV - 68). La zone de transition vers un secteur orienté vers l'Est a, quant à elle, montré peu de changement, notamment entre les points kilométriques 0 et 10 (Figure IV - 68 a). Les observations des données satellitaires du 25 avril 2010, représentant la position du littoral des hautes eaux 20 mois après le passage de Nargis, ont montré une translation côtière encore plus importante (Figure IV - 68 b).

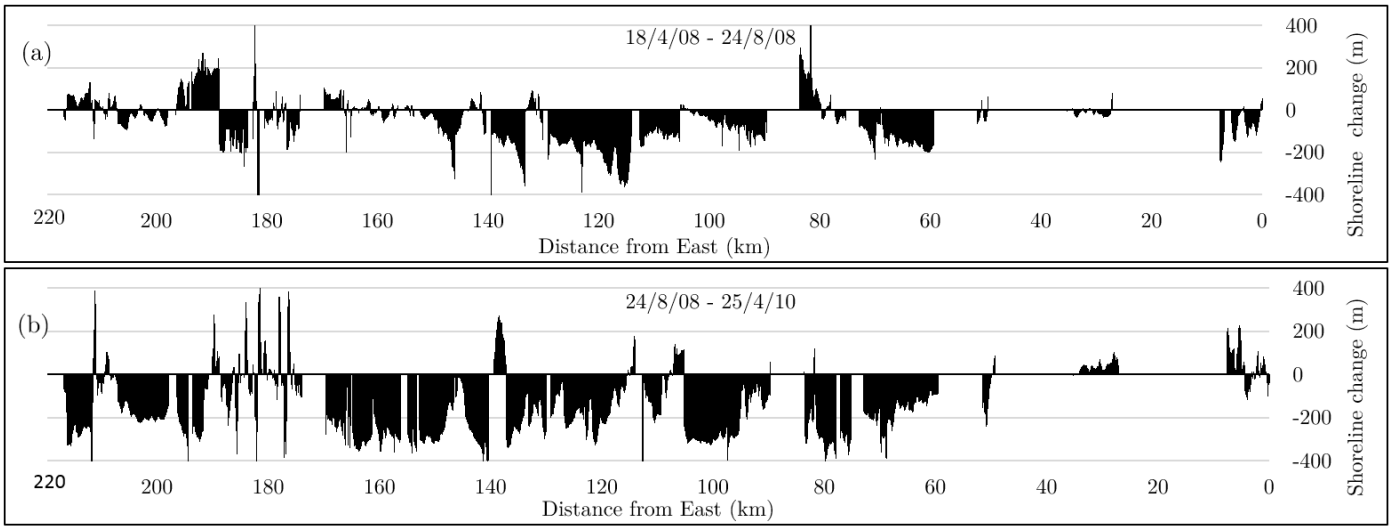


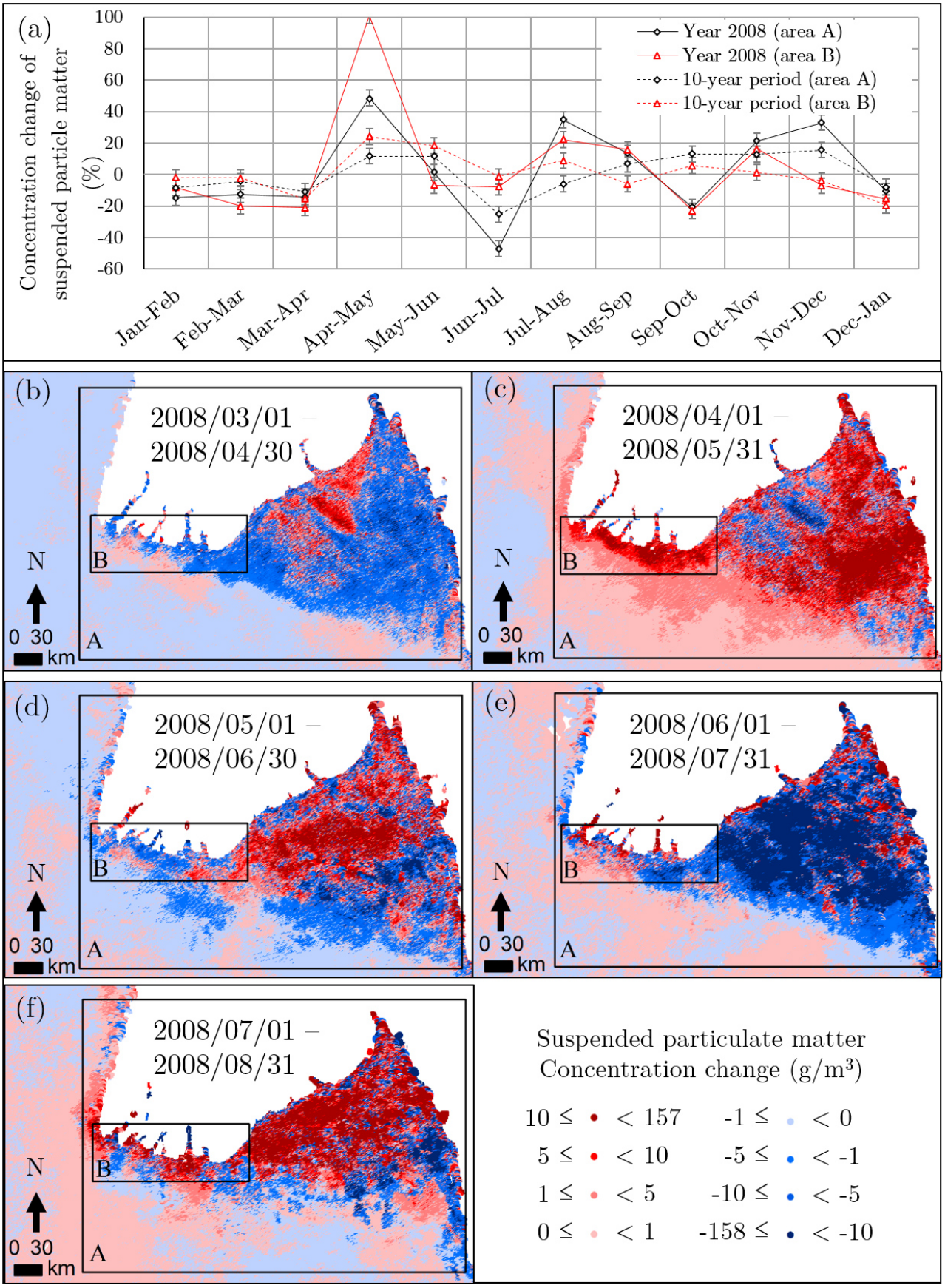
Figure IV - 68. Evolution du littoral dans le delta de l'Ayeyarwady entre le 18 avril 2008 et le 24 août 2008, trois mois après le passage du cyclone Nargis (a) et du 24 août 2008 au 25 avril 2010, 20 mois après Nargis (b). Voir la Figure IV - 65 c pour les emplacements des points kilométriques sur le littoral.

3.2.1.4. Réponse sédimentaire au passage du cyclone

Un des éléments qui peut illustrer les perturbations sédimentaires dans le domaine marin et la résilience à la suite d'un cyclone est la variation mensuelle de la concentration des matières en suspension (MES) au large et près des côtes, ici celles du delta de l'Ayeyarwady (Besset et al., 2017b). En effet, l'analyse a permis de mettre en évidence des anomalies de variation par rapport aux fluctuations mensuelles habituelles saisies sur la base de la période de 10 ans de données disponibles, entre 2002 et 2012. De janvier à avril (Figure IV - 69 a, b), les variations mensuelles en 2008 suivent relativement fidèlement les tendances observées en moyenne décennale entre 2002 et 2012. Les concentrations extraterritoriales des MES en 2008 montrent une augmentation significative durant le passage de Nargis par rapport aux moyennes mensuelles basées sur l'ensemble des dix années de données MES (Figure IV - 69 a, c). Les valeurs des MES ont fortement augmenté en mai 2008 avec une augmentation de la concentration moyenne de près de 50% (±5%) sur la région deltaïque par rapport au mois d'avril (Figure IV - 69 c), ce qui représente une augmentation de 38% par rapport à la moyenne décennale sur la même période. Dans la zone directement affectée par le pic d'intensité du cyclone, encadrée en B sur la Figure IV - 69 c, l'augmentation a atteint environ 100%, soit 70% de plus que la moyenne sur 10 ans. Les valeurs ont à nouveau diminué au cours des deux mois suivant Nargis (mai-juin, Figure IV - 69 d et juin-

juillet, Figure IV - 69 e), pour atteindre la moyenne décennale, avant d'augmenter une fois encore lorsque la saison des pluies a pris de l'ampleur (juillet-août, Figure IV - 69 f).

Figure IV - 69. (Page suivante) Concentrations de particules en suspension (MES) dans la zone proche du delta de l'Ayeyarwady (les zones couvertes sont représentées par les rectangles) comprenant le passage du cyclone Nargis (données du projet GlobCoast, http://sextant.ifremer.fr/en/geoportail/sextant): (a) les valeurs de 2008 par rapport à une moyenne sur 10 ans (2002-2012), (b-f) changements de concentration sur un temps de 2 mois. A noter: concentrations relativement faibles de la saison sèche entre le 1er mars et le 30 avril dans le secteur oriental dominé par les multiples embouchures de l'Ayeyarwady, avec des concentrations plus élevées dans le secteur plus abrité où la vase est stockée (b); la forte augmentation des concentrations dans le sillage de Nargis entre le 1er avril et le 30 mai (c); la baisse rapide dans le secteur occidental entre le 1er mai et le 30 juin et l'augmentation correspondante dans la partie ouest abritée du delta (d), ce qui suggère un transport vers l'est des sédiments en suspension suite à Nargis; les concentrations relativement plus basses du 1er juin au 30 juillet, correspondant au début de la saison des pluies (e); et l'augmentation du 1er juillet au 31 août (f) en réponse à l'augmentation de l'approvisionnement en sédiments fluviaux pendant la saison des pluies.


(a)
Concentration change of suspended particle matter (%)
100
80
60
40
20
0
-20
-40
-60
Year 2008 (area A)
Year 2008 (area B)
10-year period (area A)
10-year period (area B)
Jan-Feb
Feb-Mar
Mar-Apr
Apr-May
May-Jun
Jun-Jul
Jul-Aug
Aug-Sep
Sep-Oct
Oct-Nov
Nov-Dec
Dec-Jan
(b)
2008/03/01 – 2008/04/30
(c)
2008/04/01 – 2008/05/31
(d)
2008/05/01 – 2008/06/30
(e)
2008/06/01 – 2008/07/31
(f)
2008/07/01 – 2008/08/31
N
0 30
km
A
B
Suspended particulate matter
Concentration change (g/m³)
10 ≤ • < 157
5 ≤ • < 10
1 ≤ • < 5
0 ≤ • < 1
-1 ≤ • < 0
-5 ≤ • < -1
-10 ≤ • < -5
-158 ≤ • < -10

3.2.2. Résilience à court terme ?

Les grands deltas modernes représentent un énorme stockage de sédiments côtiers et, par conséquent, montrent généralement une résilience à la suite d'événements de haute énergie. Nargis a généré de fortes précipitations sur son passage (Figure IV - 70 a, b).

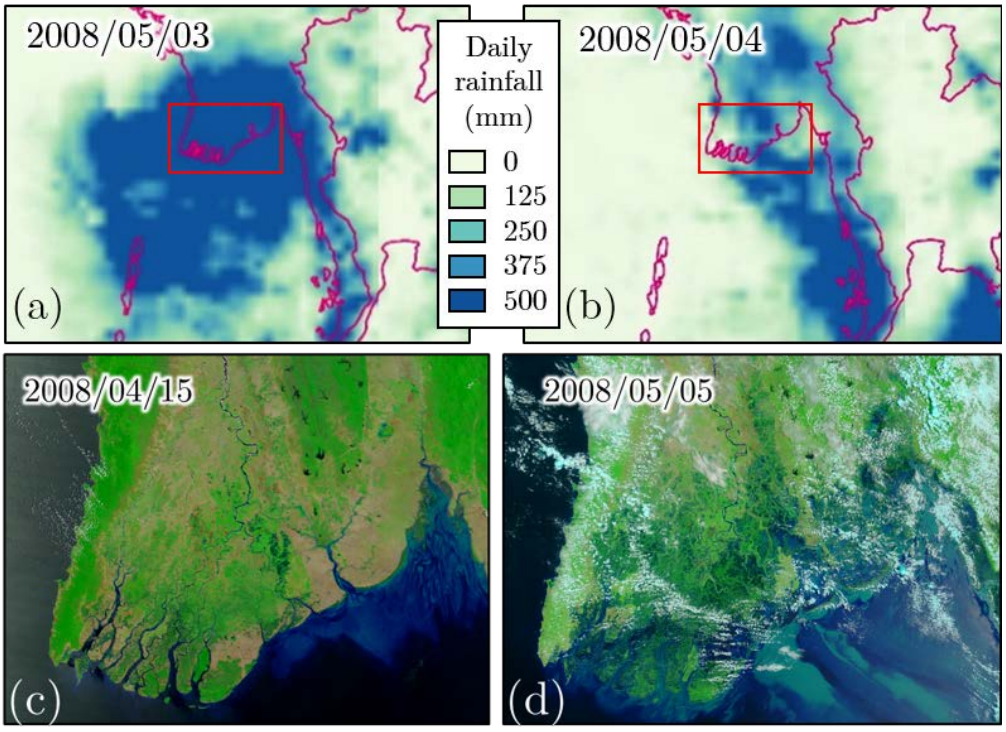


Figure IV - 70. Précipitations et inondations dans le delta de l'Ayeyarwady générées par le cyclone Nargis: (a) cartes montrant des niveaux annuels d'inondation de mousson pour 2013 et 2014 (bleu pâle) et les précipitations du 3 mai a) et du 4 mai 2008 b) dans l'ouest Baie du Bengale (Brakenridge et al., 2017, avec la permission d'Elsevier); (c, d) Images satellites MODIS montrant le delta avant le cyclone Nargis le 15 avril 2008 et les inondations dévastatrices du 5 mai 2008 (suite au passage du cyclone dans le delta de l'Ayeywarwady (projet Rapid Response MODIS, NASA/GSFC).

Les concentrations des MES en avant-côte du delta de l'Ayeyarwady ont considérablement augmenté d'avril à mai 2008, lors du passage du cyclone Nargis, par rapport aux conditions mensuelles moyennes sur une décennie (Figure IV - 69 a, b). Cette hausse significative peut être interprétée comme une réponse à :

(1) l'augmentation de l'approvisionnement en sédiments fins par le fleuve suivant les fortes précipitations générées par Nargis (Figure IV - 70),

(2) le remaniement des sédiments fins sur les franges côtières du delta par les hautes vagues (Figure IV - 68 b) générées par le cyclone,

(3) la resuspension induite par les vagues et le vent des particules fines dans la zone peu profonde proche-côtière.

Nargis a probablement entraîné un apport plus important de vase fluviale, en comparaison à des conditions non cycloniques. Le mois de mai ne correspond qu'au début de la saison de haut débit, quand l'apport en sédiments fins fluviaux ne devrait pas être à son apogée. Ce point pourrait être un argument en faveur de la remobilisation exceptionnelle de la vase sur la côte et en mer par le cyclone. Cependant, il n'y a aucun moyen de déterminer la contribution de l'approvisionnement fluvial net de MES sur la zone proche-littorale, par rapport à la remobilisation sur cette même zone. Néanmoins, la baisse significative des concentrations de MES à proximité des côtes en juin et en juillet (Figure IV - 69 c, d) est cohérente avec la propension globale à long terme du front deltaïque de l'Ayeyarwady, peu profond, à piéger les sédiments vaseux, alors que l'augmentation de la concentration de juillet à août traduit l'effet saisonnier de la mousson sur le débit fluvial (Besset et al., 2017b). On peut supposer qu'une grande partie des MES mobilisées par le cyclone, qui se déplaçait d'ouest en est sur le delta, a été stockée dans le delta lui-même et dans la zone immédiate proche-côtière peu profonde. Ces particules en suspension ne se seraient pas « perdues » au large dans ce contexte influencé par la marée et son courant, avec éventuellement un stockage maximal dans le dépocentre vaseux relativement abrité que constitue le Golfe de Martaban (Figure IV - 65 c).

Les données obtenues par l'analyse d'images satellites, sur le mouvement côtier, ne mettent pas facilement en évidence dans quelle mesure le cyclone a réellement généré un recul clair et durable du littoral, essentiellement en raison de l'érosion chronique dominante affectant le delta, sur la région étudiée. Depuis 1974, l'érosion a affecté environ 240 km du littoral deltaïque, soit 53%, essentiellement dans le secteur occidental (Anthony et al., 2017, Figure IV - 12 g et Figure IV - 19 a). Toutefois, au regard des faibles taux d'évolution récente, de -0,62 m/an sur une période de 41 ans (1974 – 2015), et de –2,14 m/an entre 2000 et 2005, la variation côtière sur la période intégrant l'épisode Nargis met certainement en évident le fort et durable impact de ce cyclone sur les côtes du delta de l'Ayeyarwady (Besset et al., 2017b). La progradation côtière continue est essentiellement limitée au secteur oriental relativement enclavé du delta, en particulier dans la large embouchure en aval de Yangon (Rangoon) (Figure IV - 65 a). Selon Rodolfo (1969), le delta

de l'Ayeyarwady a, en moyenne, progradé sur 2,5 km en 100 ans dans la Mer d'Andaman, jusqu'au début du dernier quart du XX^{e} siècle. Le modèle actuel d'érosion dominante du rivage représente donc un changement majeur depuis la progradation généralisée (Anthony et al., 2017), une conclusion en accord avec Hedley et al. (2010) qui ont identifié une longue phase d'équilibre avant 1989, au cours de laquelle les dépôts de sédiments ont compensé la subsidence et l'élévation du niveau de la mer, suivie d'une phase érosion nette de 1989 à 2006. Hedley et (2010) ont, par ailleurs, prédit davantage d'érosion côtière au cours des prochaines années, du fait des constructions de barrage en projet dans le bassin hydrographique de l'Ayeyarwady.

Les hautes vagues associées au cyclone ont duré seulement près de 12 heures, et les hauteurs des pics ne dépassaient que brièvement 3,2 m. Le retrait marqué du littoral entre avril et août 2008 (Figure IV - 68 a) peut être un indicateur de l'impact de Nargis sur les plages de sable et leurs larges estrans vaseux. Ces taux de recul sont semblables à ceux rapportés par Fritz et al. (2009), suite à leur enquête de terrain dans le delta qui leur a permis d'identifier une érosion jusqu'à 150 m dans certaines zones. Comme les auteurs l'ont noté, ces valeurs de reculs côtiers sont également semblables à celles générées par l'ouragan Katrina (2005) le long des côtes du delta du Mississippi, les mêmes valeurs ayant une incidence sur les îles Chandeleur et d'autres îles barrières, avec des houles de tempête moyennes allant de 3,2 m le long des îles Chandeleur jusqu'à des valeurs comprises entre 3,5 et 9 m le long des îles barrières du Mississippi, sur la côte nord du golfe (Fritz et al., 2007). Les îles Chandeleur, de faible altitude, ont perdu du terrain sur des distances comprises entre 201,5 m et 268 m (Fearnley et al., 2009), tandis que les îles barrières du Mississippi, sur la côte nord du golfe, ont reculé en moyenne de 50 m, avec des valeurs critiques d'érosion atteignant 100 m (Stockdon et al., 2009).

L'érosion marquée et persistante 20 mois après Nargis (Figure IV - 68 b) montre l'absence d'une résilience efficace dans une grande partie du littoral affecté du delta (Besset et al., 2017b). Elle est conforme à l'état d'érosion chronique du littoral (Hedley et al., 2010 ; Anthony et al., 2017), au moins depuis 1974. Cela suggère que Nargis et d'autres événements de haute énergie pouvant affecter le delta de l'Ayeyarwady dans le futur contribuent seulement davantage à l'érosion deltaïque le long du secteur occidental exposé : ils ne sont pas un contrôle décisif dans l'évolution du littoral du delta, mais un catalyseur.

Par ailleurs, un certain nombre de facteurs ont pu aggraver la catastrophe de Nargis, et tout cela augmente actuellement la vulnérabilité de la Birmanie (Brakenridge et al., 2017) :

(1) La croissance démographique et les migrations. À l'époque du cyclone Nargis, la population globale de Birmanie était beaucoup plus importante et plus jeune que dans les décennies précédentes.

(2) La déforestation. L'expansion de la population dans la partie orientale du delta, où se situe Yangon, s'est produite de concert avec une déforestation vers l'Ouest. Cela peut avoir considérablement augmenté les dommages causés par la tempête de Nargis, notamment avec le défrichement des mangroves et d'autres forêts deltaïques, par rapport aux tempêtes antérieures. Diverses études ont révélé des pertes importantes de mangroves le long de la côte de Birmanie, au profit de fermes à crevettes et poissons et de parcelles de riziculture, en particulier avant le cyclone Nargis (Leimgruber et al., 2005 ; Giri et al., 2010 ; Hedley et al., 2010 ; Frenken, 2012). Selon Hedley et al. (2010), la superficie totale des forêts de mangroves côtières est passée de 2 345 km² à 1 786 km² entre 1924 et 1995, par défrichement au profit de l'agriculture et l'aquaculture. Environ 20% des forêts de mangroves ont été perdues en seulement 10 ans, en particulier pour la fourniture en bois de chauffage pour Yangon et les villes voisines (Leimgruber et al., 2005). Il est prévu que les forêts de mangrove non protégées du delta de l'Ayeyarwady soient totalement déboisées d'ici 2026 (Webb, 2013). La population de Yangon et ses environs s'est très vite accrue, mais les populations les plus fragilisées et exposées se situent dans les zones les plus au sud du delta, dans un paysage récemment déboisé, avec une résistance aux inondations de plus en plus faible.

(3) Le relativement faible approvisionnement en sédiments sur la plaine deltaïque. L'érosion chronique du secteur occidental du littoral deltaïque peut refléter des ajustements à grande échelle dans l'approvisionnement et la distribution des sédiments le long du littoral, avec le secteur vaseux relativement protégé et toujours en progradation, agissant comme un dépocentre actif pour les sédiments décantés vers l'Est par les houles et les courants (Anthony et al., 2017). La réduction de l'apport en sédiments du delta, causée par les barrages et les digues, peut avoir joué un rôle dans les inondations causées par Nargis, ainsi que dans le recul côtier (Partie IV, Chapitre 1, Section 3.1.1, Figure IV - 70 c, d). Ces conditions de déficit sédimentaire pourraient avoir été aggravées par les effets de la rapide élévation du niveau marin dans cette région du monde, de près de 9 mm/an (Figure III - 43). Cependant, Hedley et al. (2010) ont estimé que moins de 5% du flux sédimentaire de l'Ayeyarwady contribue à la progradation subaérienne, depuis 1850, participant plus significativement à la sédimentation de la partie prodeltaïque. Le delta de l'Ayeyarwady est classé « en péril » dans un travail antérieur de classement des deltas (Syvitski

et al., 2009) et la modélisation de l'approvisionnement en sédiments, basée sur les barrages existants sur les affluents du fleuve, a montré une réduction significative de 30% (Syvitski et al., 2005). Cette réduction de l'approvisionnement en sédiments a joué certainement un rôle important dans l'érosion durable des côtes deltaïques. La diminution de la charge sédimentaire, face à l'élévation relative du niveau de la mer et à la subsidence continue, entraîne également l'affaissement et la submersion du delta de l'Ayeyarwady, générant une perte précieuse de terres humides et menaçant à long terme l'existence même du delta.

La résistance future du delta peut être compromise par la destruction des mangroves dans le delta, la subsidence du delta, l'élévation du niveau de la mer, la construction des barrages, la construction de digues artificielles et de remblais et le changement climatique, qui sont toutes des causes potentielles d'aggravation des inondations (Brakenridge et al., 2017). La diminution de la charge sédimentaire face à l'élévation relative du niveau de la mer, induite par la subsidence et l'eustasie, entraîne progressivement la submersion de la plaine deltaïque (Syvitski et al., 2009) et une érosion accrue des côtes du delta (Anthony et al., 2017, Besset et al., 2017b). Ces phénomènes génèrent fatalement la perte de terres humides précieuses, menaçant, à long terme, l'existence même du delta. Cette vulnérabilité croissante s'explique également par une plus grande exposition des populations et des activités économiques dans le delta aux inondations catastrophiques liées aux crues et aux submersions marines.

La résilience à court terme du delta de l'Ayeyarwady ne pourrait se déduire que par le sensible ralentissement de l'érosion entre avril 2008, août 2008 et avril 2010, mais elle ne doit pas masquer la tendance à plus long terme (multi-décennale) d'un état d''érosion du littoral bien installé dans le delta de l'Ayeyarwady, dans sa région vaso-sableuse (Partie IV, Chapitre 1, Sections 1.2.2 et 2.1.1).

3.3. Résilience à plus long terme : delta du Mékong VS dommages collatéraux d'une guerre

Les guerres ont souvent provoqué des dommages collatéraux sur les environnements sur le lieu des champs de bataille, à l'image des incendies des puits de pétrole au Koweït au cours de la Première Guerre du Golfe, polluant fortement l'air et le sol (1990 – 1991). L'exemple pris de la guerre en tant que perturbateur environnemental est différent de celui du cyclone, développé sur plusieurs points, à partir du cas du delta de l'Ayeyarwady. D'une part, la durée des contraintes

est nettement plus longue (quelques jours pour le cas d'un cyclone, plusieurs années pour celui d'une guerre). D'autre part, l'intérêt ne réside pas dans l'origine du forçage mais dans les conditions d'érosion et de résilience éventuelle.

La Guerre du Vietnam est l'une des rares guerres récentes où l'environnement était précisément la cible des attaques dans le but de fragiliser l'ennemi. La stratégie militaire a pris alors, pour la première fois dans l'Histoire mondiale, la forme volontaire d'écocide. "Même dans les environnements les plus fragiles, la relation entre la nature et l'humanité peut nous surprendre. Mais en regardant dans une direction différente nous sommes susceptibles de voir les cicatrices durables de la guerre" (De Weerdt, 2008). Cette section se penche précisément sur les impacts de la Guerre du Vietnam sur le delta du Mékong et les indices d'une résilience côtière après ce conflit de dix ans.

3.3.1. Guerre du Vietnam, le delta du Mékong pour cible

La Guerre du Vietnam (1961-1971) tient son originalité dans la forme qu'elle a prise et les conséquences environnementales. La signature le 30 novembre 1961 du « *National Security Action Memorandum 115* » par le président Américain John F. Kennedy marque le début des attaques sur le territoire vietnamien avec les premiers tests de contamination des sols par l'Agent Orange et autres types de défoliants, tels que le napalm, pour détruire les récoltes et la végétation ainsi que cibler la population civile se réfugiant dans ces écosystèmes naturels (Kennedy, 1961 ; Reeves, 1994 ; Chomsky et Vltchek, 2015) (Figure IV - 71). L'ambition était alors de s'attaquer à l'environnement du Sud vietnamien pour notamment épuiser les ressources (Tran et al., 2007). Ce type de guerre peut être qualifié de « conflit vert », nom donné par le GRIP (Groupe de recherche et d'information sur la paix et la sécurité, Belgique, 2003) et développé par Westing (1992).

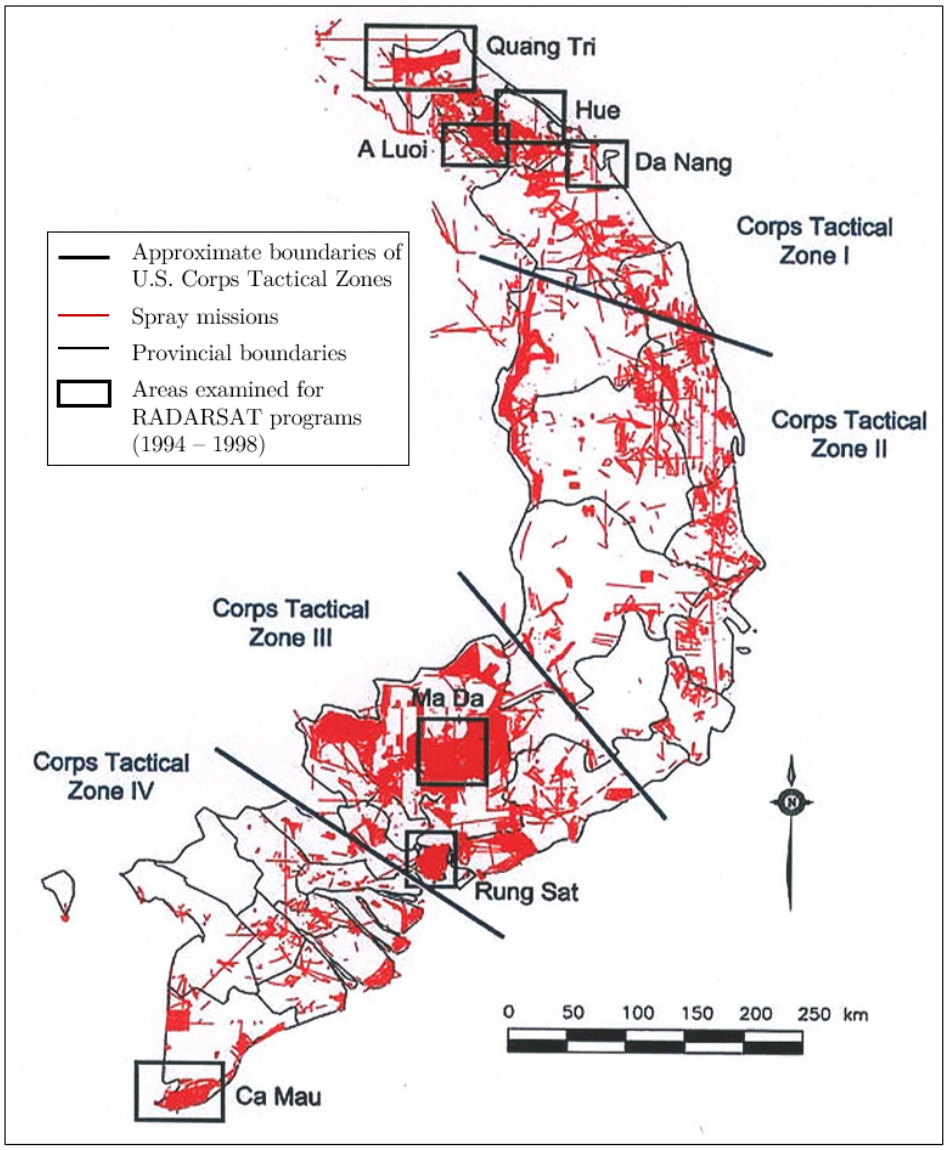


Figure IV - 71. Tracé des missions d'épandage d'herbicides sur le Vietnam, de 1965 à 1971 (U.S. Department of the Army)

La Seconde Guerre d'Indochine (1962 – 1971) a été marquée par plus de 18 000 missions aériennes d'épandages d'herbicides, avec pour nom de code, « *Operation Ranch Hand* » (Tschirley, 1968). Elle a également fait l'objet de bombardements, de dispersion de napalm, d'essence et d'ensemencement de plantes invasives, dans le but d'exposer la population et de rendre la terre ni exploitable, ni cultivable, ni habitable. Les attaques chimiques de masse ont commencé dès 1962.

D'après Westing (1976), au Vietnam méridional, la superficie des zones ciblées était de 379,8 km² en 1964 tandis que 896,6 km² du territoire a été attaqué en 1965 (NAS, 1974). La

progression est exponentielle, jusqu'à 6 911,2 km² en 1967. Au total, la propension d'herbicides a couvert plus de 26 000 km² dans le pays, avec 75 millions de litres de produits chimiques destructeurs. Les herbicides dispersés assèchent les tiges et les feuilles des végétaux jusqu'à leur mort. Plus de 24% de la superficie du Vietnam du Sud a été pulvérisée plus d'une fois et 12% des zones traitées ont reçu une triple dose d'après les résultats de 1990 du *Forest Inventory and Planning Institute* (FIPI), rapportés par Boi (2007).

Le Vietnam est peuplé à 60 – 70 % de forêts, composées majoritairement de mangroves et de forêts de *Melaleuca*. Le delta du Mékong, au Sud du pays, comporte une frange côtière occupée en grande partie de mangroves.

Le delta du Mékong, troisième plus grand delta au monde par sa superficie de protubérance deltaïque (Partie III, Chapitre 2, Section 1), a été considérablement touché, composant une cible majeure pour les attaques. C'est en effet, déjà à cette époque, un espace largement habité et exploité à des fins sylvicoles et agricoles. Le rapport de 1974 du NAS fait état de 66,55 millions de litres d'herbicides répandus dans le Sud du Vietnam entre 1965 et 1971 (soit 89% des volumes répandus en Agent Orange, Agent Blanc et Agent Bleu dans le pays). Les derniers travaux de recherches ont révisé à la hausse ces estimations avec, d'une part, l'extension de la période (1961 – 1971), d'autre part, l'intégration de 10% de données supplémentaires manquantes dans le rapport du Comité sur les effets des herbicides au Vietnam (NAS, 1974), soit 7,13 millions de litres de défoliants, notamment d'Agent Violet et d'Agent Rose (Stellman et al., 2003). Près de 36 % de sa mangrove, soit 1 049,39 km², ont été détruits, avec un espace rasé à 52 % dans la région de Cà Mau, d'après la base de données HERBS, entre 1966 et 1970 (NAS, 1974 ; Hong et San, 1993). Les répercutions sanitaires et médicales sur les populations en place ont été catastrophiques et largement relatées dans de nombreuses études scientifiques. La toxicité de ces produits reste encore actuellement présente et la population demeure exposée, malgré la dégradation des poisons et les mesures sanitaires prises sur les dernières décennies. Quant à la question de la réponse morphodynamique du littoral du delta, peu de travaux de recherches ont été menés.

3.3.2. Evolution côtière du delta du Mékong lors de la Guerre du Vietnam

Entre 1965 et 1973, la côte deltaïque du Mékong perd en moyenne 10,6 m/an (Figure IV - 72). Le littoral est en recul sur environ 65% du linéaire côtier total dont certains secteurs, entourés en rouge sur la carte, progradent sur toutes les décennies qui suivent cette période. Les effets de

la destruction forestière sur le delta expliqueraient directement l'érosion côtière au Sud-Est des embouchures et le long du Golfe de Thaïlande, deux secteurs en majorité vaseux.

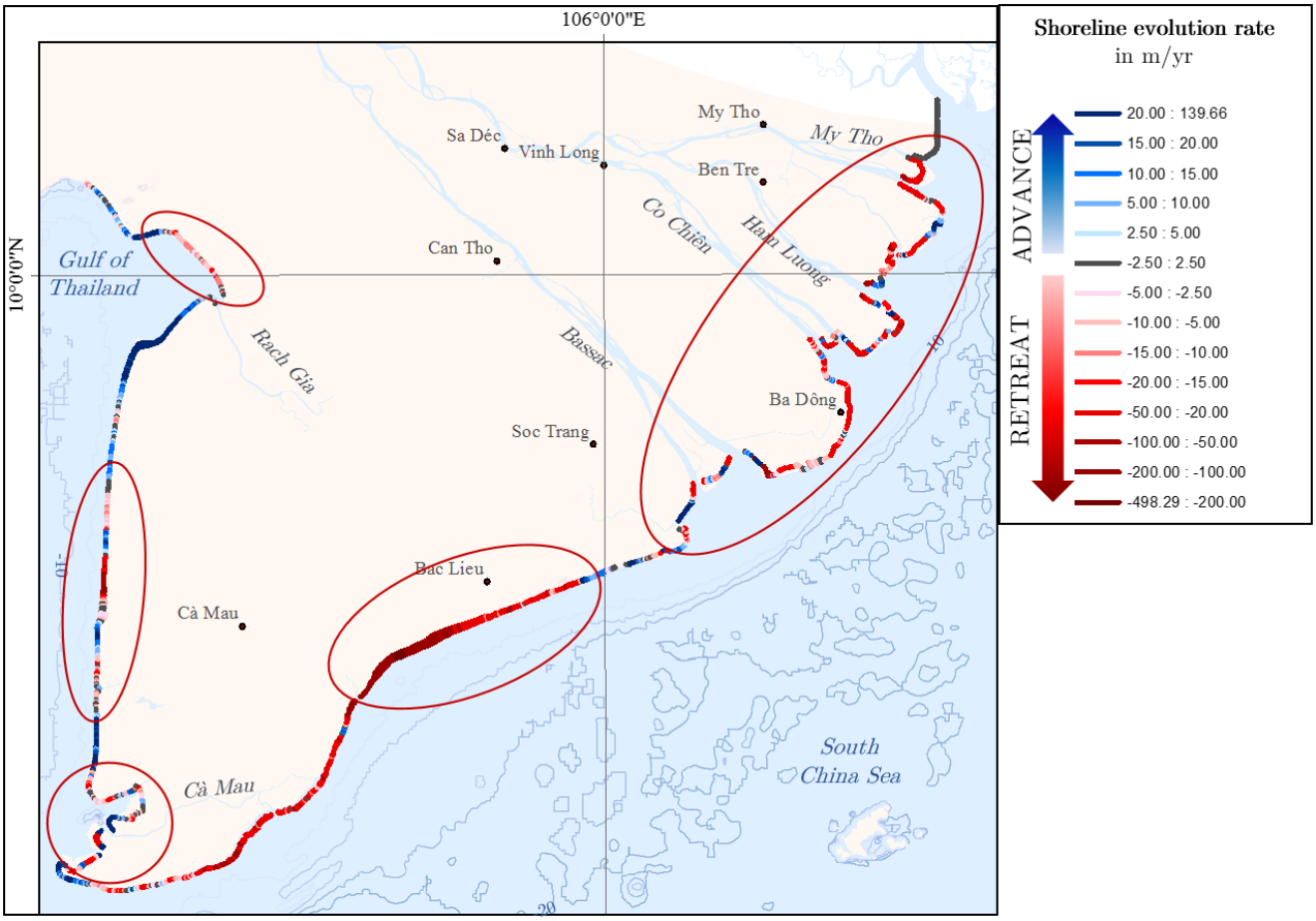


Figure IV - 72. Evolution côtière du delta du Mékong de 1965 à 1973. Les zones entourées en rouge ne sont en érosion intense qu'au cours de cette période.

3.3.2.1. L'impact direct de la destruction végétale sur la mobilité côtière

Sur le littoral fortement touché par les attaques, le trait de côte, positionné à partir des données spatiales à la limite externe de la végétation, recule conjointement avec la perte de végétation côtière. Ce phénomène témoigne de l'érosion effective dans les régions vaseuses, extrêmement sensibles aux migrations cross-shore de la forêt du littoral. C'est en effet un espace peuplé majoritairement de mangroves qui aident à fixer les sédiments fins transitant le long de la côte (Van Santen et al., 2007 ; Adame et al., 2010 ; Horstman et al., 2014). Leur dégradation avancée voire leur disparition conduit alors à une fragilisation importante du littoral et une aggravation des érosions, des arrachements vers le large. Ce fait est actuellement observé sur de

nombreux deltas vaseux ou vaso-sableux atteints par des déforestations côtières majeures, à l'image des deltas du Mékong (Anthony et al., sous presse) et de l'Ayeyarwady (Figure IV - 73). Les meilleurs indicateurs pour estimer la possibilité d'exposition aux herbicides sont au nombre de deux et compensent le manque de mesures « réelles » faites sur le terrain après tant d'années écoulées depuis les pulvérisations. Ces deux proxys ont été développés et calculés par Stellman et Stellman (1986) et repris plus tard pour améliorations (Stellman et al., 2003 ; Stellman et Stellman, 2004) (Figure IV - 74). Sur la base d'une collaboration avec Jeanne M. Stellman (Professeure au département de politique et de gestion de la santé, Université de Columbia, New-York) et Steven D. Stellman (Professeur aux départements d'épidémiologie et de prévention contre le cancer, Université de Columbia, New-York), ces outils ont été appliqués au littoral du delta dans le but de comprendre le rôle de la guerre dans l'érosion côtière étendue durant la même période.

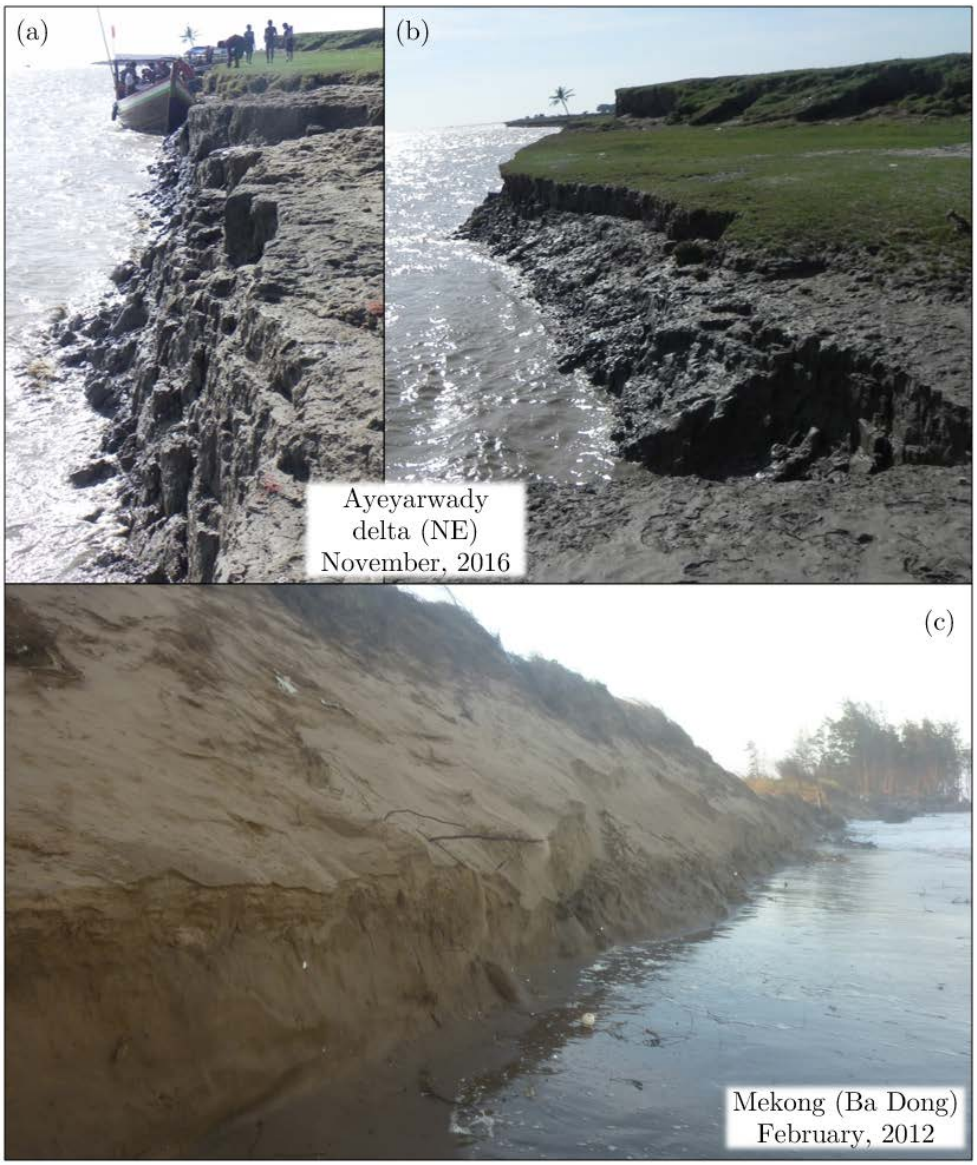


Figure IV - 73. Photographies montrant (a) et (b) deux secteurs côtiers vaseux orientaux du delta de l'Ayeyarwady en érosion sévère, ainsi qu'un secteur sablo-vaseux, également en recul, du littoral des embouchures du delta du Mékong, sur le lobe de Ba Dong, montrant l'attaque des vagues et de la marée sur le pied de la dune.

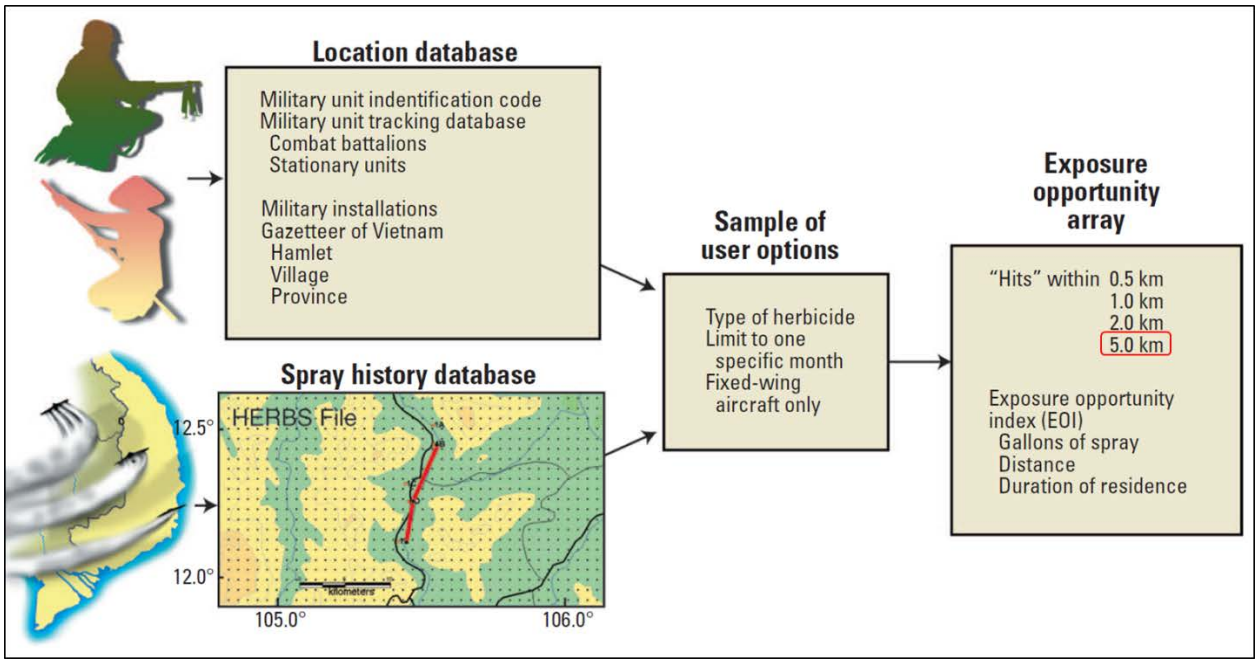


Figure IV - 74. Illustration schématique du traitement des données relatives aux épandages d'herbicides durant la Guerre du Vietnam (1961 – 1971). Les bases de données sont reliées entre elles par le point de grille qui indexe une grille couvrant la superficie du sud-Vietnam à des intervalles de 0,01°. Les requêtes individuelles peuvent être limitées à des types spécifiques d'herbicides, de dates ou d'autres variables. La sortie comprend un éventail de résultats de proximité, plus les Indices d'Opportunité d'Exposition (EOI) (Stellman, 1986).

Le premier proxy, appelé « *hit* » est l'instance d'un chemin de pulvérisation dans un périmètre radial de 2 km par rapport à un point donné, sur une période donnée. Cependant, ces *hits* ont une limitation importante. Ils ne tiennent pas compte de la persistance des produits chimiques herbicides et de leurs effets contaminants par la dioxine et le dibenzofurane dans l'environnement. Ils ne reconnaissent pas non plus les variations du volume d'herbicides utilisé pendant les différentes missions. Le second indicateur d'exposition aux épandages est nommé « Résultat d'Opportunité d'Exposition » ("ROE"). Il s'agit d'un nombre unique qui tient compte de ces facteurs supplémentaires. Le ROE est basé sur un modèle mathématique qui prend en compte le nombre de gallons d'herbicides pulvérisés (1 gal = 3,79 L), la distance réelle le long de la trajectoire de vol, calculée à partir d'un point choisi, et l'exposition continue à cet endroit en raison de l'herbicide résiduel qui diminue progressivement. Le ROE est alors considéré comme un résultat des "hits", pondéré par trois facteurs qui sont (1) le volume (en gallons) d'herbicides, (2) la distance de la pulvérisation (compte tenu de l'évolution de la distance d'un point stationnaire à partir d'un avion en mouvement) et (3) la persistance des herbicides dans l'environnement. Cette

dernière se calcule à partir de la demi-vie des herbicides. Il s'agit de la quantité de temps nécessaire pour que la moitié d'une quantité initiale « disparaisse » ou se désintègre par décomposition chimique ou par transport physique. Il existe de nombreux choix possibles du modèle de désintégration. Pour ce cas, c'est une formule cinétique chimique de premier ordre standard qui suppose que l'herbicide (ou la dioxine) disparaisse de l'environnement à un taux proportionnel à sa concentration environnementale, à un moment donné. Il n'y a pas de demi-vie « standard », car elle peut varier d'un endroit à l'autre selon l'environnement physique (sol, climat, etc.). Une constante de demi-vie de 30 jours est utilisée, ce qui est considéré conservateur, c'est-à-dire qui sous-estime probablement la possibilité d'exposition aux herbicides.

Les documents d'archives ont permis de retracer les principaux trajets d'épandage, sur lesquels les raids aériens ont insisté (Figure IV - 75). Cependant, un même tracé peut signifier le passage répété de nombreuses pulvérisations, à l'image de la pointe de Cà Mau, fortement touchée.

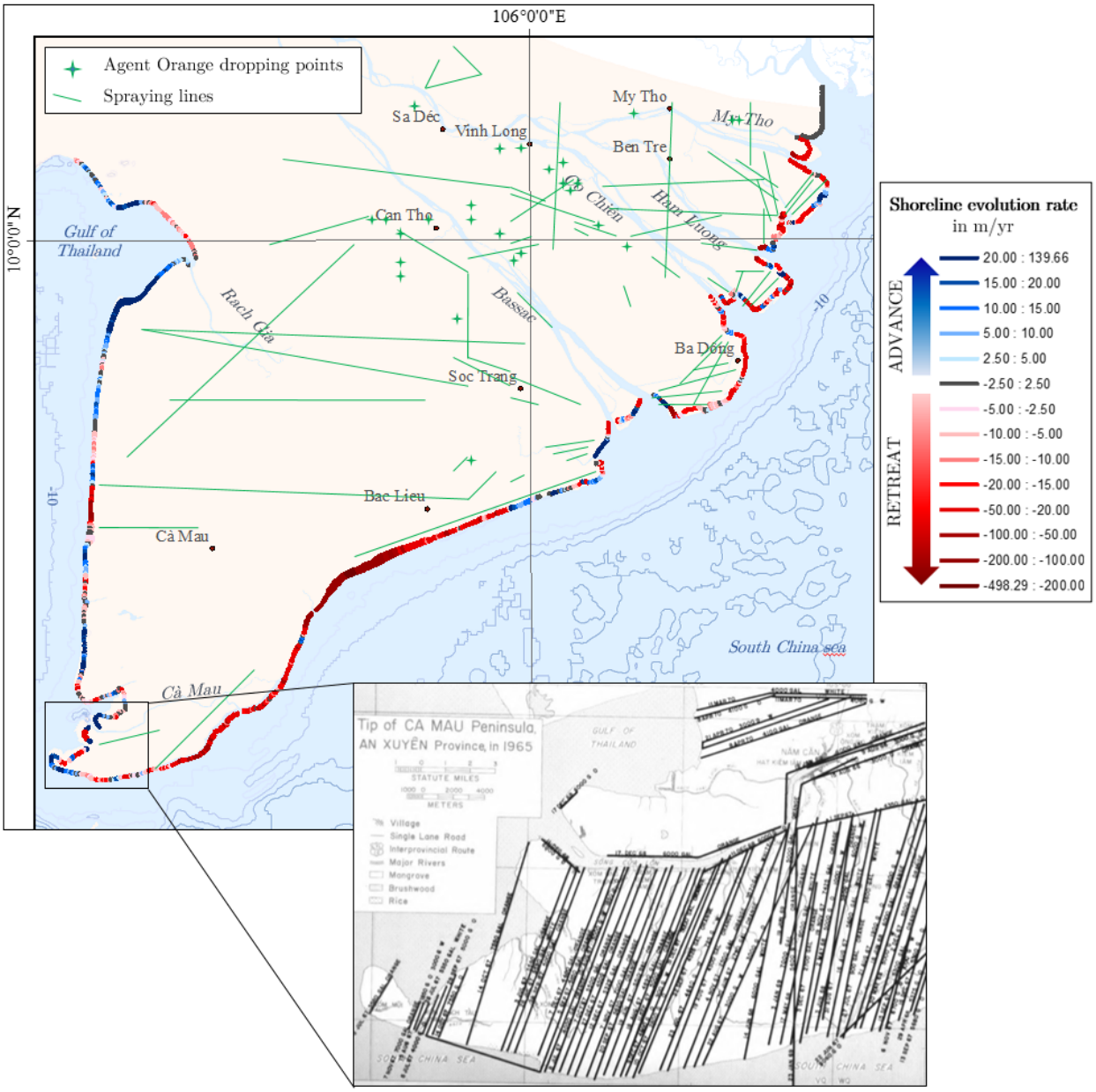


Figure IV - 75. Tracés et localisations principaux des zones épandages d'herbicides et bombardements sur le delta du Mékong au cours de la Guerre du Vietnam (1961-1971). Le zoom correspond aux missions de pulvérisations d'herbicides au cours de la période 1966 – 1970 dans la péninsule de Cà Mau, dans la province An Kuyen. Les données proviennent du fichier HERBS, dans lequel sont archivés les dates des missions, le volume d'herbicides répandus et le type d'agent défoliant.

Les images satellites CORONA® de 1961 et les cartes topographiques de 1950 et 1965 ont permis de considérer sur certaines régions les variations du trait de côte sur la première moitié de la période de la Guerre du Vietnam (Figure IV - 76). Les résultats montrent un secteur

d'embouchures au Nord-Est du delta globalement en progradation, de 22,3 m/an, avec une variabilité spatiale qui a déjà été observée sur l'étude d'une période plus large (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.3.1.2), cohérente avec une logique de cellules de dérive littorale sur les lobes inter-embouchures. Quant à la région deltaïque occidentale, bordant le Golfe de Thaïlande, une zone large de 55 km est en forte érosion avec des taux de recul sur certains profils de plus de 100 m/an, atteignant jusqu'à -162 m/an, durant quatre années. Ces résultats montrent une forte probabilité de différence de sensibilité entre les deux régions sur les premières années de la guerre, avec une réaction rapide du secteur occidental, pourtant connu pour être faiblement variable (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.3.1.2). Sur les premières années de la Guerre, le littoral aux embouchures ne semble donc pas être dévié de sa tendance à la progradation. Les érosions globales observées entre 1965 et 1973 sur ce dernier secteur, sur la cartographie, seraient alors inédites (Figure IV - 72).

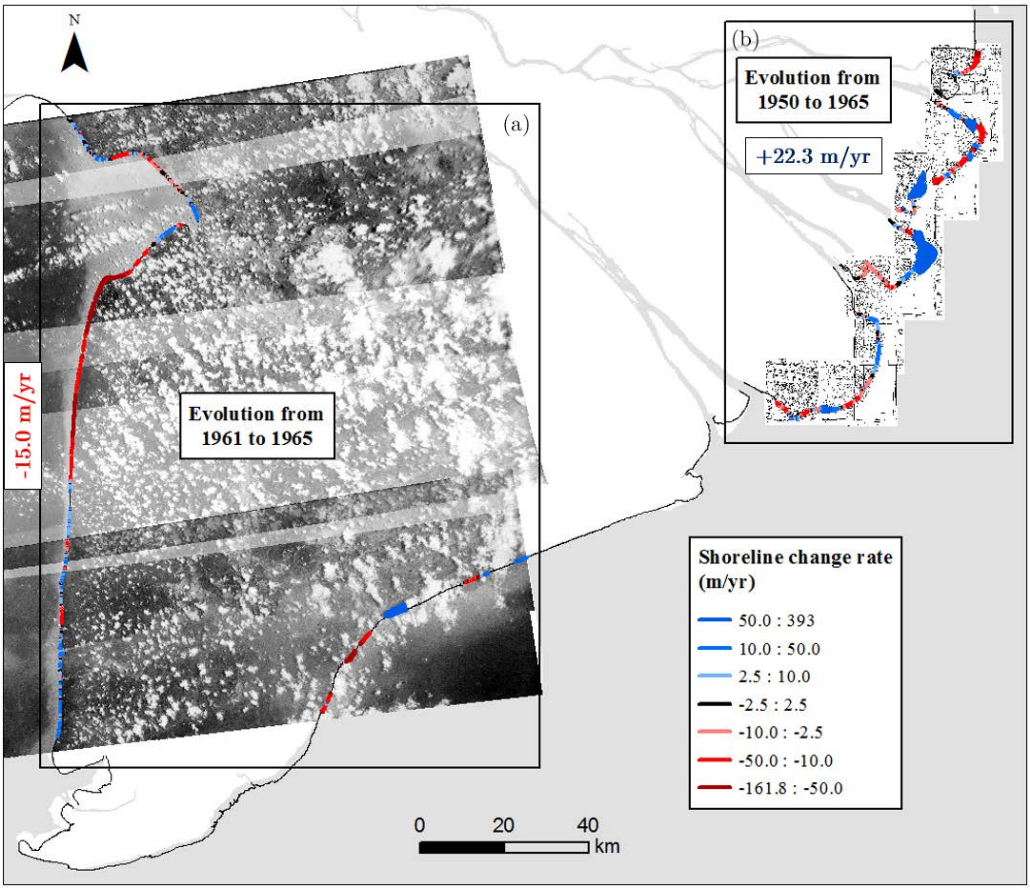


Figure IV - 76. Evolution côtière du delta du Mékong au cours de la Guerre du Vietnam (1961 – 1971), (a) de 1961 à 1965 à partir des images satellites CORONA le long du Golfe de Thaïlande et (b) de 1950 à 1965 à partir de cartes topographiques IGN et USGS dans la zone des embouchures principales du delta.

La superposition cartographique du nombre de "hits" sur un périmètre radial de 5 km et les variations annuelles de la position du trait de côte deltaïque tous les 100 m montrent visuellement une relation importante (Figure IV - 77). Les zones littorales susceptibles d'être les plus touchées par les épandages sont aussi les tronçons aux plus forts et/ou plus étendus reculs (Figure IV - 78). En effet, sur les 320 km de côtes susceptibles d'être impactées, dans un rayon de 5 km par au moins 15 actions d'épandage d'herbicides, le taux moyen annuel de l'évolution littoral est de -34,8 m/an. A l'inverse, près de 330 km de côte sont ciblés moins de 15 fois et leur variation spatiale n'est que de 0,8 m/an. Sur le graphique, les zones littorales en érosion sur cette période d'étude seulement, parmi les cinquante dernières années, sont encadrées de rouge. Presque toute la zone littorale du delta est touchée par les frappes aériennes. La cohérence entre les zones ciblées pour détruire la végétation et le trait de côte en érosion s'explique notamment par la méthode choisie pour analyser l'évolution de ce dernier, particulièrement sur les régions vaseuses, fortement dépendantes de la stabilité végétale. Ce fait rend plus complexe l'interprétation des érosions sur la zone des embouchures. Comme observé précédemment, elle est la région principale d'accueil des sédiments fluviaux du Mékong, et elle ne réagit pas aussi rapidement que les secteurs plus éloignés, puisque jusqu'en 1965, cette partie du delta reste globalement en progradation.

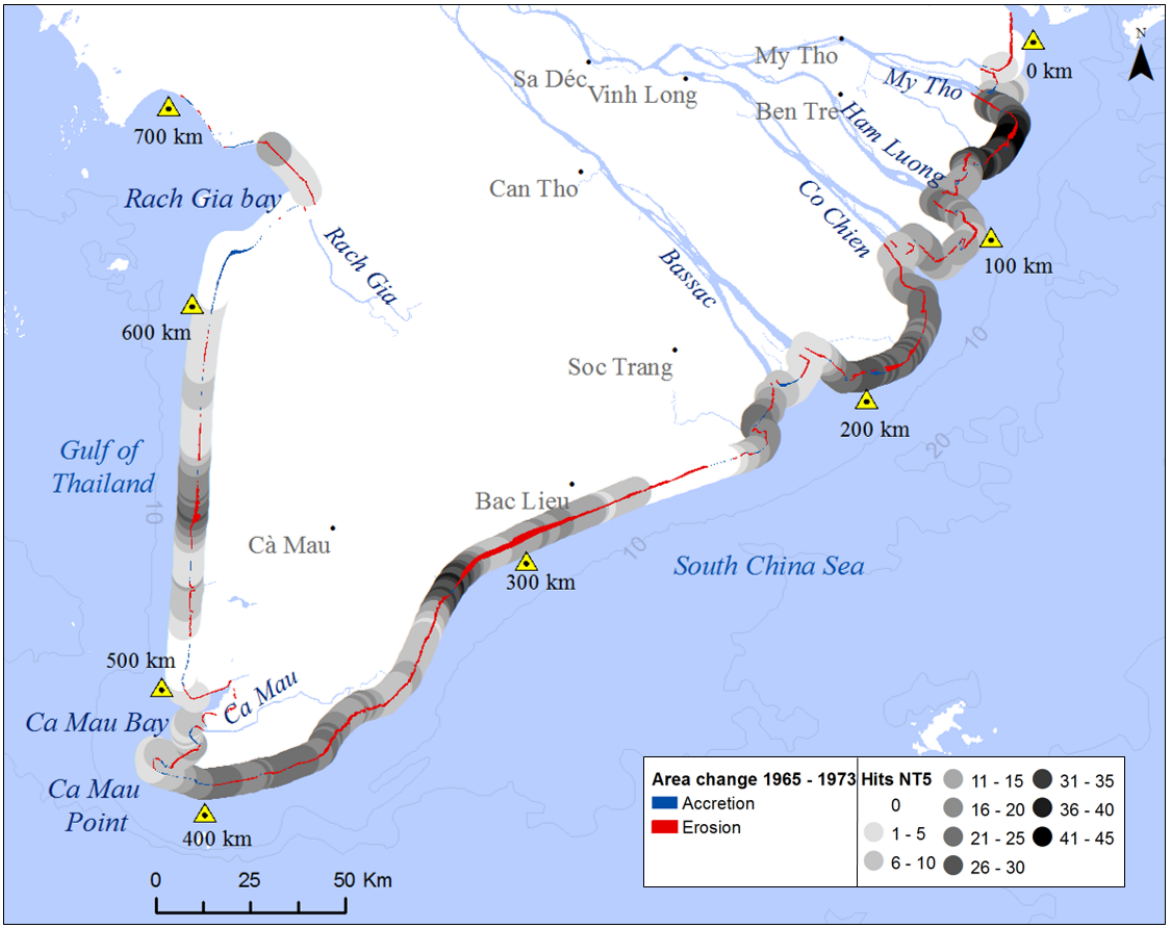


Figure IV - 77. Confrontation spatiale des zones littorales touchées par les herbicides au cours de la Guerre du Vietnam (1961 – 1971) et des zones en érosion sur la période 1965 – 1973.

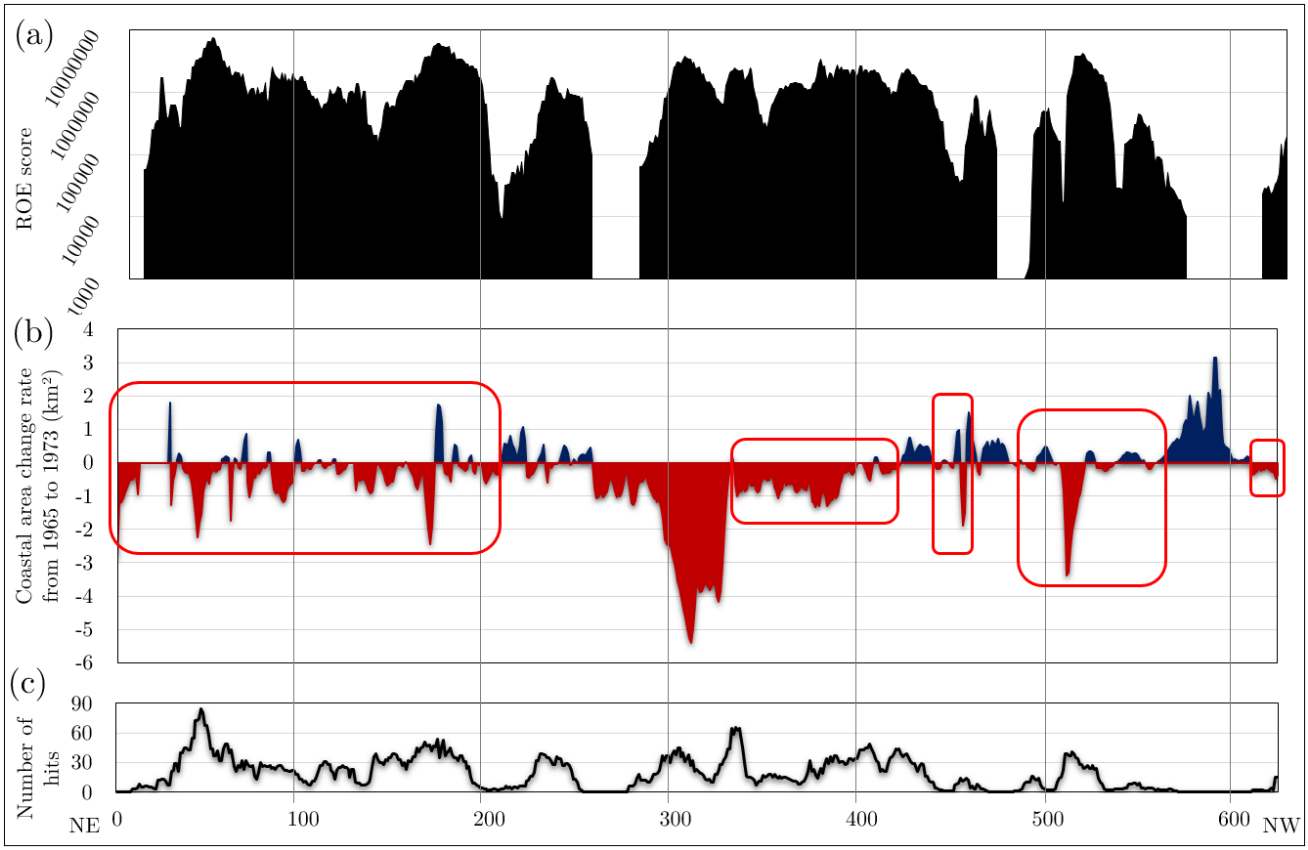


Figure IV - 78. Comparaison le long du littoral du delta du Mékong entre (a) les valeurs ROE (« Résultat d'Opportunité d'Exposition » : Hits pondérés par le volume d'herbicides, la distance de pulvérisation et la persistance des herbicides dans l'environnement) entre 1961 et 1971, (b) les taux d'évolution côtière entre 1965 et 1973 et (c) le nombre de hits (pulvérisations dans un périmètre de 2 km).

3.3.2.2. Les dégâts sur la plaine deltaïque : cause indirecte d'une érosion par déficit sédimentaire ?

Comprendre ce qu'il s'est passé au niveau des embouchures est difficile, d'autant que les rares informations dans les archives militaires américaines sur les impacts environnementaux de ces missions de guerre n'apportent pas de preuves concrètes et fiables sur ce qui a pu engendrer de tels reculs. Une hypothèse a néanmoins émergé. Il se pourrait, à l'issue des nombreuses frappes sur la majeure partie de la plaine deltaïque du Mékong, qu'une grande part des débris forestiers ait été déversée dans les chenaux deltaïques par les hommes et/ou de manière naturelle, via les inondations des crues saisonnières, s'accumulant massivement (Figure IV - 79).

Figure IV - 79. Photographie illustrant (a) les missions aériennes d'épandage du défoliant chimique Agent Orange sur le delta du Mékong en mai 1966 (photo AP), (b) un tronçon de fleuve et de végétation avant la pulvérisation et (c) l'état de la même zone que (b), après l'épandage.

Ces barrages naturels de bois, produits notamment à la suite de la défoliation massive et des bombardements, ont souvent des effets spectaculaires sur les processus fluviaux, incluant l'érosion du lit et des berges des chenaux (Duijsings, 1987 ; Graf, 1988 ; Gregory et Gurnell, 1988, Marston, 1982). Ils piègent de grands volumes de sédiments sableux. Les embâcles diminuent l'énergie fluviale et augmentent la rugosité hydraulique de chenaux, influant sur la vitesse d'écoulement, le débit, qui tous deux faiblissent, et sur la contrainte de cisaillement qui, elle, s'élève (Keller et Swanson, 1979 ; Harvey et al, 1987 ; Shields et Gippel, 1995 ; Assani et Petit, 1995 ; Gippel et al., 1996 ; Montgomery et al., 1996 ; Buffington et Montgomery, 1999 ; Manga et Kirchner, 2000 ; Montgomery et Piégay, 2003). Les taux de transport par charriage sont alors réduits. Y compris le long des larges chenaux, les embâcles peuvent agir comme des puits de sédiments. Ce phénomène conduit au ralentissement du transport sédimentaire et entraine un stockage vertical des alluvions, opérant un tri granulométrique avec seulement la libération des grains les plus fins (Montgomery et Buffigton, 1997). Le bois peut entraîner créer des bancs et des

barres dans le lit fluvial, forçant alors la formation de barrages organiques capables de bloquer le transport des sédiments ou de contraindre à la divergence d'écoulement local jusqu'à provoquer le dépôt sédimentaire (Montgomery, 2003). Dans certains systèmes fluviaux, le stockage des sédiments par l'entassement de bois dépasse le rendement annuel des sédiments de plus de 10 fois, régulant ainsi le transport des sédiments à travers le système de chenal (Megahan et Nowlin 1976 ; Swanson et al., 1976 ; Mosley, 1981 ; Hogan, 1986 ; Bilby et Ward 1989 ; Nakamura et Swanson 1993 ; Keller et al., 1995 ; Pitlick, 1995). A l'inverse, la destruction des barrages de débris peut entraîner des diminutions importantes dans le stockage et une forte augmentation du débit liquide et du transport des sédiments (Beschta, 1979 ; Bilby, 1981 ; Megahan, 1982 ; Heede, 1985 ; Smith et al., 1993 ; Montgomery et al., 2003). Dans tous les cas, les barrages naturels de débris ligneux peuvent retenir les sédiments en fonction de leur volume, leur stabilité (Swanston et Swanson, 1976), leur nombre et leur proximité spatiale les uns par rapport aux autres. D'autres obstructions à l'écoulement fluvial sont évoquées dans les archives, notamment quelques-uns des 26 millions de cratères formés par les bombardements, répertoriés par Westing. Ils ont causé la destruction de ponts, pouvant former un amas de débris volumineux et lourds dans le lit du fleuve. Ils ont également pu modifier géométriquement le cours d'eau (Figure IV - 80). Nous n'avons que peu d'informations sur ces événements mais quelques exemples ont été trouvés dans les archives.

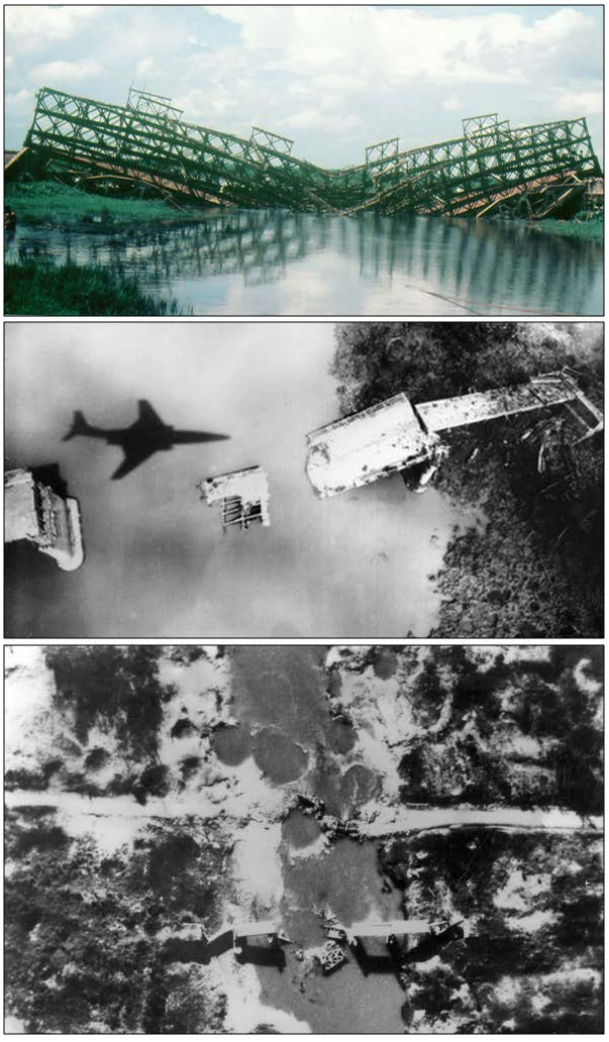


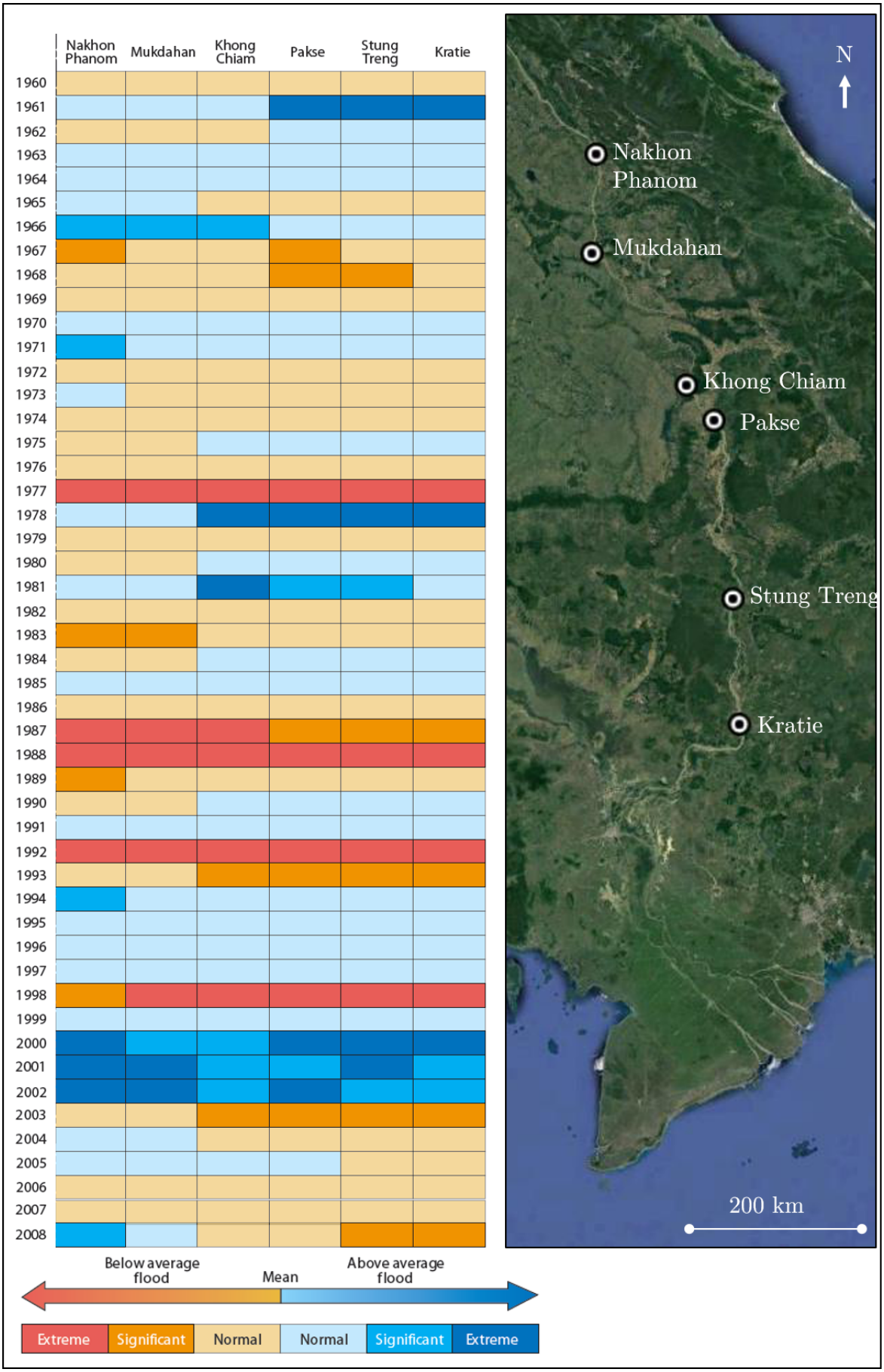
Figure IV - 80. Photographies de ponts détruits par les bombardements de la Guerre du Vietnam en 1966 (Photo AP, Lloyd, 2013)

La constitution de ce type d'embâcles le long des chenaux du Mékong a pu avoir un impact significatif sur le volume sédimentaire

en sortie des embouchures ainsi que sur la nature des sédiments. Bien que les chenaux du fleuve soient très larges (de 400 à 3 000 m), l'effet des moussons est fort sur la variation verticale du niveau d'eau dans leur lit. Pendant la mousson d'été dite sèche, le débit est fortement réduit, 6 000 m^3/s, contre 13 000 m^3/s en saison humide, et peut même atteindre 2 000 m^3/s de mars à avril. Par conséquent, le niveau d'eau des chenaux baisse aussi. De plus, cette saison est naturellement une période d'intrusion saline importante, avec une amplitude tidale moyenne aux embouchures d'environ 2,6 m, qui peut affecter les chenaux jusqu'à 60 – 70 km depuis les estuaires du Mékong (SIWRP, 2005 ; Tri, 2012). C'est à cette saison que les amas de bois, progressivement accumulés sur 10 ans, ont pu être les plus massifs et ont pu se stabiliser assez durablement pour influencer de manière notable l'apport sédimentaire à la côte.

Le déficit sédimentaire sableux causé très probablement par les embâcles de débris de bois liés à la destruction végétale par épandage d'herbicides sur la plaine deltaïque du Mékong serait l'explication la plus plausible du recul global significatif du trait de côte le long du secteur des embouchures, majoritairement sableux. En effet, les précipitations sont restées stables sur toute la période d'étude et les enregistrements de crues n'ont pas montré d'événement anormalement positif ni négatif (Figure IV - 81). De plus, de 1970 à la fin de la guerre, des barrages hydroélectriques ont certes été mis en place mais ne drainaient alors que 2% du bassin versant. Pour finir, il faut attendre la décennie 1980 pour noter une expansion urbaine qui est susceptible de causer une augmentation du ruissellement (Courcoux, 2010).

Figure IV - 81. (Page suivante) Années de crues et de sécheresse, de 1960 à 2008, le long du Mékong sur 6 stations (MRC, 2010).


Nakhon Phanom
Mukdahan
Khong Chiam
Pakse
Stung Treng
Kratie
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
N
Nakhon Phanom
Mukdahan
Khong Chiam
Pakse
Stung Treng
Kratie
200 km
Below average flood
Mean
Above average flood
Extreme
Significant
Normal
Normal
Significant
Extreme

3.3.3. Résilience deltaïque ?

Les 25 années qui suivent la Guerre du Vietnam sont une phase de progradation générale du delta (Figure IV - 82). Concernant les variations du trait de côte sur les périodes 1973 – 1979 et 1979 – 1989, des taux d'accrétion proches et positifs sont observés, de 13,63 m/an et 10,93 m/an, respectivement. Le taux moyen annuel diminue nettement entre 1989 et 1997, atteignant seulement 3,32 m/an. La phase de résilience côtière qui semble s'opérer sur ces décennies serait inhérente au repeuplement de la végétation. La vidange des débris dans le lit du fleuve et de ses défluents aurait également permis la réhabilitation d'un débit et d'une décharge d'alluvions suffisantes pour alimenter le littoral en sédiments, notamment et surtout sur la région des embouchures. L'intensité annuelle des crues est un autre paramètre qui doit être pris en compte pour l'explication d'une telle diminution graduelle globale de l'accrétion entre 1973 et 1997 (Figure IV - 81). En effet, Il n'existe pas d'année exceptionnellement humide sur cet intervalle de temps, à l'inverse de la période 1997 – 2003 marquée par trois années consécutives marquées par des crues extrêmes (2000, 2001 et 2002), qui pourraient alors expliquer la forte reprise de progradation de plus de 18 m/an en moyenne. Néanmoins, les débâcles potentiellement anthropiques sont peut-être la cause de la forte avancée côtière sur la décennie suivant la guerre avec l'augmentation brutale de la poussée d'eau et le vannage des sédiments accumulés en amont. Cette explication ne peut pas s'appuyer sur les données de crues événementielles, les stations n'étant pas située suffisamment en aval, dans le delta. Entre 1986 et 1989, les crues sont inférieures à l'intensité annuelle moyenne de crue, un phénomène qui peut se transcrire en déficit d'apports fluviaux. Mise à part l'année exceptionnelle à forte intensité de crue en 1992, la période 1989 – 1997 reste particulièrement sèche, ce qui pourrait notamment expliquer le très faible taux d'évolution côtière.

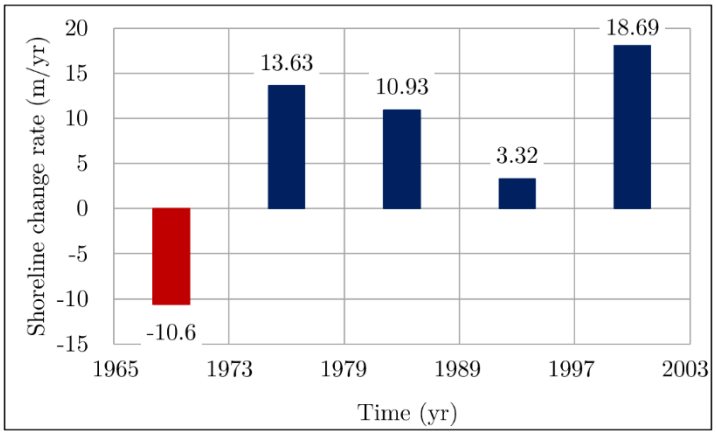


Figure IV - 82. Evolution côtière globale pluriannuelle du delta du Mékong de 1965 à 2003.

La résilience côtière sur les années qui suivent la forte érosion observée au cours de la Guerre du Vietnam ne fait aucun doute. Il faut tout de même plus de six ans pour retrouver une position du littoral semblable à celle de l'année 1965. Cet épisode marquant dans l'Histoire du delta du Mékong fournit une perception relativement claire de la capacité de sa résistance à moyen terme face à un événement ponctuel mais durable, sur une décennie. Ce potentiel est notamment dû aux apports sédimentaires importants du fleuve qui contribuent fortement à la réhabilitation côtière, mais qui se réduisent progressivement à mesure de la construction de barrages et des dragages légaux et illégaux de plus en plus massifs dans les chenaux aux embouchures.

Chapitre 2 : Classifications, vers une compréhension enrichie du fonctionnement deltaïque actuel

Les classifications, qu'elles soient morphologiques et/ou dynamiques, se heurtent au besoin d'objectivité, de croisement pluri-thématique et de suffisance dans la quantité et la qualité des données. Ce chapitre a pour vocations d'enrichir et mettre à jour les classifications des deltas pour mieux comprendre leur fonctionnement et leur sensibilité.

1. Classification morphologique récente

Les travaux de classification des deltas sur la base de l'étude morphologique de leurs littoraux sont les plus anciens et aboutis. Malgré tout, les représentations ternaires des types de deltas, suivant une morphologie type des influences de houles, de la marée et du fleuve restent pauvres d'objectivité scientifique. En effet, la catégorisation repose essentiellement sur l'appréciation visuelle des formes côtières.

1.1. La place des soixante deltas dans le diagramme ternaire de Galloway (1975), repris par Coleman et Wright (1975)

Morphologiquement, les deltas du Mississippi, du Fleuve Jaune et neuf autres sont caractérisés par des morphologies côtières en « pattes d'oie » en guise d'embouchures, caractéristiques, d'après Galloway, Coleman et Wright (1975), de deltas largement dominés par le fleuve et ses apports (Figure IV - 83). Quant au delta du Colorado (Tx), sa morphologie est, certes, similaire, néanmoins fermée par un cordon littoral en avant-côte : le delta s'est formé à l'intérieur d'une lagune et s'est frayé un chemin jusqu'à la côte, formant ainsi une lagune semi-ouverte et alimentant en sédiments le cordon. Cette morphologie serait représentative d'une influence des houles sensiblement plus importante, ayant encouragé la formation et le maintien d'un cordon littoral rectiligne, mais aussi une morphologie deltaïque digitée à l'intérieur de la lagune Matagorda, assurée par le fleuve et ses apports (Syvitski et Saito, 2007). La morphologie du delta du Pô est relativement équivalente, avec la large formation lagunaire le long du littoral. Par ailleurs, vingt deltas sont constitués d'un littoral arqué ou cuspide, avec peu d'embouchures, caractéristique d'espaces principalement influencés par les houles et, de manière plus modeste, par le fleuve qui contribue au modelage du promontoire en lobe des deltas. Les deltas considérés les plus influencés par la houle, d'après le diagramme ternaire des morphologies deltaïques, sont les deltas du Sénégal, du Colorado (Tx), de l'Orange, du Cunene, de la Moulouya, du Tana, du Moa, du Chao Phraya, du Murray et de la Medjerda, tous composés de littoraux rectilignes témoignant de la forte mobilisation sédimentaire par les vagues le long des côtes qui n'est pas relayée par des

apports fluviaux suffisants pour assurer la formation d'un lobe deltaïque. Les deltas fortement voire exclusivement influencés par la marée sont au nombre de treize et sont globalement constitués d'un littoral à embouchures multiples, en éventail moins marqué que pour les deltas dominés par le fleuve, avec des barres tidales en avant côte aux embouchures. Pour finir, les deltas du Mékong, du Zambèze, du Niger, du Mangoky, du Mahānadī et du Burdekin semblent se composer d'embouchures nombreuses, formant globalement un lobe deltaïque également constitué de morphologies côtières sableuses typiques des remaniements par les vagues, telles que des successions de cordons littoraux ou encore des flèches littorales. Ces observations seraient donc des proxys d'une influence mixte des trois forçages étudiés, de la houle, du fleuve et de la marée.

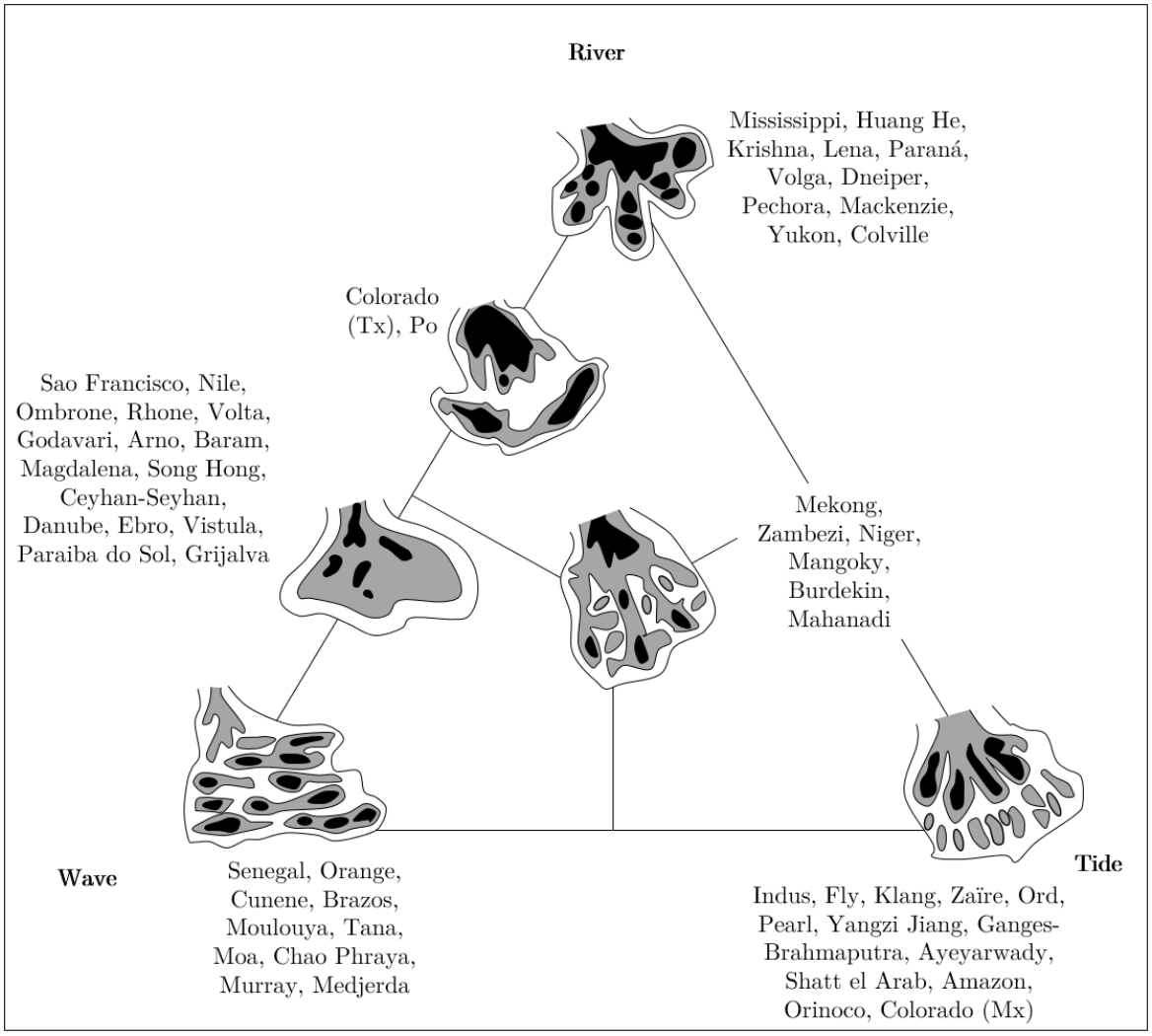
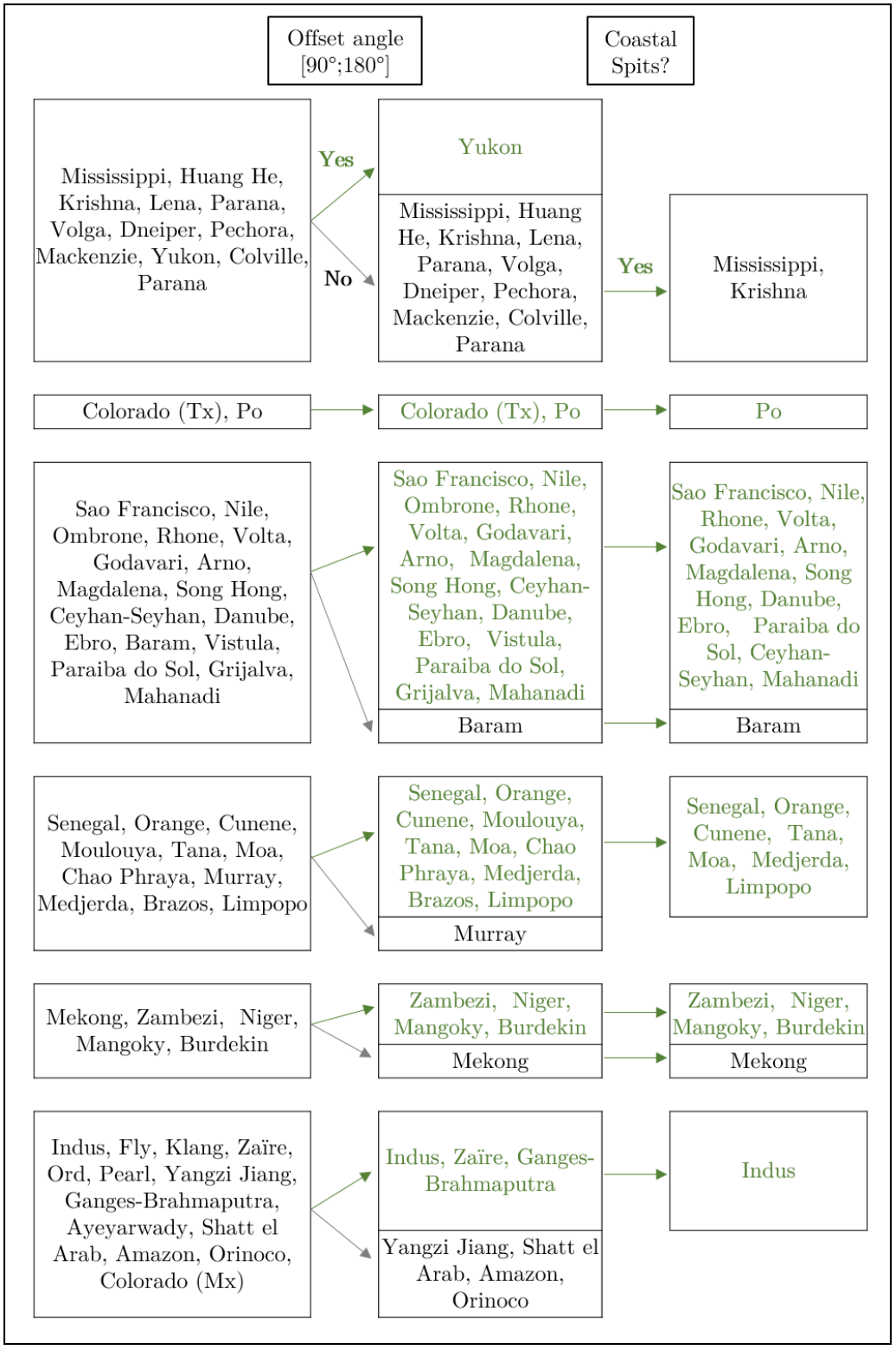


Figure IV - 83. Classification ternaire des deltas selon l'étude morphologique globale de leur littoral, d'après les travaux de Galloway (1975) et Coleman et Wright (1975).

1.2. Classification des deltas à partir d'éléments géométriques

Les observations globales et sommaires faites sur les deltas sont les éléments universellement employés pour caractériser ces espaces en termes d'influences fluviomarines. Cependant, morphologiquement, d'autres éléments méritent d'être considérés sans pour autant que le raisonnement soit fondé sur une échelle trop précise et locale, ne permettant par une quelconque classification. En effet, des paramètres géométriques, notamment au niveau de la zone d'embouchure, ont été étudiés dans cette thèse, tels qu'une valeur élevée de l'angle formé par le trait de côte à la sortie fluviale (entre 90° et 180°) et la présence de flèches littorales le long du delta (Figure IV - 84). Il s'agit de deux caractéristiques représentatives d'une influence importante des houles sur le littoral deltaïque. La présence d'un ou de ces deux aspects peut aider à classer les deltas influencés par les vagues. De cette manière, les deltas les plus dominés par ce type de forçage sont les deltas au linéaire côtier rectiligne, tant globalement que sur la zone localisée de l'embouchure, et possédant une à plusieurs flèches littorales. Il s'agit des deltas du Sénégal, du Limpopo, de l'Orange, du Cunene, de la Tana, du Moa et de la Medjerda. Les deltas sensiblement moins dominés par les vagues sont ceux qui possèdent les mêmes caractéristiques à l'exception d'un delta globalement rectiligne, tels que les deltas du Po, du Sao Francisco, du Ceyhan-Seyhan, du Mahanadi, du Nil, du Rhône, de la Volta, du Godavari, de l'Arno, de la Magdalena, du Fleuve Rouge, du Danube, de l'Ebre, du Paraíba del Sol et de la Volta. Viennent ensuite les deltas globalement dits influencés par les houles (d'après la classification ternaire constituée), mais qui ne possèdent pas de flèche littorale, comme pour le cas des deltas du Colorado (Tx), de l'Ombrone, de la Vistule et de la Grijalva, ainsi que les deltas du Brazos et du Chao Phraya.

Figure IV - 84. (Page suivante) Classement des deltas initialement regroupés morphologiquement suivant la classification ternaire de Galloway (1975) et Coleman et Wright (1975), sur la base de l'étude de l'angle formé par le trait de côte à l'embouchure actuellement (2015) et la présence éventuelle de flèches littorales.



Cette comparaison géométrique permet donc d'affiner la classification morphologique des deltas, en particulier ceux influencés par les houles, ce qui met en évidence une hétérogénéité dynamique dans cette grande famille. Pour autant, la classification conserve son aspect qualitatif.

2. Classification dynamique

L'intérêt de classer les deltas morphologiquement réside dans la volonté de considérer les équilibres entre les forçages physiques environnementaux et leur application sur la mobilité des deltas. Observer et interpréter les caractéristiques morphologiques ne suffisent donc pas. Il est fondamental de développer une réflexion sur les forçages eux-mêmes afin de comparer les résultats avec ceux qui sont relatifs au modelé littoral et de mettre en évidence les différences qui pourraient suggérer une tendance évolutive de la morphologie côtière deltaïque, jusqu'alors indécelable.

2.1. Classification Houle-Marée sur la base des travaux de Masselink et Short (1993) et Hori et Saito (2008)

Masselink et Short (1993) ont développé un modèle conceptuel simple dans le but de distinguer les plages micro-tidales de celles qui sont modifiées, intégralement ou en partie, par la marée. L'objectif premier est de prédire la morphologie côtière à partir d'un indicateur adimensionné reposant sur le rapport élémentaire RTR entre la hauteur des vagues au déferlement H_b [m] et celle de la marée de vive-eau T_{spring} [m] :

$$RTR = \frac{T_{spring}}{H_b} \qquad \text{Equation 47}$$

Les auteurs ont établi trois classes de plages : les plages dominées par les vagues ont un $RTR < \sim 3$; les plages dominées par la marée ont un $RTR > 10$; les plages dont la valeur RTR est comprise entre ces deux seuils sont des plages influencées par les vagues mais également modifiées par la marée (Masselink et Short, 1993 ; Short, 1996).

Nous ne disposons cependant pas de données des hauteurs des vagues au déferlement sur l'ensemble des sites étudiés, et notre étude ne porte pas sur des espaces locaux à l'échelle des plages, comme l'emprise spatiale adoptée par Masselink et Short (1993). Néanmoins, nous avons choisi d'adapter et d'appliquer ce rapport sur les deltas étudiés pour identifier une tendance globale. Les données utilisées sont alors les hauteurs significatives des houles, à l'échelle des deltas. Les seuils de classes, pour cette étude, sont basés sur le marnage de vive-eau, sur le long terme (19 ans), et la hauteur des vagues des données ERA-40 (sur 48 ans).

Une grande majorité des deltas étudiés semble largement dominée par les vagues, en termes de hauteur, d'après l'indice RTR (Figure IV - 85). Il a déjà été considéré, en introduction de cette thèse, que l'intégration d'un unique paramètre pour chaque forçage physique conditionnant le modelage des deltas n'est pas suffisant pour conclure de manière robuste sur une quelconque prédominance de force physique sur la dynamique morpho-sédimentaire des deltas (Partie 1, Chapitre 1, Section 1.3.3). Néanmoins, il fournit une première approche permettant d'orienter les approfondissements théoriques pour enrichir le modèle. Deux deltas seulement sont dominés par

la marée et sept autres présentent globalement une influence double sur leurs littoraux. Cet indicateur donne une bonne vision duale de l'importance relative de ces forçages marins sur le modelage des côtes.

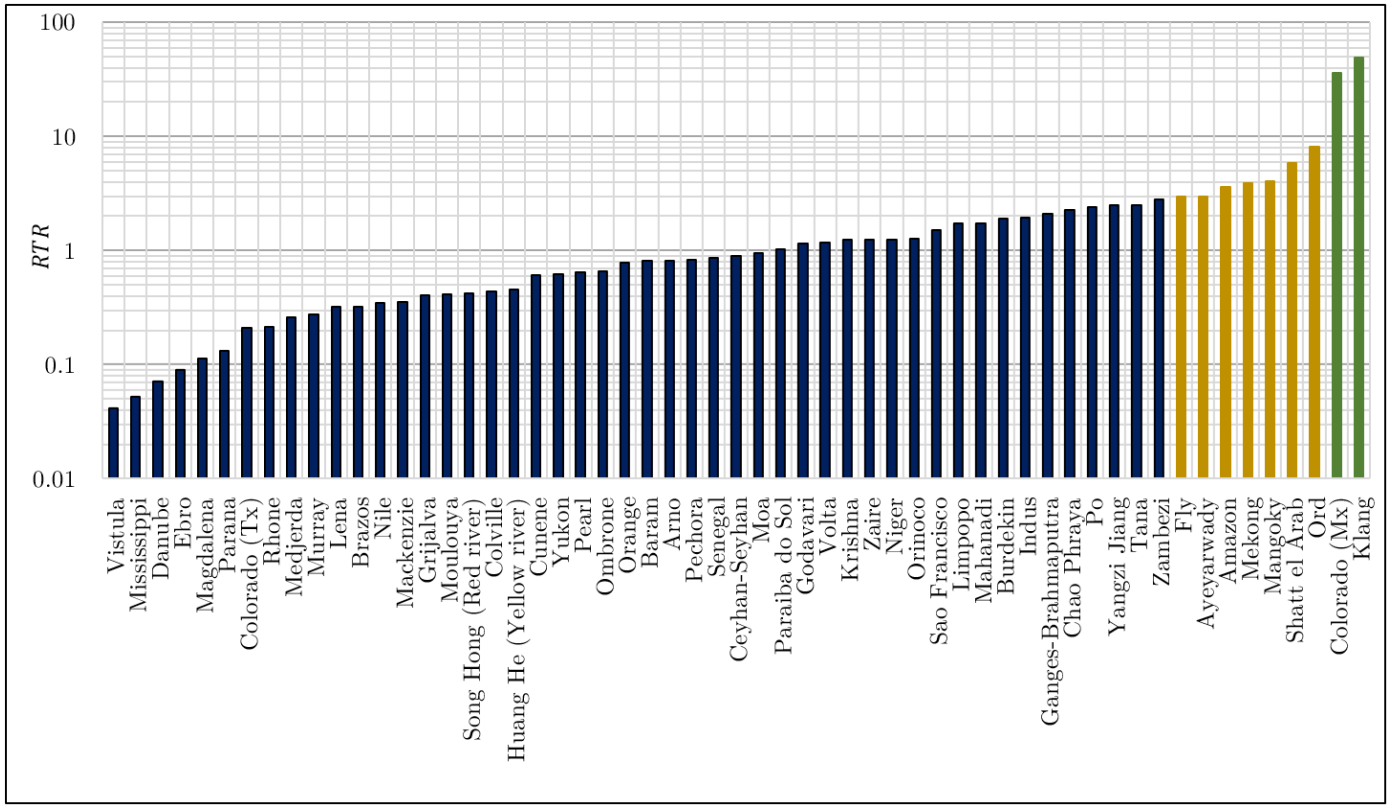


Figure IV - 85. Rapport RTR mettant en confrontation les influences des vagues et de la marée pour chaque delta. L'indice RTR (Masselink et Short, 1993) distingue les littoraux dominés par les vagues (en bleu, RTR < ~3), dominés par la marée (en vert, RTR > 10) et modifiés par la marée et les vagues (en jaune, 3 < RTR < 12).

Deux deltas sont clairement dominés par la marée, les deltas du Colorado (Mx) et du Klang (Figure IV - 85), le rapport ***RTR*** étant très élevé, supérieur à 35. Ce sont tous deux des espaces spatialement enclavés, le premier par la Basse-Californie, dans un golfe, le second abrité des vagues par l'île de Sumatra, à proximité occidentale. Ces couloirs marins réduisent théoriquement le fetch des houles et ainsi, par extension, leur hauteur, mais ils sont aussi propices au phénomène de résonnance de la marée, qui s'amplifie en s'engouffrant (Figure I - 7). Le caractère prépondérant de la marée sur l'environnement marin de ces deltas est cohérent avec les observations faites précédemment sur leur morphologie deltaïque (Partie IV, Chapitre 2, Section 2.2), ainsi que sur la relation proportionnelle observée entre la largeur relative des embouchures et le marnage des deltas, avec un coefficient de corrélation de 0,7 (Figure III - 45 et Figure III - 49 d). Il existe d'ailleurs une relation de proportionnalité entre l'indice ***RTR*** et la largeur relative des embouchures (Figure IV - 86). Cet indicateur, exclusivement lié à un unique paramètre géométrique (hauteur),

de chaque forçage physique marin, permettrait une première liaison robuste entre la dynamique marine et la morphologie deltaïque.

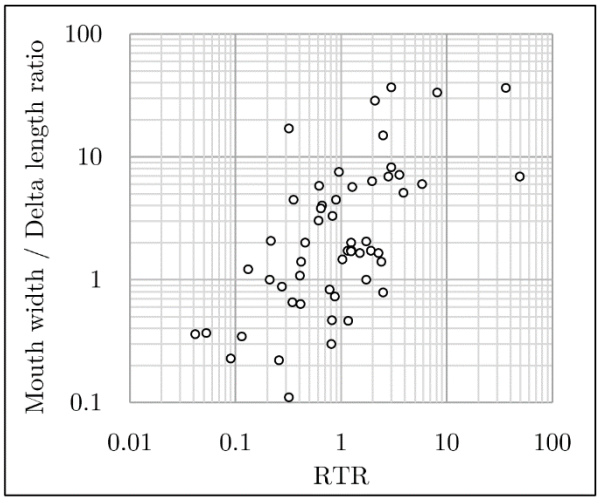
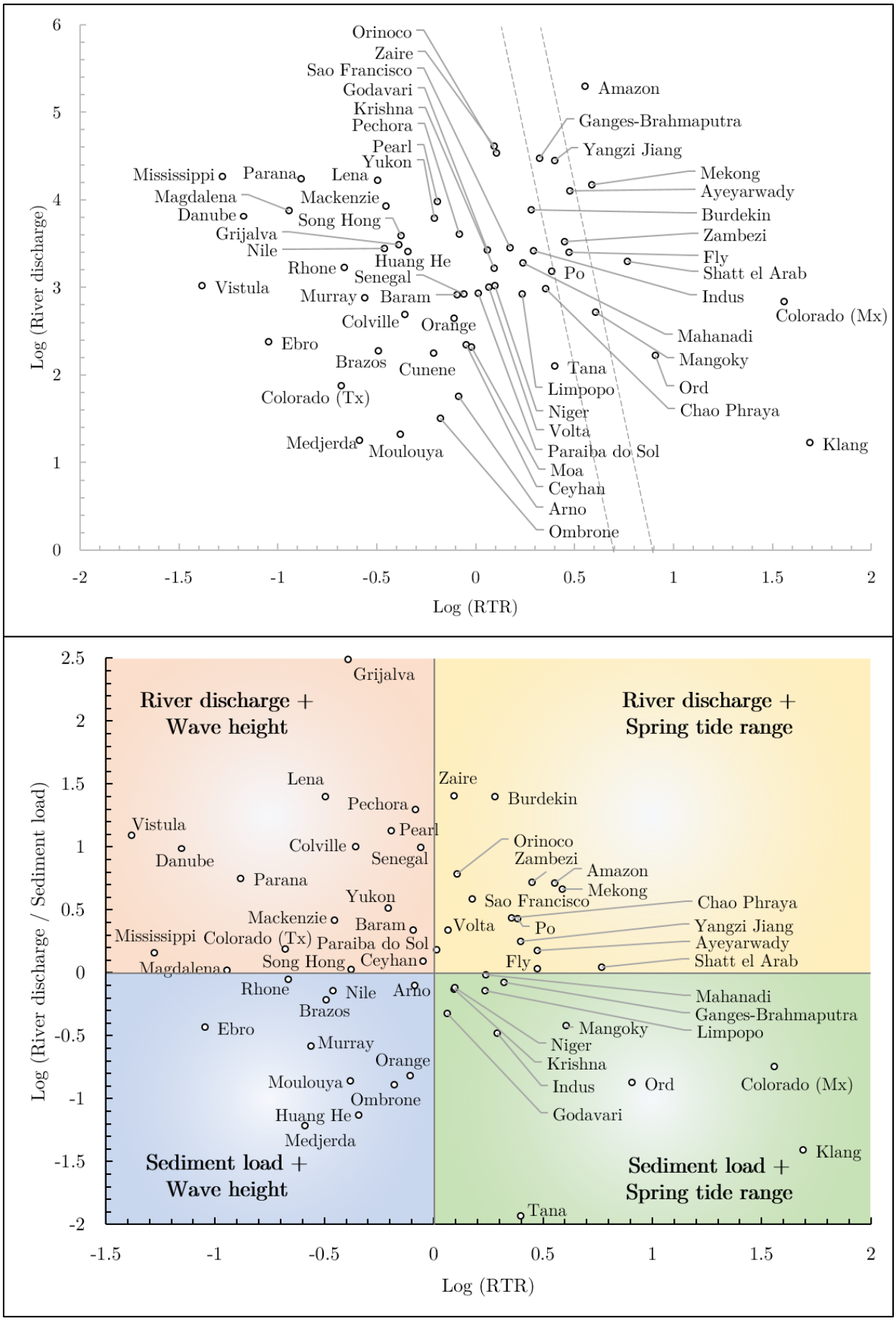


Figure IV - 86. Relation entre l'indice RTR et la largeur relative des embouchures deltaïques.

Sur la base du modèle conceptuel du ***RTR***, 88% des deltas sont dotés d'un littoral dominé par les vagues, par rapport à leurs contraintes relatives à la marée. Ce rapport ne rend malgré tout pas compte des valeurs respectives des hauteurs de houle et de marée, qui peuvent être toutes deux importantes, à l'image des environnements des deltas du Gange-Brahmapoutre ou encore du Chang Jiang, pour lesquels le marnage de vive-eau atteint presque 3 m. Cependant, le rapport donne l'avantage aux vagues en termes de hauteur, donc, d'après Masselink et Short (1993), d'influence. Néanmoins, l'indice met seulement en confrontation les deux forçages marins principaux, sans tenir compte des caractéristiques fluviales des deltas. En s'appuyant sur la méthode de Hori et Saito (2008), les conclusions sur la base des résultats des indices ***RTR*** sont nuancés par les valeurs logarithmiques du débit liquide fluvial et la charge sédimentaire associée. En effet, les deltas considérés dominés par les vagues, d'après le ***RTR***, sont pour certains sujets à des débits liquides fluviaux très importants, à l'image du Mississippi, de la Léna ou encore de la Paraná (Figure IV - 87 a). Ce fort écoulement des fleuves contrebalance alors l'effet des houles sur le delta et permet d'envisager un classement relatif des influences fluviomarines : pour le cas de ces trois deltas, le fleuve dominerait et la houle influencerait davantage que la marée. Par ailleurs, des déséquilibres sont observés si les charges sédimentaires sont intégrées (Figure IV - 87 b). Le delta du Mississippi, par exemple, serait régi par des conditions de houle dominantes par rapport à celles de la marée, et un débit fluvial important, à la hauteur de ses apports sédimentaires. Au contraire, les deltas de la Vistule et de la Grijalva, également influencés par les vagues (au regard du marnage), laissent entrevoir un déséquilibre entre leurs débits fluviaux et les charges

sédimentaires transportées : ces dernières seraient « déficitaires » par rapport à l'écoulement, ce qui suggère une balance fluvio-marine au profit des houles, lesquelles redistribuent les sédiments le long des côtes et vers le large, sans accuser de compensation détritique normalement assurée par le fleuve.

Figure IV - 87. (Page suivante) Influence de l'environnement des deltas, en confrontant (a) la valeur logarithmique du débit liquide fluvial (ordonnées) avec la valeur logarithmique du RTR (abscisses), puis (b) la valeur logarithmique du rapport entre le débit liquide et la charge solide du fleuve (ordonnées) et la valeur logarithmique du RTR. Le graphique (a) reprend la représentation choisie par Hori et Saito (2008, figure 6.8b) et permet d'estimer le niveau d'influence du fleuve par rapport aux forçages marins, limité par la considération d'un seul paramètre pour chaque forçage (débit, hauteurs) ; le graphique du bas (b) présente la mixité des forçages et l'équilibre relatif entre le débit liquide et la charge sédimentaire du fleuve de chaque delta. Un rapport positivement ou négativement fort en ordonnées traduit un déséquilibre entre ces deux grandeurs, au bénéfice du débit (positif) ou de la charge détritique (négatif).


Log (River discharge)
Log (RTR)
Orinoco
Zaire
Sao Francisco
Godavari
Krishna
Pechora
Pearl
Yukon
Mississippi
Parana
Lena
Magdalena
Mackenzie
Danube
Song Hong
Grijalva
Nile
Huang He
Rhone
Senegal
Vistula
Murray
Baram
Colville
Orange
Ebro
Brazos
Cunene
Colorado (Tx)
Medjerda
Moulouya
Amazon
Ganges-Brahmaputra
Yangzi Jiang
Mekong
Ayeyarwady
Burdekin
Zambezi
Fly
Shatt el Arab
Po
Indus
Colorado (Mx)
Mahanadi
Mangoky
Tana
Ord
Limpopo
Chao Phraya
Niger
Volta
Klang
Paraiba do Sol
Moa
Ceyhan
Arno
Ombrone
River discharge + Wave height
River discharge + Spring tide range
Sediment load + Wave height
Sediment load + Spring tide range
Log (River discharge / Sediment load)
Log (RTR)

En comparaison avec la classification ternaire morphologique basée sur les travaux de Galloway (1975) et Coleman et Wright (1975), 100% des deltas considérés dominés par la houle (Sénégal, Orange, Cunene, Brazos, Moulouya, Tana, Moa, Chao Phraya, Murray et Medjerda) sont associés à un rapport *RTR* nettement en faveur de l'influence des vagues (Figure IV - 83 et Figure IV - 85). Parmi les deltas dont la morphologie globale indique une dominance tidale, sept (50%) concordent avec un rapport *RTR* supérieur à 3. Ils sont donc soit dominés par la marée, soit influencés par la marée qui est partiellement modifiée par les houles (Klang, Colorado (Mx), Ord, Shatt el Arab, Amazone, Ayeyarwady et Fly). Quant aux deltas dont les morphologies semblent influencées par les trois forçages (houle, fleuve, marée), trois seulement ont un rapport *RTR* dit intermédiaire, c'est-à-dire définissant une influence tidale modifiée par la houle (Mékong, Mangoky, Zambèze qui a un *RTR* de 2,8 soit très proche de la limite de classe). Cependant, les valeurs logarithmiques du débit fluvial de trois autres (Burdekin, Mahanadi et Niger) sont très proches de celles des cas du Mékong, du Mangoky et du Zambèze (Figure IV - 87 a). L'influence du fleuve est significative ainsi que celle des houles et de la marée si on considère leurs valeurs brutes soutenues (Figure III - 38 et Tableau III - 7).

La comparaison de ces deux types de classification aide à juger de la qualité des interprétations visuelles. Pour autant, elle ne rend pas réellement compte de la compétition dynamique en termes d'énergie entre le fleuve, la houle et la marée, ce qui est essentiel pour envisager des modifications et des explications de changements morphologiques à l'échelle des littoraux deltaïques.

2.2. Classification actuelle Houle-Fleuve-Marée avec forçages hydrodynamiques

La quantification du niveau d'influence relative du fleuve, des houles et des marées nécessite une mise en conformité des unités dimensionnelles de chacune des variables et d'une indexation définie dans la section correspondance décrivant les différentes méthodes employées dans cette étude. Les résultats permettent une observation comparative ternaire des influences de chaque forçage sur les deltas pour lesquels les variables quantitatives nécessaires sont en totalité disponibles, soit l'ensemble des 60 deltas de l'étude (Figure IV - 88).

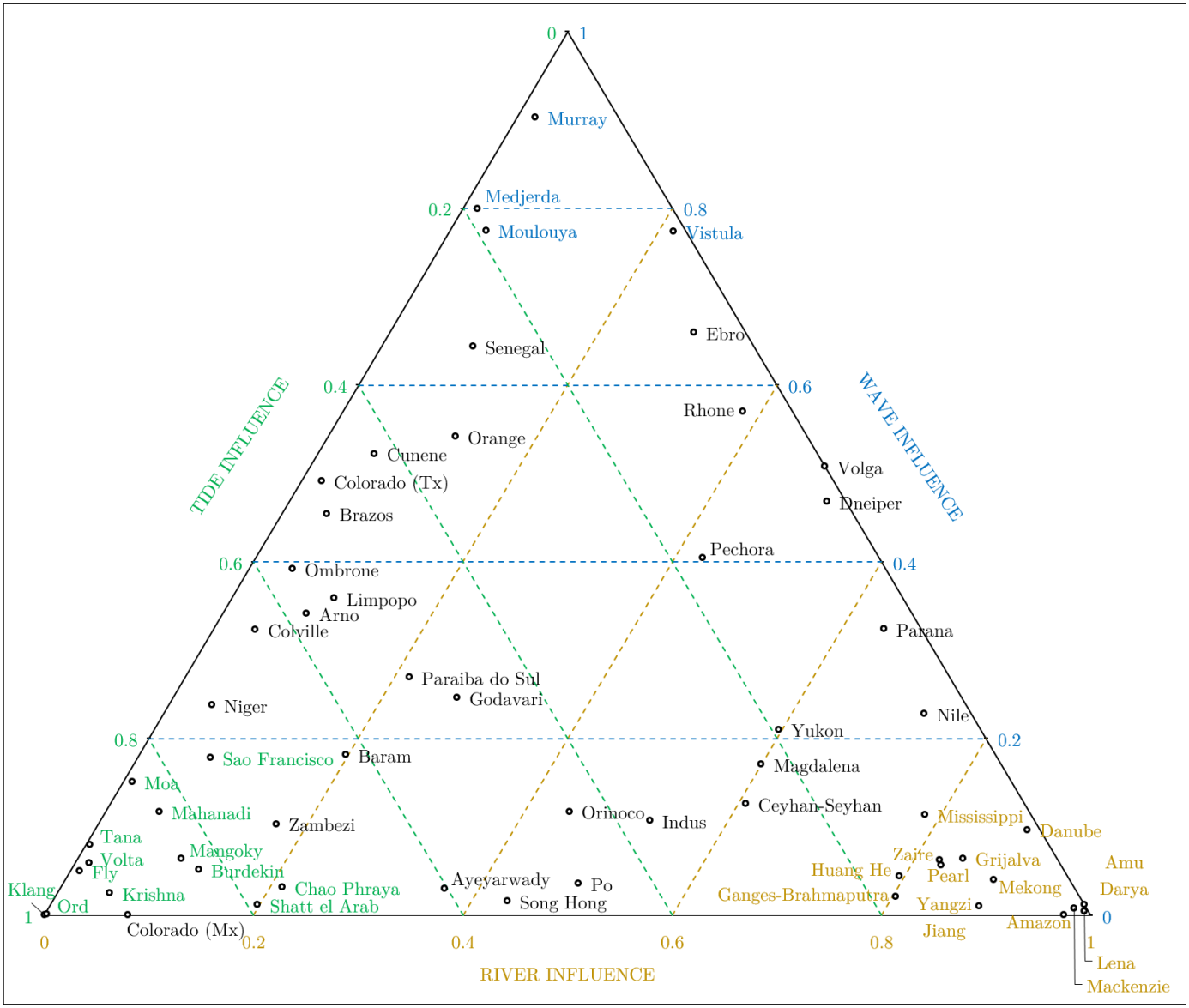


Figure IV - 88. Classification ternaire des deltas (houle – fleuve – marée) en fonction des magnitudes relatives de leurs flux de densité d'énergie.

2.2.1. Deltas dominés par la houle

A partir de la classification ternaire, la comparaison relative met en évidence la prédominance de l'influence des houles à 75% pour les deltas de la Vistule, de la Medjerda, de la Moulouya et du Murray, à 90% pour ce dernier. Les deltas de la Medjerda et de la Moulouya sont soumis à l'influence de la marée sur une proportion de près de 20%, tandis que le delta de la Vistule est plutôt régi par le fleuve à 20%, relativement aux autres forçages. Tous ces deltas sont considérés significativement en érosion sur les dernières décennies.

2.2.2. Deltas dominés par le fleuve

Les processus physiques relatifs au fleuve influencent à plus de 75% les deltas de l'Amou-Daria, de l'Amazone, du Danube, du Gange-Brahmapoutre, de la Grijalva, du Fleuve Jaune, de la Léna, du Mackenzie, du Mékong, du Mississippi, du Pearl, du Chang Jiang et du Congo. Parmi ces treize deltas, il est intéressant de noter qu'à l'exception de l'Amou-Daria et la Léna (pour lesquels l'analyse de l'évolution du trait de côte n'a pas été réalisée), quatre sont sans évolution côtière globale significative (les deltas du Danube, du Gange-Brahmapoutre, du Mékong et du Congo), quatre autres sont sujets à une progradation globale notable (Amazone, Fleuve Jaune, Pearl et Chang Jiang) et seulement trois sont gagnés par une érosion globale récente (Grijalva, Mackenzie et Mississippi).

2.2.3. Deltas dominés par la marée

Les deltas largement dominés par la marée, à 75% ou plus, sont également relativement nombreux : Burdekin, Chao Phraya, Colorado (Mx), Fly, Klang, Krishna, Mahanadi, Mangoky, Moa, l'Ord, Sao Francisco, Shatt el Arab, Tana et Volta. Pour la plupart d'entre eux, cette observation pouvait déjà être formulée à partir des résultats du rapport *RTR* estimé précédemment (Figure IV - 88). Parmi ces quatorze deltas, ceux du Tana et de l'Ord n'évoluent pas significativement sur l'ensemble de leur espace deltaïque. Les deltas restants sont quant à eux tous en érosion significative. Il est aussi nécessaire de se questionner sur la place des deltas du Sao Francisco et de la Volta parmi ce groupe influencé en premier lieu par la marée, alors qu'il est largement considéré depuis des décennies par la communauté scientifique comme dominé par les vagues, notamment au regard de sa morphologie clairement arquée, caractéristique des deltas dominés par la houle. Cependant, cette confusion, déjà débattue depuis une quarantaine d'années, est mise en évidence et expliquée dans les travaux de Dominguez (1996). En effet, la particularité de sa morphologie, considérée comme un paradigme pour les deltas dominés par la houle alors que sa dynamique marine est principalement régie par la marée, réside dans certains aspects de sa sédimentation. L'organisation des formes sableuses de types cordons dunaires fossiles prendrait ses origines il y a environ 5100 ans, lorsque le niveau de la mer était 5 m au-dessus de l'actuel. La plaine deltaïque quaternaire du Sao Francisco était alors immergée et une île barrière s'est formée et a créé un système lagunaire. C'est la sédimentation par immersion, et l'alternance de formation d'îles sableuses en avant-côte de l'embouchure et de leur l'incorporation à la côte par comblement lagunaire intermédiaire qui sont à l'origine de la morphologie particulière de ce delta. Il faut néanmoins noter que sa position dans la classification ternaire est à la limite d'une influence mixte entre la houle et la marée.

2.2.4. Deltas d'influence mixte

Certains deltas n'ont pas une influence dynamique unique claire. En réalité, une majorité des espaces étudiés sont physiquement régis par plusieurs processus sur des niveaux d'action équivalents.

2.2.4.1. Influence Houle-Marée

Les deltas considérés comme influencés à la fois par la houle et la marée sont ceux du Sénégal, de l'Orange, du Cunene, du Colorado (Tx), du Brazos, de l'Ombrone, du Limpopo, de l'Arno, du Colville et du Niger. Parmi eux, seul le delta de l'Orange est globalement en progradation, ceux du Niger et du Sénégal sans évolution significative, les deltas restants étant en érosion généralisée. Morphologiquement, ces deltas n'ont pas été classés de la sorte (Figure IV - 83). En effet, les deltas du Sénégal, de l'Orange, du Brazos, du Limpopo et du Cunene sont composés d'une plaine deltaïque caractéristique d'une dominance des houles, tandis que ceux du Colorado (Tx), de l'Ombrone et de l'Arno possèdent une morphologie globale représentative d'une dualité des forçages, entre la houle et le fleuve. La forme deltaïque du Colville correspondrait quant à elle à un faciès typique des deltas dominés par le fleuve et celle du Niger combinerait les influences équivalentes du fleuve, de la houle et de la marée. Une telle différence de classement n'indique pas forcément une surreprésentation de l'influence de la marée : la comparaison ternaire étant une mise en relation des forçages dynamiques les uns par rapport aux autres, la différence peut résider dans la faiblesse conjointe de tous les processus et dans l'expression non prise en compte mais aussi voire plus importante du stock sédimentaire délivré par le fleuve. L'influence des fleuves associés pourrait alors être sous-estimée.

2.2.4.2. Influence Houle-Fleuve

Dix deltas sont caractérisés par une influence dynamique double de la houle et du fleuve : les deltas de l'Ebre, du Rhône, de la Volga, du Dniepr, de la Petchora, du Paraná, du Nil, du Yukon, de la Magdalena et du Ceyhan-Seyhan. Contrairement au groupe précédent, la moitié d'entre eux ne sont pas constitués de morphologies globales cohérentes avec la dynamique observée (deltas de l'Ebre, du Rhône, du Nil, de la Magdalena et du Ceyhan-Seyhan). Les cinq autres sont considérés morphologiquement dominés par le fleuve. Dans ce cas, il s'agit en majorité d'une extrêmement faible expression de la marée, donnant alors davantage de poids aux deux autres forçages étudiés, comme c'est le cas pour les deltas du Dniepr, du Paraná ou encore de la Volga (moins de 5% d'influence par rapport à celles de la houle et du fleuve).

2.2.4.3. Influence Fleuve-Marée

Le développement actuel des deltas de l'Ayeyarwady, du Fleuve Rouge, du Pô, de l'Indus et de l'Orénoque sont tous à la fois dynamiquement influencés par la marée et leur fleuve. Parmi eux, seul le delta du Fleuve Rouge est caractérisé par une morphologie représentative d'un delta d'influence combinée du fleuve et de la houle. Les quatre autres sont au contraire morphologiquement dominés par la marée. Seul le delta de l'Indus est en érosion côtière globale sur les dernières décennies. Cette combinaison de forçages actifs est difficile à interpréter en termes de réponse morphologique. De nombreuses études ont déjà montré que lorsqu'une onde approche le littoral de manière frontale à l'image de la houle dans certains cas, ou de la marée, en présence d'une source de sortie sédimentaire telle que celle du fleuve, la dérive littorale redistribue les sédiments des deux côtés de l'embouchure (Figure IV - 89). Dans le cas d'une confrontation entre le jet fluvial, suffisamment compétent, et le front d'onde de marée, l'effluent peut se comporter comme un brise-lame, piégeant les sédiments à l'embouchure qui peuvent alors contribuer à la progradation deltaïque dans le cas où l'énergie tidale n'a pas une intensité suffisante pour la transgression voire la destruction littorale (Dominguez et Martin, 1983). Dans le cas du delta du Fleuve Rouge, la compétition énergétique entre le fleuve très puissant et la marée a pu avoir pour effet de favoriser la retenue des sédiments fluviaux près du littoral et leur transit le long des côtes par les courants induits par les houles, jusqu'à la construction des deux flèches littorales, chacune longue d'une dizaine de kilomètres, de part et d'autre de l'embouchure.

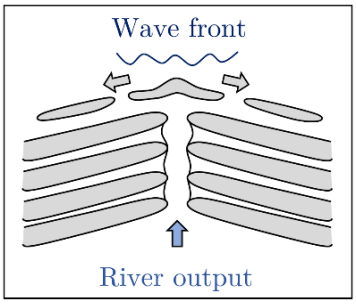


Figure IV - 89. Schéma de redistribution d'ondes frontales à l'embouchure.

Bilan de la Partie IV

L'analyse morphodynamique des deltas est un sujet d'étude vaste mais approprié pour combler les lacunes de compréhension de ces espaces mobiles, fragiles et fortement sollicités. Ce travail a été divisé en deux grands chapitres.

Le premier chapitre s'est porté sur l'évolution morphodynamique des littoraux de cinquante-deux des soixante deltas choisis afin d'identifier les espaces dits vulnérables en termes d'érosion côtière locale ou généralisée, périodique ou continue, mais aussi en termes de changements progressifs dans les stocks sédimentaires alimentant les deltas pour relier l'ensemble des observations aux contraintes induites par la présence humaine et les événements extrêmes. L'étude a montré qu'une majorité des deltas est soit en érosion soit en arrêt récent de progradation, donc rendue vulnérable. La zone d'embouchure est la zone principale affectée par cet état. Cela a été relié d'une part (1) avec le remaniement des sédiments côtiers par les houles au profit des côtes adjacentes, avec dans certains cas la présence et le développement de flèches littorales et de cellules de dérive littorale pour en témoigner, aux dépens de la zone réceptrice des alluvions et des matières en suspension, d'autre part (2) avec une réduction drastique de ces apports détritiques fluviaux, notamment par la construction de barrages, ce qui aurait également pour impact d'accélérer la subsidence d'autant moins compensée par une efficace sédimentation. La capacité de résilience des deltas existe néanmoins et a été observée dans deux cas extrêmes, après le passage du cyclone destructeur Nargis (2008) à travers le delta de l'Ayeyarwady, et à la suite des graves dommages causés par la Guerre du Vietnam (1961-1971) sur le delta du Mékong. Dans ces deux circonstances, les deltas ont montré une réhabilitation littorale relativement proportionnelle à la durée des actions d'altération. Ainsi, nous pouvons imaginer que bien qu'une certaine résistance des deltas aux perturbations existe, la durée des contraintes appliquées notamment par les barrages et autres pressions anthropiques induira un temps de résilience bien plus long face aux dégradations des stocks sédimentaires mis à mal, voire même une certaine irréversibilité et une aggravation constante de la vulnérabilité deltaïque.

Le second chapitre a traité des améliorations et propositions nouvelles de classifications deltaïques, d'une part morphologiques, d'autre part dynamiques. Le travail s'est porté en premier lieu sur des fondements scientifiques développés sur les dernières décennies, avec l'intégration d'un échantillon important de sites d'étude. Les deltas peuvent être classés morphologiquement suivant

l'allure côtière globale, traduite en termes d'influences relatives du fleuve, de la houle et de la marée. Un effort de quantification de cette balance a enrichi l'interprétation, d'abord à partir de paramètres en nombres réduits et principalement géométriques des forçages issus de Masselink et Short (1993), puis de Hori et Saito (2008). L'aboutissement de ce travail a résulté d'une intégration de plusieurs autres paramètres physiques rendant la dimension cinétique à ces processus fluviomarins et, de fait, affinant la classification dynamique. Pour ce faire, des lois de flux d'énergie spécifiques à chacun ont été développées et confrontées de manière quantitative et ternaire pour être comparables à la classification initiale morphologique établie. Les résultats nuancent les classifications antérieures et permettent de mettre en lumière la complexité des relations entre le fonctionnement dynamique des deltas et leurs réponses morphologiques. Il semble néanmoins y avoir une relation entre l'existence d'une érosion côtière générale et d'une dominance marine au regard des flux d'énergies relatifs des forçages physiques en jeu.

PARTIE V. SYNTHESE ET DISCUSSIONS GENERALES

Sommaire de Partie V

PARTIE V SYNTHESE ET DISCUSSIONS GENERALES 433

CHAPITRE 1 : FONCTIONNEMENT MORPHODYNAMIQUE DES DELTAS ETUDIES 435

1. Quand hétérogénéité et homogénéité classent les deltas 435

1.1. Caractéristiques communes et différenciées de l'ensemble des deltas étudiés 435

1.2. Catégorisation des deltas et les limites des classifications 439

2. Fonctionnement global morphodynamique des deltas 442

2.1. Apports sédimentaires fluviaux 442

2.2. Transport côtier 444

CHAPITRE 2 : SENSIBILITES RECENTES AUX PROCESSUS ET PRESSIONS EXTERNES 447

1. Evolution des littoraux deltaïques sur le moyen terme 447

2. Une réponse inégale des deltas face à l'anthropisation accrue : quelle vulnérabilité ? 452

Partie V Synthèse et discussions générales

Les différentes entreprises menées à travers ces travaux pour améliorer notre caractérisation et notre compréhension des deltas et de leur évolution récente ont mis en évidence d'une part la difficulté d'une telle opération, d'autre part la pression de l'asservissement des deltas par les sociétés. Cette partie traite dans un premier chapitre la reconstitution du fonctionnement global des deltas et des tentatives de classifications. Un second chapitre est destiné à la synthèse de l'évolution récente de leur littoral et à la considération de la mainmise anthropique pour estimer le degré de vulnérabilité deltaïque et, par extension, humaine, de chaque site étudié.

Chapitre 1 : Fonctionnement morphodynamique des deltas étudiés

La gymnastique de l'intégration quantifiée des différents forçages agissant sur le développement des deltas est fondamentale pour parfaire et réviser les grandes classifications qualitatives des deltas principalement basées sur des observations à caractère morphodynamique. Cependant, un tel travail se doit d'être accompagné d'un état détaillé des connaissances pour l'ensemble des deltas étudiés et d'une extraction des informations annexes mais tout aussi importantes qui ne sont pas intégrées dans cette classification et qui permettrait de mieux comprendre les diverses relations et ambigüités observées.

1. Hétérogénéité et homogénéité des deltas

La croissance et la morphologie des deltas sont naturellement contrôlées par des processus et mécanismes présents sur l'ensemble de ces interfaces côtières. Pourtant, ces forçages n'agissent pas de la même façon, avec la même intensité, avec la même fréquence.

1.1. Caractéristiques communes et différenciées de l'ensemble des deltas étudiés

Le moteur principal de la morphogénèse deltaïque est le fleuve, à travers ses apports sédimentaires et son aptitude à transporter le matériel provenant du bassin versant qu'il draine avec ses affluents. Les plus vastes bassins versants sont ceux qui sont pourvus des plus longs fleuves, à l'instar de l'Amazone, du Gange-Brahmapoutre, de la Paraná ou encore du Chang Jiang, prenant souvent leur source à des altitudes considérées parmi les plus élevées, et dotés des débits liquides et solides les plus importants (Figure V - 1). Globalement, les saillies des plaines deltaïques les plus vastes, telles que celles du Mékong, du Chang Jiang ou encore du Gange-Brahmapoutre, sont issues d'un contexte d'apports sédimentaires majeurs, tant en termes de charge de fond que de charge détritique en suspension. Ces affirmations sont notamment vérifiées par des relations similaires observées avec l'intégration comparative des budgets sédimentaires parvenant sur les littoraux des deltas. Ces premières informations permettent d'assembler les deltas de grandes dimensions, pilotés principalement par leur contexte fluvial favorable à la progradation et l'aggradation, et de les distinguer des édifices de tailles plus modestes tels que les deltas de l'Ombrone et du Cunene.

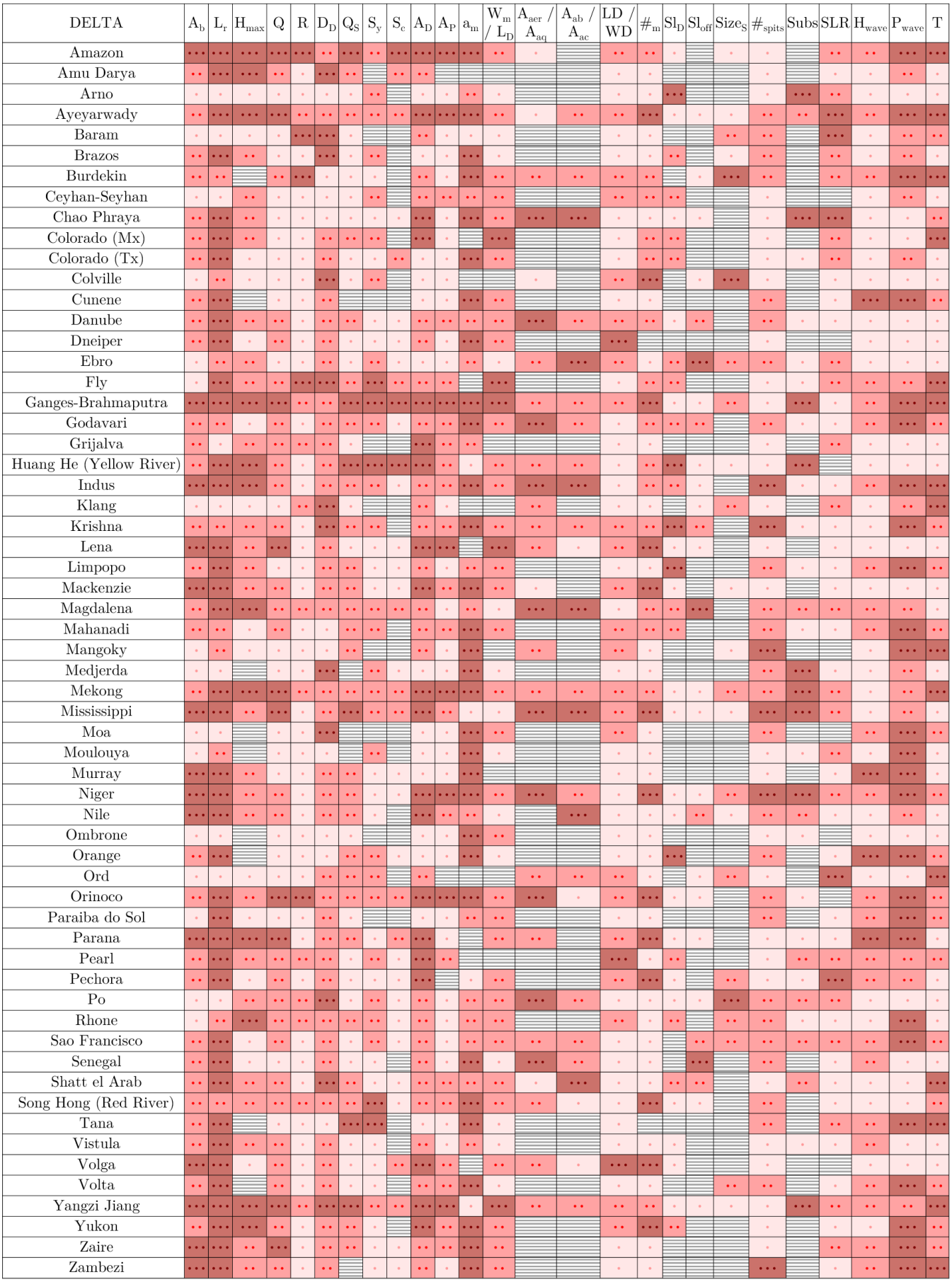

DELTA
A_b
L_r
H_{max}
Q
R
D_D
Q_S
S_y
S_c
A_D
A_P
a_m
W_m / L_D
A_{aer} / A_{aq}
A_{ab} / A_{ac}
LD / WD
$\#_m$
Sl_D
Sl_{off}
$Size_S$
$\#_{spits}$
Subs
SLR
H_{wave}
P_{wave}
T
Amazon
Amu Darya
Arno
Ayeyarwady
Baram
Brazos
Burdekin
Ceyhan-Seyhan
Chao Phraya
Colorado (Mx)
Colorado (Tx)
Colville
Cunene
Danube
Dneiper
Ebro
Fly
Ganges-Brahmaputra
Godavari
Grijalva
Huang He (Yellow River)
Indus
Klang
Krishna
Lena
Limpopo
Mackenzie
Magdalena
Mahanadi
Mangoky
Medjerda
Mekong
Mississippi
Moa
Moulouya
Murray
Niger
Nile
Ombrone
Orange
Ord
Orinoco
Paraiba do Sol
Parana
Pearl
Pechora
Po
Rhone
Sao Francisco
Senegal
Shatt el Arab
Song Hong (Red River)
Tana
Vistula
Volga
Volta
Yangzi Jiang
Yukon
Zaire
Zambezi

Figure V - 1. Niveau d'importance des paramètres principaux caractéristiques des deltas et de leur environnement continental et marin: A_b, Superficie du bassin versant ; L_r, Longueur du fleuve ; H_{max}, Altitude maximale du bassin versant ; Q, Débit fluvial ; R, potentiel d'écoulement d'eau liquide de surface dans un bassin versant (Runoff) ; D_D, Densité de drainage ; Q_S, Charge sédimentaire fluviale ; S_y, Volume de sédiments potentiellement produit depuis le bassin versant (Sediment yield) ; S_c, Budget sédimentaire côtier ; A_D, Superficie du delta depuis l'apex ; A_P, Superficie de la protubérance deltaïque ; a_m, Amplitude de l'angle côtier à l'embouchure ; W_m/L_D, Largeur de l'embouchure / Longueur du trait de côte ; A_{aer}/A_{aq}, Superficie deltaïque subaérienne / Superficie deltaïque sous-marine ; A_{ab}/A_{ac}, Surface deltaïque abandonnée / Surface deltaïque active ; L_D/W_D, Longueur du trait de côte / Largeur de la plaine deltaïque ; $\#_m$, Nombre actuel d'embouchures ; Sl_D, Pente de la plaine deltaïque ; $Sl_{offshore}$, Pente de la partie deltaïque sous-marine ; $Size_S$, Taille moyenne des sédiments ; $\#_{spits}$, Nombre de flèches littorales ; $Subs$, Taux de subsidence ; SLR, Elévation du niveau marin ; H_{wave}, Hauteur significative des vagues ; P_{wave}, Période moyenne des vagues ; T, Marnage. Les cellules rayées grises indiquent les données indisponibles. La hiérarchisation des valeurs est réalisée pour chaque variable par discrétisation statistique en trois classes. La première (un seul point, cellules pâles) correspond aux valeurs relativement faibles. La seconde (deux points, cellules rouge clair) indique les valeurs moyennes à élevées. La troisième classe (trois points, cellules marron) définit les valeurs très élevées, extrêmes de chaque variable.

Les deltas sont également dynamiquement et morphologiquement contrôlés par des processus climatiques et marins variés. En effet, les deltas s'inscrivent dans des contextes climatiques différents, dans lesquels les régimes de pluies, la sécheresse, les vents complexifient la comparaison entre eux mais encouragent aussi parallèlement le regroupement de certains deltas d'une même zone géographique, longitudinalement et/ou latitudinalement. L'exemple évident est celui des deltas inscrits dans un contexte tropical de moussons, avec une forte variabilité saisonnière des précipitations, donc des pulsations fluviales, notamment sédimentaires. La majeure partie des plus grands deltas, tels que celui de l'Amazone, aussi nommés « méga-deltas », sont précisément situés dans ce type de région, tout comme les bassins de drainage associés, à quelques exceptions près, notamment les deltas du Mississippi en région tempérée océanique, du Nil en contexte aride à désertique, ou encore de la Léna en zone continentale froide, qui sont inscrits au sein des bassins versants parmi les plus grands. Le rôle de la tectonique est également très important dans l'édifice de méga-deltas. En effet, d'après la classification de Inman et Nordstrom (1971), les plus grandes plaines côtières, de l'ordre de 1 000 km de long et de 100 km de large, sont apparentées à la classe de premier ordre contrôlée par la tectonique des plaques (Tableau I - 2). Les deltas font partie du groupe de second ordre (de l'ordre de la centaine de kilomètres en

longueur, et de la dizaine de kilomètres en largeur), contrôlés par l'érosion et le dépôt sédimentaire qui modifie les caractéristiques liées à la tectonique des plaques. La tectonique est donc le facteur primaire de la formation des grands deltas, du moins de leur espace d'accueil. Pour autant, si l'érosion et l'accumulation des sédiments sont les contrôles fondamentaux de la formation deltaïque, le climat joue un rôle majeur et évident, d'autant plus dans des régions soumises aux variations saisonnières importantes comme par exemple en contexte régional de mousson. La mousson humide dure plusieurs semaines et est caractérisée par de fortes pluies, souvent continues, favorisant d'intenses afflux de sédiments sur les côtes deltaïques qui sont par la suite remaniés en saison sèche, comme cela a été illustré sur les cas de l'Ayeyarwady et du Mékong. Cette constance climatique saisonnière assure, lorsque les volumes sédimentaires disponibles sur le bassin versant sont maintenus, une sédimentation soutenue en aval, au niveau de la plaine deltaïque et sur la partie sous-marine des deltas, en particulier dans le cas d'une fraction granulométrique fine importante.

Par ailleurs, les vents induisent les courants marins proche-côtiers, en générant les vagues avec une direction et une énergie de flux spécifiques relative à la hauteur et la période. Ces forçages, tout comme la marée, diffèrent selon les aires géographiques, du fait de conditions atmosphériques et océaniques variées et de géométries côtières différentes contraignant le fetch et la réfraction des vagues. Les courants induits par les houles et la marée jouent principalement le rôle :

(1) de remaniement des sédiments apportés par le fleuve, et cela peut produire (a) des dissymétries côtières aux embouchures, notamment observées sur les littoraux des embouchures deltaïques du Rhône, du Nil et de l'Ebre, ou encore créer (b) des formes particulières telles que des flèches littorales observées en grand nombre le long des côtes des deltas de l'Indus et du Zambèze,

(2) d'atténuateurs des jets fluviaux lorsque les forces sont suffisantes et opposées à celle du fleuve, voire

(3) de destructeurs de deltas lorsque l'équilibre fluviomarin est rompu au profit des forçages marins, de manière épisodique voire durablement dans le cas, par exemple, d'apports sédimentaires fluviaux drastiquement réduits.

Le nombre d'embouchures différencie également les deltas et en regroupent certains. Cette caractéristique est liée à la longueur totale du trait de côte deltaïque et à la surface en saillie des

deltas. Le nombre d'embouchures est souvent révélateur de la prédominance fluviale sur le développement du delta, sur sa période contemporaine, à l'image des deltas de la Volga et de la Léna (Partie III, Chapitre 2, Section 1, Tableau III - 3), mais leur largeur peut être un indicateur d'une forte influence de la marée qui encourage leur ouverture distale, comme dans le cas des deltas du Fly, du Colorado (Mx), de l'Ord ou encore du Gange-Brahmapoutre (Figure III - 21).

L'étude a montré à de nombreuses reprises que les divers processus autour et au travers des deltas sont toujours les mêmes et agissent activement sur l'évolution deltaïque. L'ensemble des deltas étudiés est modulé par le climat, par le fleuve et ses apports, par la marée, la houle et leurs courants résultants. La différenciation de ces deltas ne se fait pas, du moins que très rarement, sur l'absence ou l'ajout d'un forçage spécifiquement sur un delta, le distinguant ainsi des autres, mais se manifeste préférablement par l'affrontement des différents forçages pour lesquels l'intensité varie d'un delta à un autre. L'hétérogénéité des deltas est également assurée par la contribution différenciée de sédiments fins et grossiers qui les constituent, le contexte morpho-structural à l'origine, ainsi que les volumes détritiques disponibles. Enfin, un autre élément de diversification des deltas, non des moindres, vient s'ajouter à la complexité contemporaine des deltas. L'Homme, par son occupation spatiale, son exploitation notamment agricole et minière, ses actions pour se protéger des aléas, contribue fortement et de façon évolutive aux transformations des deltas, avec des degrés d'influence variables et relatifs aux enjeux.

1.2. Catégorisation des deltas et les limites des classifications

Les deltas peuvent être différemment catégorisés sur la base d'un bilan comparatif des forces naturelles en place et d'une analyse morphologique et géométrique. Mettre à jour une classification nécessite d'user des bases déjà existantes pour les affiner, les enrichir et préciser les relations. Ce travail s'est appuyé sur une large base de données collectées, examinées et croisées et sur de nouveaux protocoles d'analyses à partir d'outils connus mais perfectibles.

Les deltas peuvent être classés en fonction des influences fluviomarines de différentes façons, morphologiquement, dynamiquement, voire par une approche couplée. Les classifications proposées dans cette thèse présentent les deltas sous divers angles qui parfois sont communs aux multiples démarches, parfois divergents. Ainsi, pour certains deltas, l'hypothèse la plus plausible à la question du contraste entre sa morphologie récente et le jeu des dynamiques en place serait la persistance d'un héritage morpho-sédimentaire d'une époque antérieure, dans lequel les processus

seraient intervenus à des niveaux d'intensité différents. Pour exemple, le delta du Sao Francisco, morphologiquement caractéristique d'un delta typiquement dominé par la houle, avec une forme générale cuspide, est sujet à un flux d'énergie tidale bien plus important que celui des vagues. Perçu comme « un paradigme pour les deltas dominés par la houle » (Dominguez, 1996), il serait la résultante d'un phénomène combiné d'immersion, il y a environ 5100 ans, de formation d'îles-barrières et de comblements lagunaires, en parallèle à la baisse progressive du niveau marin, de l'effet de frein du rejet fluvial par les ondes frontales de marée et de la dérive littorale bidirectionnelle divergente de part et d'autre de l'embouchure. D'autre part, les deltas du Krishna et de la Volga, morphologiquement considérés comme dominés par le fleuve, seraient actuellement, en termes de contrôles dynamiques, sous influence respectivement de la marée principalement et de la houle et du fleuve. Il est peu probable que cette différence soit due au renforcement de l'intensité et la fréquence d'événements sur le domaine marin. A l'opposé, les actions anthropiques menées sur leur fleuve, notamment la construction de barrages, ont considérablement réduit les apports aux embouchures, de 30% (Volga) à plus de 80% (Krishna) (Figure IV - 56). Le changement climatique a également certainement contribué à la baisse d'influence relative des fleuves sur les évolutions deltaïques, au regard des tendances négatives de précipitations récentes et futures (Figure V - 8). Cependant, au regard de la prise en compte limitée de paramètres physiques et de la caractérisation morphologique des deltas sur une échelle globale, les tendances récentes des processus et leurs effets peuvent être sous-estimés. Le mécanisme d'érosion généralisée sur le delta du Mississippi, communément considéré comme dominé par les forces fluviatiles, est probablement un indicateur sûr de l'émergence de l'influence des houles sur le littoral parallèlement à une diminution importante de la compétence du fleuve par la rétention de centaines de barrages-réservoirs en amont et d'une perte sédimentaire de 73% environ depuis leur construction. Cette érosion survient de concert avec la création de formes caractéristiques des modelages côtiers par la houle, à l'image de flèches littorales et d'îles-barrières, notamment aux embouchures principales du Mississippi, de 1984 à 2015 (Figure V - 2). Le Mississippi reste parmi les fleuves les plus puissants du monde (le 6ème plus fort débit (Figure III - 4)), son delta est le 8ème plus grand. Son énergie fluviale n'est pas encore contrebalancée par le contrôle marin, notamment des houles. Il est même possible que la fragilisation de ce delta ne puisse pas être perçue dynamiquement, en termes de flux d'énergie, mais plutôt d'un point de vue sédimentaire, la charge solide fluviale pouvant être trop faible, par rapport à ses dimensions, pour considérer encore longtemps ce delta comme dominé uniquement par le fleuve.

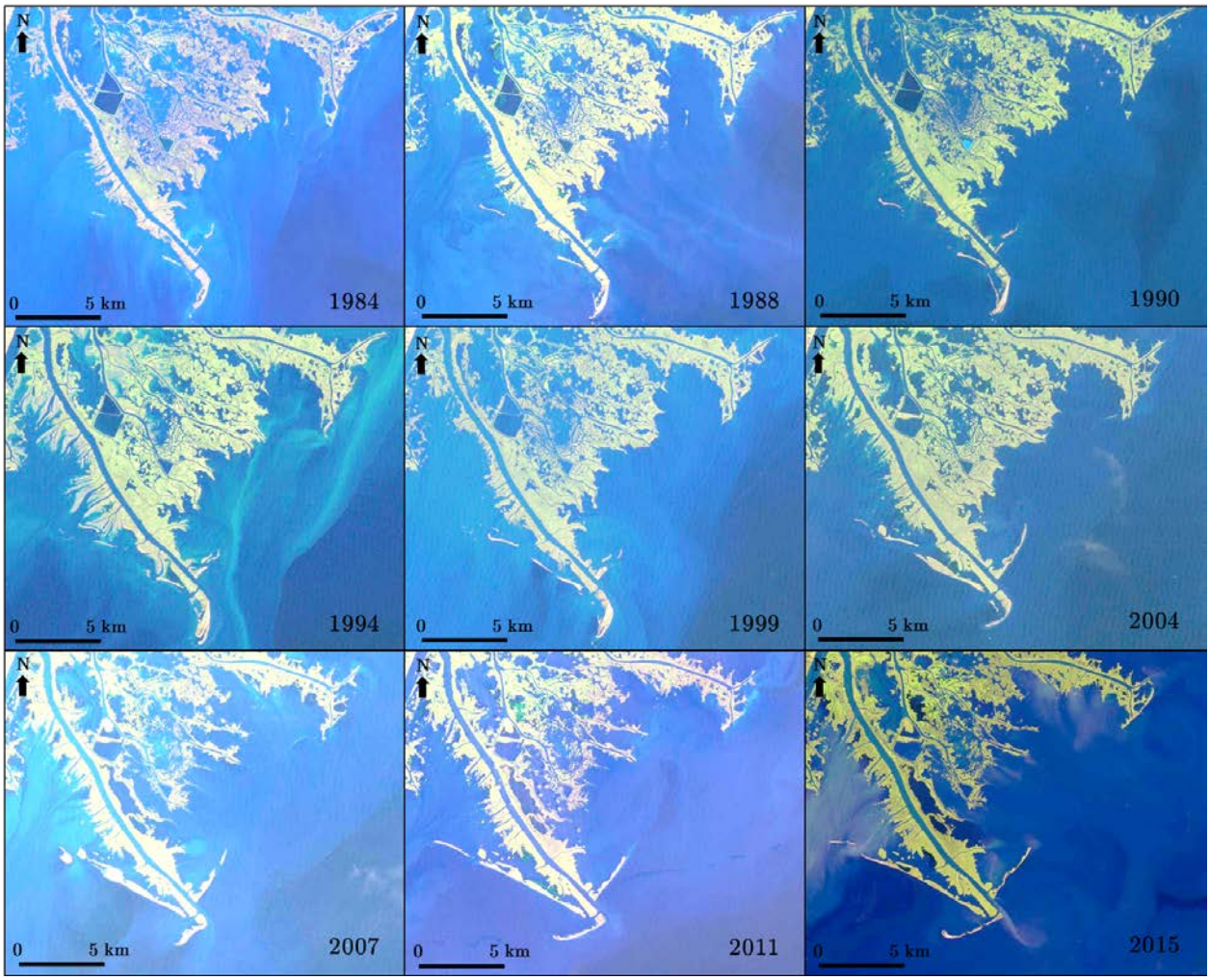


Figure V - 2. Série temporelle de l'évolution de deux embouchures du Mississippi, sur la base d'images satellites Landsat®, de 1984 à 2015.

Il existe néanmoins des convergences morphodynamiques claires. Un des indicateurs morphologiques clés de l'augmentation d'influence tidale semble être la part de largeur d'ouverture des embouchures sur l'ensemble du trait de côte deltaïque (Figure IV - 86) : plus celle-ci est importante, plus l'influence de la marée prend le pas sur celle des vagues, suivant l'indice RTR.

La classification des deltas reste complexe, temporellement variable et nuancée. La réponse aux forçages physiques n'est pas immédiate. Les forçages étudiés couvrent un espace global mais ils peuvent aussi varier localement ou régionalement, avec notamment la formation de flèches littorales par l'action de redistribution des houles et leurs courants (Figure IV - 84). Cet effort de classification deltaïque reste néanmoins important pour mieux comprendre leur fonctionnement et leurs tendances d'évolution.

2. Fonctionnement global morphodynamique des deltas

Dans la dynamique des deltas, deux actions sont élémentaires : le transport sédimentaire par le fleuve et le transit sédimentaire par les courants littoraux. Ces mécanismes sont principalement contraints par les aspects géologiques et géomorphologiques du système, depuis les limites hautes du bassin versant jusqu'aux extrémités profondes de la plateforme continentale sous-marine, le climat, sur plusieurs décennies mais aussi à l'échelle saisonnière voire instantanée, et la disponibilité sédimentaire.

2.1. Apports sédimentaires fluviaux

Les apports fluviaux sont, sans aucun doute, l'élément clé de l'existence des deltas. Nous avons montré que plus ils sont importants, plus les dimensions du delta sont grandes. L'étude ne s'est pas attardée sur les relations entre les volumes de charges sédimentaires fluviales et l'étendue de la partie sous-marine des deltas. Cette dernière n'est que très peu documentée sur les nombreux sites étudiés. Il en ressort tout de même que les quelques deltas, pour lesquels la partie subaquatique est largement majoritaire dans le système deltaïque, sont principalement vaseux, à l'image des deltas de l'Ayeyarwady et de l'Amazone (Anthony et al., 2014). Cette fraction fine, en quantité considérable est en partie projetée au large par le flux d'énergie fluvial, contribuant activement au développement et au maintien du front deltaïque et du prodelta, mais aussi à l'aggradation et la progradation des plaines deltaïques en compensant de fait la subsidence naturelle. Les sédiments plus grossiers de type sableux se localisent, quant à eux, préférentiellement à proximité des côtes, ce qui assure également les rivages et pourtours délimitant la plaine deltaïque. En région tropicale, lors des moussons humides, ces sédiments sableux, transportés par mise en suspension mais aussi et surtout par charriage et saltation, sont souvent séquestrés dans les zones de piégeage que constituent les embouchures multiples, tandis que les particules plus fines en suspension, nettement plus légères, sont, pour une grande partie, facilement expulsées et dispersées au large. La dynamique sédimentaire côtière est alors modifiée lors de la saison sèche, au cours de laquelle les vents et courants marins supplantent la compétence fluviale, remobilisent les sédiments, en particulier les sédiments séquestrés entre les lobes d'embouchures, proches des côtes, et contribuent au modelage littoral, tel que c'est le cas sur les côtes du delta du Mékong (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.3.1.2). Ces variations spatiales, quantitatives et temporelles des

volumes sédimentaires sont difficilement observées et mises en évidence sur des zones vastes que composent les embouchures deltaïques. Pourtant, l'appréciation de cette dynamique sédimentaire est cruciale pour comprendre les variations morphologiques des deltas, celle-ci y étant intimement liée. Le travail a néanmoins pu être réalisé sur deux deltas majeurs de région tropicale à mousson, ceux du Mékong (Loisel et al., 2014) et de l'Ayeyarwady (Annexe N).

L'étude a montré l'existence de pulsations volumétriques des flux sédimentaires. Celles-ci sont particulièrement remarquables sur les deltas inscrits dans un contexte de mousson qui assure l'alternance régulière et fortement contrastée de saisons humides, sources de transports importants d'alluvions de par la hausse du débit, et de saisons sèches. La mousson n'a pu être corrélée aux évolutions du trait de côte car les données spatiales utilisées couvrent la période sèche de chaque année étudiée. Néanmoins, lorsque de fortes variations côtières sont observées, comme c'est le cas pour le delta du Mékong de 1997 à 2003 où une importante progradation est notée, l'hypothèse de l'occurrence d'une mousson exceptionnellement pluvieuse peut être abordée. Les variations des concentrations de MES n'ont pas pu faire l'objet d'une comparaison compte tenu du fait que la couverture temporelle ne s'étend pas au-delà de 2003. Néanmoins, cette période a été mise en parallèle avec les années de crues exceptionnelles de 2000, 2001 et 2002 (Partie IV, Chapitre 1, Section 3.3.3), qui apparaissent d'ordinaire préférentiellement lors de la mousson humide. D'après l'analyse de la variabilité intra-annuelle spatiale et de concentration des MES, il existe bien une période de séquestration et d'augmentation de la concentration des particules, suivie d'une période de transit sédimentaire conforme aux courants marins dominants.

Les outils et données qui nous ont permis d'approfondir les connaissances sur les stocks sédimentaires proche-côtiers, principaux contributeurs de la construction deltaïque issus majoritairement des fleuves, ont également été mis à profit pour explorer les tendances d'évolution des concentrations de MES sur une période de dix ans, dans les régions proche-littorales de plus d'une dizaine de deltas. Les changements temporels de ces concentrations montrent un relatif épuisement sédimentaire qui peut également être assimilé aux ralentissements de l'avancée littorale pluriannuelle remarquée sur certains deltas, voire la tendance à l'érosion accrue pour d'autres. Il n'y a cependant pas de relation nette linéaire proportionnelle entre ces deux évolutions mais une certaine dépendance (Figure V - 3). En effet, une majorité de deltas en érosion subit une baisse de MES. Par ailleurs, sur les deltas étudiés, ceux qui présentent de plus vastes zones proche-côtières où la tendance est à la réduction des concentrations de MES, sont aussi associés aux fleuves les

plus fortement impactés par les barrages et leurs rétentions (Partie IV, Chapitre 1, Sections 2.3.2 et 3.1). D'autres facteurs agissent de concert avec les baisses de volumes sédimentaires sur l'évolution du littoral, tels que la subsidence, la montée du niveau marin ou encore les événements extrêmes, par exemple cycloniques.

2.2. Transport côtier

La plupart des deltas ont des littoraux qui s'organisent en cellules sédimentaires, témoins des remobilisations sédimentaires et des transits *longshore* induits par les courants côtiers. Ces cellules sont d'autant plus visibles dans les secteurs deltaïques de plages à dominance sableuse, tels que ceux du Pô, du Rhône, de l'Ebre, du Godavari, du Niger (Partie III, Chapitre 2, Section 1 ; Partie, IV, Chapitre 1, Section 2.1.3). Cette organisation dynamique de zones littorales en érosion approvisionnant des zones voisines, de fait progradantes, notamment détaillées pour le littoral du delta du Mékong, est contrôlée par le courant de dérive littorale dominant. La côte deltaïque se comporte ainsi de la même manière que les littoraux ouverts, aux sédiments meubles à l'échelle globale, à l'exception près que la sortie fluviale des alluvions au sein de ce tronçon côtier particulier fournit fréquemment, voire continuellement du matériel détritique qui le rend d'autant plus mobile. Ce dynamisme est, dans la plupart des cas étudiés, accompagné d'une déformation côtière régie par les courants littoraux. Elle s'apparente dans certains cas (1) à une asymétrie côtière au niveau de l'embouchure, (2) à une tendance vers la linéarisation du trait de

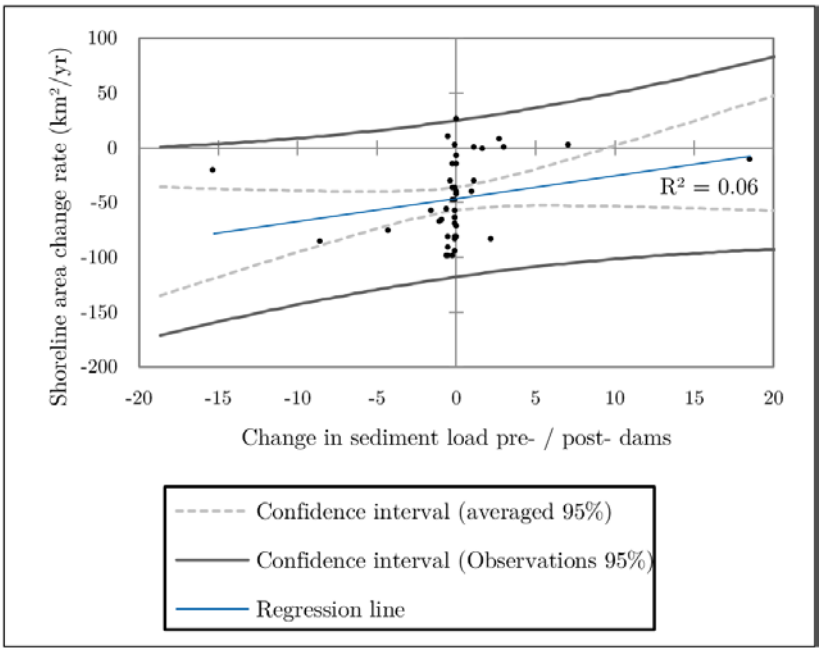


Figure V - 3. Nuage de points avec régression linéaire et intervalle de confiance moyenné et sur observations (95%), entre le pourcentage de perte sédimentaire à l'issue de la construction des barrages (abscisses) et le taux d'évolution côtière surfacique (ordonnées).

côte par l'épuisement sédimentaire du promontoire que forme habituellement la zone d'embouchure, par l'effet couplé d'un déplacement des sédiments vers les côtes adjacentes par l'action des vagues incidentes et courants induits, et d'un apport fluvial insuffisant pour maintenir la surface et la forme du promontoire, ou encore (3) à la formation de formes particulières, notamment les flèches littorales, exposées dans cette thèse, mais sans doute aussi des barres d'avant-côte.

Précédemment, nous avons mis en évidence le transit sédimentaire le long des côtes lors des saisons sèches, à partir des observations de la distribution mensuelle spatiale des MES. La concentration de ces particules ne reflète pas forcément le volume sédimentaire transporté et accolé le long des côtes, car ce matériel peut être partiellement remanié et forcé par d'autres contraintes physiques et mécaniques, telles que la marée car, lorsque la pente est forte, les sédiments fins peuvent être facilement transportés vers le large.

Chapitre 2 : Sensibilités récentes aux processus et pressions externes

L'étude de la fragilité et l'évolution des deltas a permis de dresser une liste non exhaustive des causes des divers dérèglements observés. Les deltas n'étant pas forcément tous impactés par les mêmes perturbateurs, il n'est pas possible d'établir une hiérarchie entre les générateurs d'impacts. Néanmoins, les réductions sédimentaires fluviales, principalement amorcées par les barrages et réservoirs construits, semblent être un élément-clé des bouleversements deltaïques et de l'aggravation de leur vulnérabilité.

1. Evolution des littoraux deltaïques sur le moyen terme

Plus de la moitié des deltas étudiés est en état d'érosion significative sur les dernières décennies (pourcentage d'évolution sur trente ans par rapport à l'aire de protubérance deltaïque). Il est très difficile, voire impossible, d'attribuer quantitativement la causalité de l'action érosive des houles ou encore de la subsidence à ces pertes surfaciques.

Une érosion deltaïque pluri-décennale est garante d'une anomalie croissante dans l'équilibre des forçages en jeu et dans la suffisance nécessaire de l'apport sédimentaire. En effet, l'étude a montré que les deltas aux surfaces de protubérance les plus petites sont en général alimentés par des fleuves de dimensions modestes, transportant les plus faibles volumes sédimentaires, ce qui est logique. L'étude a également montré que les plus petits deltas en érosion sont ceux qui perdent les surfaces les plus importantes relativement à leurs dimensions. Il ne fait aucun doute que les deltas les plus vulnérables en termes de taille et d'érosion relative sont également les moins fournis en sédiments fluviaux. Le matériel détritique n'est certes pas linéairement proportionnel au taux d'évolution côtière, sa variation reste néanmoins décisive dans l'état futur des deltas. Les vitesses de recul pour les deltas en rétrogradation sont généralement plus importantes sur ceux de grandes dimensions mais ce sont les plus petits deltas, aux surfaces de protubérance les plus faibles, qui sont les plus sensibles à ces reculs, qui, même modérés, peuvent affecter une très grande part absolue de l'espace de protubérance.

L'observation de l'aplatissement d'une grande part des deltas étudiés traduit également l'instabilité des processus et une balance au profit notamment des influences marines,

particulièrement des houles, conjointement ou spécifiquement dues à une perte de compétence fluviale, liée à une réduction sédimentaire majeure.

Sur 42 deltas étudiés, près de 41% sont à la fois en érosion globale significative sur 30 ans, en érosion significative au niveau de leurs embouchures et dans une phase récente d'aplatissement côtier sous l'effet des courants littoraux et des baisses d'apports sédimentaires avérés depuis la construction de barrages majeurs. Cet effort de mise en relation entre les facteurs potentiellement responsables de l'érosion côtière avec les taux d'évolution du trait de côte a notamment été entrepris et développé sur dix deltas de Mer Méditerranée et de Mer Noire (Annexe P). Des centaines de barrages construits le long des fleuves qui s'écoulent dans la mer Méditerranée et dans la mer Noire sont réputés pour avoir généré des réductions significatives de la charge sédimentaire fluviale, et aucun des bassins hydrographiques alimentant les dix deltas sélectionnés pour l'étude de cette région n'a été épargné (deltas du Rhône, du Nil, du Danube, du Pô, de l'Ebre, du Ceyhan-Seyhan, de la Medjerda, de l'Arno, de l'Ombrone et de la Moulouya). Huit des dix deltas sont associés à des bassins versants qui ont perdu plus de 60% de leur flux de sédiments. Les fleuves Ombrone, Rhône, Ebro, Moulouya et Nile ont perdu plus de 80% de leurs charges fluviales suite à la construction de barrages, ce chiffre atteignant 98% dans les cas iconiques du Nil et de l'Ebre. La charge sédimentaire du Danube est encore relativement élevée, actuellement de 19,9 Mt/an, malgré une baisse de 70% après la construction de barrages majeurs. Le bassin versant de Ceyhan-Seyhan, le moins affecté par les barrages, a également perdu une quantité importante de son flux de sédiments fluviaux, malgré que cette perte ait été beaucoup moins sévère que dans plusieurs autres bassins versants tels que ceux de l'Arno, de l'Ombrone, de l'Ebre, de la Moulouya et du Nil, qui fournissent maintenant moins de sédiments à leurs deltas que le Ceyhan-Seyhan. Bien que la relation entre les barrages et la réduction du flux des sédiments des fleuves semble, comme prévu, être l'élément primordial de la gestion des bassins hydrographiques en mer Méditerranée et en mer Noire au cours des dernières décennies, il existe une variabilité spatiale et temporelle dans cette relation qui implique que d'autres facteurs aient besoin d'être pris en compte (Provansal et al., 2014 ; Anthony et al., 2014). Les changements d'utilisation des terres dans les bassins versants méditerranéens, en particulier l'abandon des terres agricoles dans les arrière-pays montagneux, ont entraîné un reboisement et des réductions concomitantes des rendements en sédiments fluviaux, comme l'ont bien démontré Billi et Fazzini, (2017) pour les cours d'eau italiens. Bien que huit des dix deltas montrent à la fois une tendance à l'érosion au niveau de leurs embouchures, exceptions

faites des embouchures Sulina et Chilia du Danube et de celle de l'Arno, et une diminution importante de la charge des sédiments fluviaux, la relation statistique entre ces deux variables n'est pas significative, y compris avec l'intégration d'un échantillon plus grand, des 42 deltas dans ce cas (Figure V - 4). La mauvaise relation pourrait suggérer que (Besset et al., 2017a) :

(1) l'effet négatif des barrages sur la diminution de l'approvisionnement en sédiments est actuellement surestimé,

(2) la stabilité relative du littoral reflète un temps de latence entre la propagation en aval de l'effet des barrages et la réduction de la charge de fond dans le lit des chenaux transportée sur les côtes du delta. Liquete et al. (2005) a noté que les effets de réduction de la charge des sédiments ont eu, à ce jour, peu d'effet sur de nombreux deltas des petits fleuves escarpés et des torrents de la côte d'Andalousie. Bien que le delta du Ceyhan-Seyhan montre une perte nette de superficie, une grande partie de cette perte est attribuée à un recul important de son lobe Seyhan suite à la construction des barrages (Alphan, 2005). Le premier barrage majeur sur le Seyhan n'a été construit qu'en 1984 (Ataol, 2015), et depuis lors, neuf autres barrages ont été construits entre 1989 et 2013. Le Ceyhan, moins impacté par les barrages, a montré un gain net de la surface deltaïque suite à la déforestation (Kuleli, 2010).

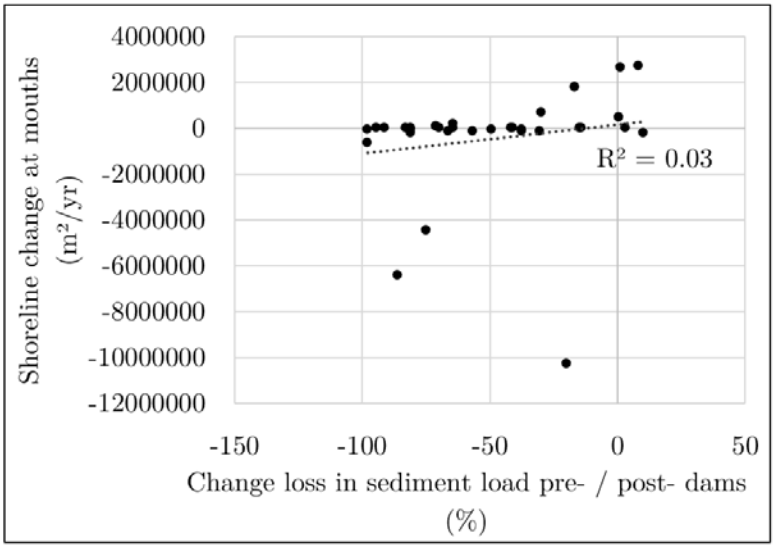


Figure V - 4. Nuage de points avec régression linéaire et intervalle de confiance moyenné et sur observations (95%), entre le pourcentage de perte sédimentaire à l'issue de la construction des barrages (abscisses) et le taux d'évolution côtière surfacique aux embouchures (ordonnées).

Les 42 deltas en érosion et en linéarisation progressive sont très certainement les deltas les plus fragilisés car l'érosion débutée à l'embouchure s'est étendue pour prévaloir globalement. Les 17 deltas concernés sont ceux du Brazos, du Ceyhan-Seyhan, du Chao Phraya, de l'Ebre, du Fly, de l'Indus, du Krishna, du Mangoky, de la Medjerda, du Moa, de la Moulouya, du Nile, de l'Ombrone, du Rhône, du Sao Francisco, de la Volta et du Colorado (Tx). Dans le cas par exemple du delta de la Moulouya, une forte érosion est observée au niveau de l'embouchure, ainsi qu'un aplatissement croissant du lobe deltaïque, induit principalement par le remaniement des vagues et des courants qui peuvent conduire à une linéarisation du trait de côte, ainsi qu'à une diminution des taux de transport le long du littoral, ce qui impliquerait également, à l'issue, une érosion plus faible. Pour illustration de ces explications, Imassi et Snoussi (2003) ont calculé une perte de surface à l'embouchure de ce delta de 800 000 m^2 entre 1958 et 1986, suite à la mise en service des premiers barrages, dont le plus important a été construit en 1967 et qui a entraîné une réduction du débit liquide et solide de près de 94% (Snoussi et al., 2002). Le taux moyen de perte de surface calculé dans notre étude sur la période de 1986 à 2015 correspond à moins de 20% de la perte nette annuelle moyenne calculée par Imassi et Snoussi (2003). Même s'il n'existe pas de relation linéaire claire entre l'évolution de la charge sédimentaire fluviale et l'évolution côtière deltaïque, l'érosion des deltas peut être aisément liée à la diminution substantielle de l'apport détritique causée par les barrages. Par ailleurs, les fluctuations des taux d'évolution côtière remarquées sur les séries temporelles spécifiques à l'étude de chaque delta peuvent être aussi liées à des conditions exceptionnelles d'approvisionnement en sédiments, associées à de plus grandes crues fluviales, à des phases de plus faible remaniement par les houles, relatives à des occurrences de tempêtes moindre, ou encore à des rejets de sédiments épisodiques lors de lâchés de barrages (Annexe P). Cela semble notamment être le cas, pour illustration, pour les deux pics, entre 1992 et 2005 et entre 2011 et 2015, d'évolution côtière du delta du Rhône. Le premier correspond sans doute à l'effet des rejets de sédiments artificiels des réservoirs du Rhône sur l'apport sédimentaire par les entreprises qui exploitent les barrages, à hauteur environ de 1,7 Mt, et d'une inondation de temps de retour de 1 000 ans en décembre 2003. Le second pic pourrait correspondre à des rejets de sédiments provenant des barrages, en 2012, d'un même volume que l'épisode précédent. Maillet et al. (2006) ont notamment calculé à partir d'un différentiel bathymétrique un total de 600 000 m^3 de sédiments transportés depuis le bassin jusqu'au delta du Rhône et sa zone inférieure proche-côtière, suite à la crue exceptionnelle de 2003.

Huit autres deltas sont à la fois en érosion globale et sujets à une érosion particulière localisée au niveau des embouchures. Cependant, leur trait de côte ne tend pas vers une linéarisation. Il s'agit des deltas du Burdekin, du Dniepr, du Limpopo, de la Magdalena, du Mahanadi, du Mississippi, du Shatt el Arab et du Godavari. L'absence d'aplatissement, combinée à cette érosion locale et globale, indiquerait qu'il s'agit préférentiellement de conditions d'appauvrissement en sédiments, plutôt que de l'action de remaniement par les houles et courants associés. Les deltas de l'Arno et du Cunene ne sont pas en érosion au niveau de leur embouchure respective. Aucune linéarisation côtière n'est également observée. Quant aux deltas de l'Arno et du Cunene, l'érosion globale observée sur le moyen terme ne transparaît par au niveau de l'embouchure, ni sous forme d'aplatissement.

Parmi les sept deltas considérés sans évolution significative, trois possèdent des littoraux qui à la fois reculent aux embouchures et s'aplatissement sur l'ensemble du delta. L'intérêt de l'étude spécifique de l'évolution côtière aux embouchures prend alors toute son importance dans de telles conditions. En effet, l'observation d'une érosion globale précisément à l'exutoire peut être considérée comme un précurseur d'une tendance hautement probable vers une extension de l'érosion le long du littoral deltaïque entier. D'autre part, cela signifierait un réajustement probablement excessif de la distribution des sédiments depuis la sortie fluviale vers les côtes adjacentes par les courants littoraux, au détriment de la zone estuarienne. Ce fait, combiné à l'absence de progradation globale du delta, suggère une fragilisation côtière récente qui pourrait entraîner le delta dans un état d'érosion généralisée dans un futur proche. Les deltas de l'Ayeyarwady et du Mékong se trouvent dans une situation inquiétante du fait d'une absence de tendance à la progradation et des faibles taux d'avancée sur les dernières décennies, malgré des embouchures qui ne reculent pas et un littoral qui ne se linéarise pas.

Concernant les deltas dits en progradation générale, ceux de l'Amazone, de l'Orange et du Paraíba do Sol reculent tout de même aux embouchures et s'aplatissent progressivement. Cette évolution témoigne d'une forte redistribution des sédiments, en quantités encore néanmoins suffisantes pour assurer la poursuite du développement deltaïque global. Cette interprétation est d'autant plus plausible pour le cas des deltas du Baram et du Fleuve Rouge pour lesquels les embouchures maintiennent une progradation significative, et encore plus concernant les deltas de la Paraná et de l'Orénoque, semble-t-il moins affectés par les courants, agents de redistribution sédimentaire, puisqu'aucun aplatissement du trait de côte n'est remarqué.

L'évolution du littoral deltaïque est un bon indicateur de leur devenir et des points chauds de fragilisation. Lorsque l'érosion atteint l'embouchure, la situation est plus alarmante car cela signifie qu'un déficit sédimentaire existe, ce qui est souvent le point de départ d'une rétrogradation globale du delta.

2. Une réponse inégale des deltas face à l'anthropisation accrue : quelle vulnérabilité ?

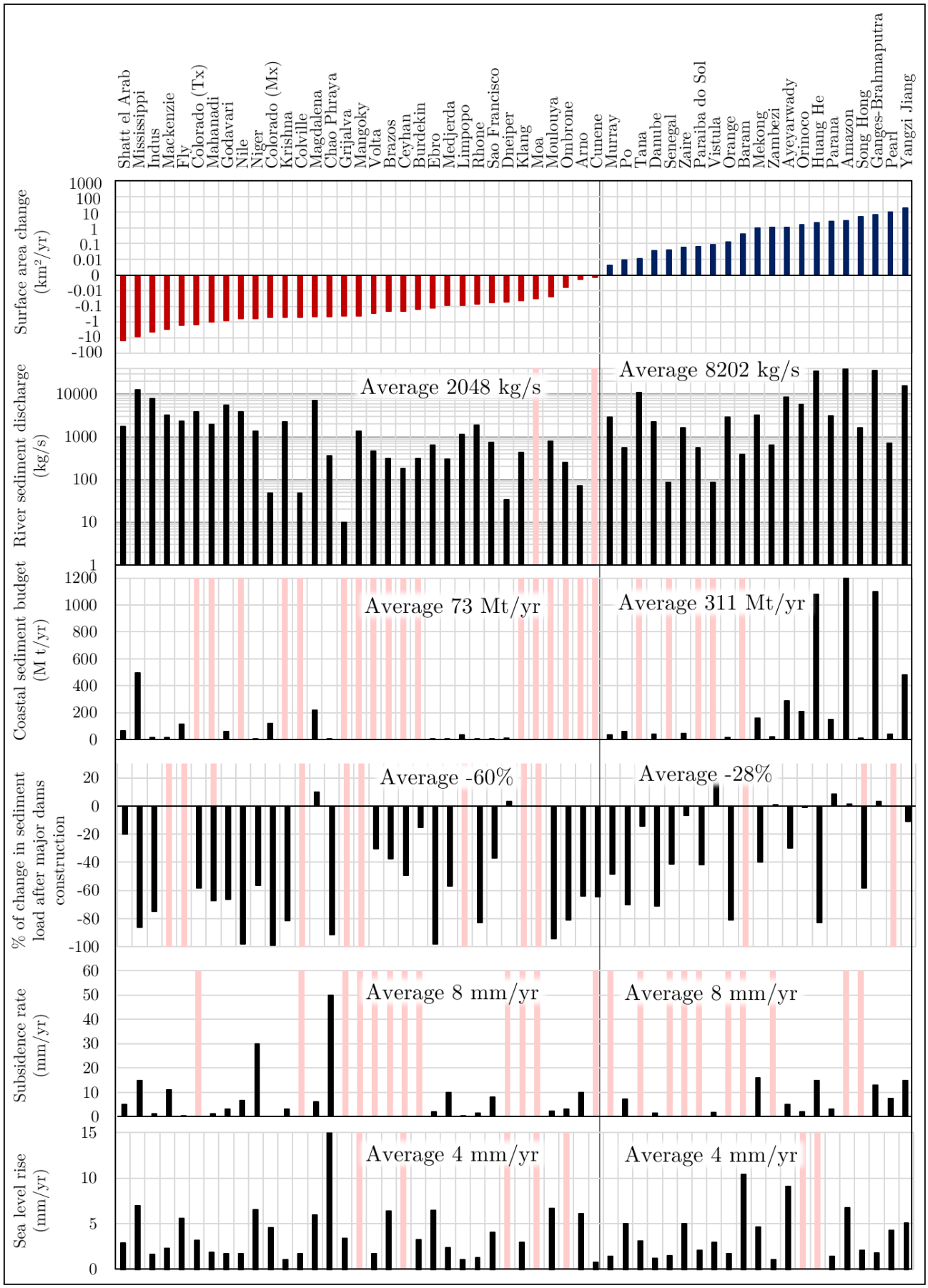
Les fleuves déversent de l'eau douce, des solides dissous et des sédiments, en suspension et par transport de fond, dans les mers et océans. Ils jouent un rôle fondamental dans la dynamique physique, chimique et biologique des systèmes côtiers et marins. Les travaux de cette thèse portent en partie sur l'une de ces actions clés, celle du transport détritique, puisqu'il assure le développement deltaïque. Sa quantité peut être fortement impactée par un certain nombre de facteurs naturels, mais aussi anthropiques inhérents aux bassins versants associés, observables pour ces derniers sur l'évolution du climat, la croissance et la répartition démographique, le développement économiques, l'utilisation des terres.

La recherche d'explications aux tendances et états d'érosion des deltas, du moins au ralentissement de la progradation, dresse un schéma multivarié des causes possibles. L'étude des séries temporelles des houles n'ont pas montré de tendance nette à l'augmentation du nombre de tempêtes. Cependant, des climats de houle constants peuvent avoir des influences croissantes si des déséquilibres s'opèrent sur d'autres mécanismes avec lesquels les houles interagissent.

La comparaison des résultats du changement côtier surfacique annuel (km^2/an) avec ceux de la charge sédimentaire fluviale, du budget sédimentaire parvenant à la côte, du changement de charge sédimentaire à l'issue de la construction de barrages majeurs, et du taux de subsidence, fait ressortir des tendances qui ne surprennent pas (Figure V - 5). Les deltas alimentés par les charges sédimentaires les plus importantes progradent significativement, à l'image du Gange-Brahmapoutre, de l'Amazone ou encore du Fleuve Jaune et du Chang Jiang. Ils font également partie des fleuves épargnés par les barrages construits qui ne sont pas encore suffisants pour entraîner une diminution de la charge fluviale à des niveaux néfastes pour le développement deltaïque. Pourtant des pertes de vitesse de progradation ont été observées, notamment sur le littoral du delta de l'Amazone, voire une apparition d'un recul global progressivement accru sur celui du delta du Gange-Brahmapoutre. Les deltas qui perdent une surface côtière supérieure à

celle des zones progradantes sont aussi parmi les deltas les moins fournis en sédiments fluviaux. La fragilité due à cette relativement faible charge détritique est par ailleurs exacerbée par des pertes sédimentaires pour la plupart importantes, jusqu'à près de la totalité des alluvions, à l'issue des constructions de barrages.

Figure V - 5. (Page suivante) Graphique confrontant les changements sédimentaires fluviaux, la subsidence de la plaine deltaïque et la montée du niveau marin avec les évolutions côtières surfaciques des deltas: (a) l'évolution littorale en variation surfacique annuelle ; (b) la charge sédimentaire fluviale actuelle ; (c) le budget sédimentaire parvenant à la côte documenté ; (d) le pourcentage de perte sédimentaire fluviale depuis la construction des barrages ; (e) le taux de subsidence de la plaine deltaïque ; (f) le taux d'élévation annuelle du niveau marin. Les bandes rose pâle indiquent les données non documentées.


Shatt el Arab
Mississippi
Indus
Mackenzie
Fly
Colorado (Tx)
Mahanadi
Godavari
Nile
Niger
Colorado (Mx)
Krishna
Colville
Magdalena
Chao Phraya
Grijalva
Mangoky
Volta
Brazos
Ceyhan
Burdekin
Ebro
Medjerda
Limpopo
Rhone
Sao Francisco
Dneiper
Klang
Moa
Moulouya
Ombrone
Arno
Cunene
Murray
Po
Tana
Danube
Senegal
Zaire
Paraiba do Sol
Vistula
Orange
Baram
Mekong
Zambezi
Aveyarwady
Orinoco
Huang He
Parana
Amazon
Song Hong
Ganges-Brahmaputra
Pearl
Yangzi Jiang
Surface area change (km²/yr)
River sediment discharge (kg/s)
Average 2048 kg/s
Average 8202 kg/s
Coastal sediment budget (M t/yr)
Average 73 Mt/yr
Average 311 Mt/yr
% of change in sediment load after major dams construction
Average -60%
Average -28%
Subsidence rate (mm/yr)
Average 8 mm/yr
Average 8 mm/yr
Sea level rise (mm/yr)
Average 4 mm/yr
Average 4 mm/yr

Globalement, sur la base des données disponibles, la charge solide des deltas en érosion est en moyenne de 2 050 kg/s contre environ 8 200 kg/s pour ceux qui progradent, soit presque quatre fois plus faible, tout comme le budget sédimentaire atteignant la côte (Figure V - 5). De même, la perte sédimentaire liée principalement à la construction des barrages est en moyenne plus de deux fois plus importante pour les deltas en érosion. Quant à la subsidence et l'élévation du niveau marin, elles semblent affecter de manière équivalente en moyenne les deux groupes de deltas de l'étude, avec des taux moyens proches voire égaux. L'accélération de la subsidence devrait être une manifestation de la vulnérabilité croissante des deltas, connexe à celle de l'érosion côtière, car la compensation de la compaction naturelle superficielle ne devrait plus être suffisante au regard des importantes pertes sédimentaires fluviales de la plupart des fleuves étudiés. A première vue, le delta du Chao Phraya semble être le plus menacé de par sa forte perte détritique, de plus de 90% depuis la construction de barrages majeurs, son taux de subsidence considérablement élevé de presque 5 cm/an et l'élévation du niveau marin dans son environnement proche la plus forte répertoriée, d'environ 15 mm/an. En discrétisant par la méthode de la progression géométrique les variables définissant la charge sédimentaire fluviale, le taux de subsidence, la densité de population et l'élévation du niveau marin, par la méthode standard, celle du taux d'évolution surfacique côtier, et par la méthode d'amplitudes égales, celle relative à la perte sédimentaire suite à la construction de barrages, un barème peut être déduit pour classer hiérarchiquement les deltas en fonction de leur vulnérabilité (Tableau V - 1) :

- Les deltas considérés très fortement vulnérables, par leur fragilisation et l'exposition de leur population, sont au nombre de 18 et peuvent se décliner en deux groupes distincts :
    - Le premier assemble les deltas du Chao Phraya, du Niger, de l'Arno, de la Medjerda, du Sao Francisco, du Mississippi et du Nil. Presque tous sont peuplés de plus de 200 habitants par kilomètre carré (respectivement 70 et 79 hab./km^2 sur les deltas du Sao Francisco et du Mississippi). Leur variation côtière traduit une érosion significative, notamment très forte le long du delta du Mississippi, ainsi que des taux de subsidence élevés. Par ailleurs, l'élévation du niveau de la mer est importante à l'exception des littoraux deltaïques de la Medjerda et du Nil, qui sont tout de même impactés par la subsidence. Enfin, cette catégorie rassemble les deltas étant privés d'une grande part de la charge sédimentaire fluviale qui les alimente, à la suite de la construction de barrages majeurs.

- Le second groupe décrivant des deltas hautement vulnérables se compose des deltas de l'Indus, du Krishna, du Godavari, du Mahanadi, de la Volta, de l'Ebre, de la Moulouya, du Brazos, du Ceyhan-Seyhan, du Rhône, de l'Ombrone et du Cunene. Tous sont occupés par une densité de population importante, de près de 70 hab./km² (Ombrone) à plus de 600 hab./km² (Indus). Ces populations sont exposées à l'érosion globale des côtes deltaïques, à l'élévation importante du niveau marin dans le cas de trois d'entre eux, à une baisse drastique de la charge sédimentaire transportée par les fleuves à l'issue de la construction de barrages, mais à une faible subsidence.

- D'autres deltas sont également considérés vulnérables, dans une moindre mesure relativement à l'importance de l'occupation humaine et la magnitude de forçages entraînant la fragilisation :

  - Les deltas du Klang, de la Magdalena, de la Volta, du Shatt el Arab, du Limpopo, du Dniepr et de la Grijalva sont tous en érosion côtière significative et sont largement peuplés, de 74 hab./km² (Grijalva) à plus de 850 hab./km² (Klang). Par ailleurs, les pertes sédimentaires liées aux barrages, lorsqu'elles sont connues, restent relativement faibles (inférieures ou égales à 20% de réduction).

  - Quant aux deltas des deux fleuves Colorado (Mexique et Texas), la situation reste un état de vulnérabilité préoccupante, bien que les populations y soient en faible densité, par l'érosion côtière notable et les pertes majeures de sédiments fluviaux par le concours principal des retenues de barrages.

  - La troisième sous-classe de cette catégorie de deltas considérés vulnérables regroupe les deltas restants en érosion côtière, peu occupés par les sociétés et pauvres en informations sur les éventuelles diminutions sédimentaires ou encore la vitesse de subsidence. Ces érosions globales sont, de fait, difficiles à expliquer. Il pourrait s'agir, pour le cas du delta du Burdekin, d'un effet de l'abandon partiel de son lobe deltaïque par le fleuve (Partie IV, Chapitre 1, Section 2.1.2) suivant la déviation progressive du chenal principal vers le Sud.

- La catégorie suivante de deltas regroupe ceux qui présentent une certaine vulnérabilité extrinsèque à une érosion côtière généralisée. En effet, les conséquences des contraintes naturelles et anthropiques ne se manifestent pas encore en termes de recul littoral, mais, pour certains, apparaissent sous forme d'un ralentissement progressif de la progradation deltaïque. C'est notamment le cas des deltas du Mékong, du Gange-Brahmapoutre, du Sénégal, du Paraíba do Sol ou encore du Pô (Figure IV - 12 et Figure IV - 13) :

    - Les deltas du Fleuve Jaune, du Mékong, de l'Ayeyarwady et du Pô sont progradants mais sont aussi occupés par une population dense, sujets à une rapide subsidence et une élévation du niveau marin soutenue, ainsi qu'à une réduction importante de leur charge sédimentaire fluviale par la retenue des barrages.

    - Les deltas du Pearl, du Chang Jiang et du Gange-Brahmapoutre auraient pu être intégrés à la première sous-classe, de par leur extrêmement forte densité de population (de 244 à 2 800 hab./km²), mais leur charge sédimentaire reste parmi les plus élevées des deltas étudiés et la réduction est négligeable, contrairement aux quatre précédents deltas énoncés.

    - Enfin, les deltas du Danube, de l'Orange, du Fleuve Rouge, du Sénégal, du Paraíba do Sol et du Murray n'exposent pas de population importante aux aléas côtiers, les élévations du niveau marin restent modestes, mais ils sont fragilisés par des réductions sédimentaires comprises entre 41% et 81% après la construction des barrages, ce qui peut suffire à menacer de manière durable le devenir de ces deltas. Concernant le delta du Danube, une avancée sur 30 ans est observée, malgré une baisse de l'approvisionnement en sédiments fluviaux. Alors que la charge sédimentaire a diminué de manière significative à la suite des constructions de barrages (70%), le débit liquide à l'embouchure du Danube a peu varié, ce qui pourrait être un facteur important dans la relation entre le débit du fleuve et son « effet d'épi-hydraulique » sur le remaniement par les vagues des dépôts d'embouchure (Anthony, 2015). Un autre facteur pourrait résider dans le fait que l'approvisionnement en charge de fond du Danube vers la côte conserve pratiquement les mêmes valeurs que la charge estimée avant la construction des barrages, mais il s'agit d'une question encore non résolue.

Zainescu et al. (2017) ont également mis en évidence un niveau sans précédent de faible activité de tempête sur le delta du Danube depuis 2006, qui a été accompagné de dépôts fluviaux plus importants aux embouchures du delta et de remaniements réduits par les vagues.

- La dernière catégorie de cet essai de hiérarchisation de la fragilité deltaïque contient l'ensemble des deltas peu ou pas vulnérables sur le moyen terme, à l'échelle pluri-décennale :

    - Les deltas de la Vistule et du Baram ne sont pas considérés comme fragiles car, d'une part, ils sont en progradation significative relativement constante (Figure IV - 9), d'autre part, la population y est très faible. Les autres variables étudiées ne montrent pas d'altération au bon développement de ces deltas (subsidence, évolution de la charge sédimentaire), mise à part une élévation du niveau marin élevée (10,46 mm/an) à proximité du delta du Baram.
    - La particularité du delta du Paraná tient de son état de progradation significative, sa forte population, sa large fourniture en sédiments fluviaux jusqu'alors préservée.
    - Enfin, les deltas du Zambèze, du Congo, de l'Orénoque, de la Tana et de l'Amazone sont à la fois peu peuplés, en progradation globale et alimentés par d'importants flux sédimentaires négligemment altérés (moins de 15% de perte pour la variation la plus importante, à la suite de la construction de barrages sur la Tana).

Tableau V - 1. (Page suivante) Tableau proposant la hiérarchisation de la vulnérabilité à partir d'un classement d'importance de dix critères sélectionnés sur chaque delta, discrétisés statistiquement individuellement en six classes sur la méthode des séries géométriques. Les variables étudiées sont la charge sédimentaire actuelle, la subsidence, la densité de population, l'évolution côtière, l'élévation du niveau marin et le niveau de perte sédimentaire fluviale après la construction des barrages. Le gradient de couleur choisi progresse des nuances de bleu, du foncé au pâle, respectivement relatives aux valeurs extrêmement faibles ('---'), faibles ('--') et modérément faibles ('-'), aux nuances de rouge, avec les valeurs proches de la médiane (rouge pâle, '+'), élevées (rouge vif, '++') et extrêmement élevées (rouge foncé, '+++'). Un descriptif général est proposé pour chaque groupement de deltas présentant des caractères communs de vulnérabilité.

		Deltas	Sediment load	Subsidence	Population density	Coastal area change (+ erosion / - accretion)	Sea level rise	Loss of sediment load after dam construction
Strong vulnerability	Large population + sea level rise + subsidence + loss of sediment after dam construction + erosion	Chao Phraya	-	+++	+++	+	+++	+++
		Niger	+	+++	++	+	++	+
		Arno	--	++	++	+	++	++
		Medjerda	-	++	++	+	-	+
		Sao Francisco	+	+	+	+	+	+
		Mississippi	+++	++	+	+++	++	+++
		Nile	++	+	+++	+	--	+++
	Large population + sea level rise + loss of sediment after dam construction + erosion	Indus	++	--	++	++	--	++
		Ebro	+	-	+	+	++	+++
		Moulouya	+	-	+	+	++	+++
		Brazos	-		+	+	++	+
		Krishna	+	-	++	+	---	+++
		Godavari	++	-	++	+	--	++
		Mahanadi	+	--	++	+	--	++
		Volta	-		++	+	--	+
		Ceyhan-Seyhan	-		+	+		+
		Rhone	+	--	+	+	---	+++
		Ombrone	-	-	+	+		+++
		Cunene			+	+	---	++
Vulnerable to coastal erosion and other	Large population + coastal erosion	Klang	-		+++	+	-	
		Magdalena	++	+	++	+	++	---
		Shatt el Arab	+	+	+	+++	-	-
		Limpopo	+	---	+	+	---	
		Dneiper	---		+	+		--
		Grijalva	---		+	+	-	
	Deltas + loss of sediment after dam construction + coastal erosion	Colorado (Mx)	--	-	-	+	+	+++
		Colorado (Tx)	++		--	+	-	++
	Other deltas in erosion	Colville	--		---	+	--	
		Mackenzie	++	++	---	++	-	
		Fly	+	---	---	+	+	
		Burdekin	-		--	+	-	--
		Mangoky	+		--	+		
		Moa			-	+		
Vulnerable to subsidence and other	Prograding delta but large population + subsidence + sea level rise + loss of sediment load after dam construction	Huang He	+++	++	++	--		+++
		Mekong	++	++	++	-	+	+
		Ayeyarwady	++	+	++	-	++	+
		Po	-	+	+	-	+	++
	Prograding deltas but large population + sea level rise + subsidence	Pearl	+	+	+++	---	+	
		Yangzi Jiang	+++	++	+++	---	+	--
		Ganges-Brahmaputra	+++	++	+++	---	--	--
	Prograding deltas but loss of sediment after dam construction	Danube	+	--	+	-	---	++
		Orange	++		--	-	--	+++
		Song Hong	+		+++	--	--	++
		Senegal	--		+	-	--	+
		Paraiba do Sol	-		+	-	--	+
		Murray	++		--	-	--	+
No vulnerability	Very few population + prograding delta	Vistula	--	-	--	-	-	---
		Baram	-		-	-	+++	
	Large population + prograding delta + large sediment supply	Parana	++	-	++	--	--	---
	Few population + prograding delta + large sediment supply	Zambezi	+		-	-	---	--
		Zaire	+		-	-	+	--
		Orinoco	++	-	--	-		--
		Tana	+++		-	-	-	--
		Amazon	+++		---	--	++	--

Près de la moitié (8 sur 15) des deltas cités dans les travaux de Syvitski et al. (2009), dits « en péril » ou à « haut risque de submersion marine » (niveaux 3 et 4), sont rétrogradés à des niveaux plus faibles de vulnérabilité dans la classification proposée dans cette thèse (Figure V - 6). La subsidence reste, pour une majeure partie d'entre eux, une caractéristique présente dans les critères de vulnérabilité observés mais les autres indicateurs pris en compte nuancent leur position dans le classement. La plupart d'entre eux ne suivent pas une tendance significative à l'érosion côtière mais au contraire progradent sur les dernières décennies. Par ailleurs, quatre deltas de la liste des espaces en péril de Syvitski et al. (2009) conservent leur place au niveau 4 dans le nouveau classement proposé (deltas du Krishna, du Nil, du Rhône et du Sao Francisco), car de nombreux autres indicateurs de vulnérabilité viennent s'ajouter à celui de la subsidence. Trois autres deltas rejoignent ces derniers (deltas du Godavari, de l'Indus et du Mahanadi), dans la classe du plus haut niveau de vulnérabilité. Le delta du Danube reste au deuxième niveau, en tant que « delta à risque », compte tenu de son taux de subsidence et de la réduction sédimentaire par la construction des barrages, malgré un état de progradation côtière global. Le delta du Limpopo, quant à lui, passe au niveau 3, tandis que celui du Fly, malgré une faible exposition humaine et une subsidence anthropique négligeable, passe d'un niveau « sans risque » (Syvitski et al., 2009) à un niveau 3, soit vulnérable, du fait d'une érosion côtière généralisée. A l'exception de ce delta, les autres annoncés par les auteurs dans le niveau 1 (sans risque) conserve leur position dans le classement proposé de cette thèse (deltas de l'Amazone, du Congo et de l'Orénoque). Les niveaux de vulnérabilité définis par Syvitski et al. (2009) ne concernent que les expositions aux submersions marines par l'action de la subsidence, de l'élévation relative du niveau marin. Le type de vulnérabilité caractérisé dans cette thèse fait état des risques de submersion côtière non seulement par la subsidence mais aussi par l'érosion littorale, par le facteur d'aggravation associée aux réductions d'apports sédimentaires par la rétention des barrages ainsi que par l'exposition des populations en fonction de leur densité. Ainsi, la vulnérabilité peut être proprement définie comme un niveau dans lequel un système (le delta) est susceptible de subir des dommages (environnementaux et humains) en raison d'une exposition (population) à un danger (submersion marine), à une perturbation (érosion côtière, subsidence) et/ou un stress/facteur de stress (population, déficit sédimentaire) (Wolters et Kuenzer, 2015).

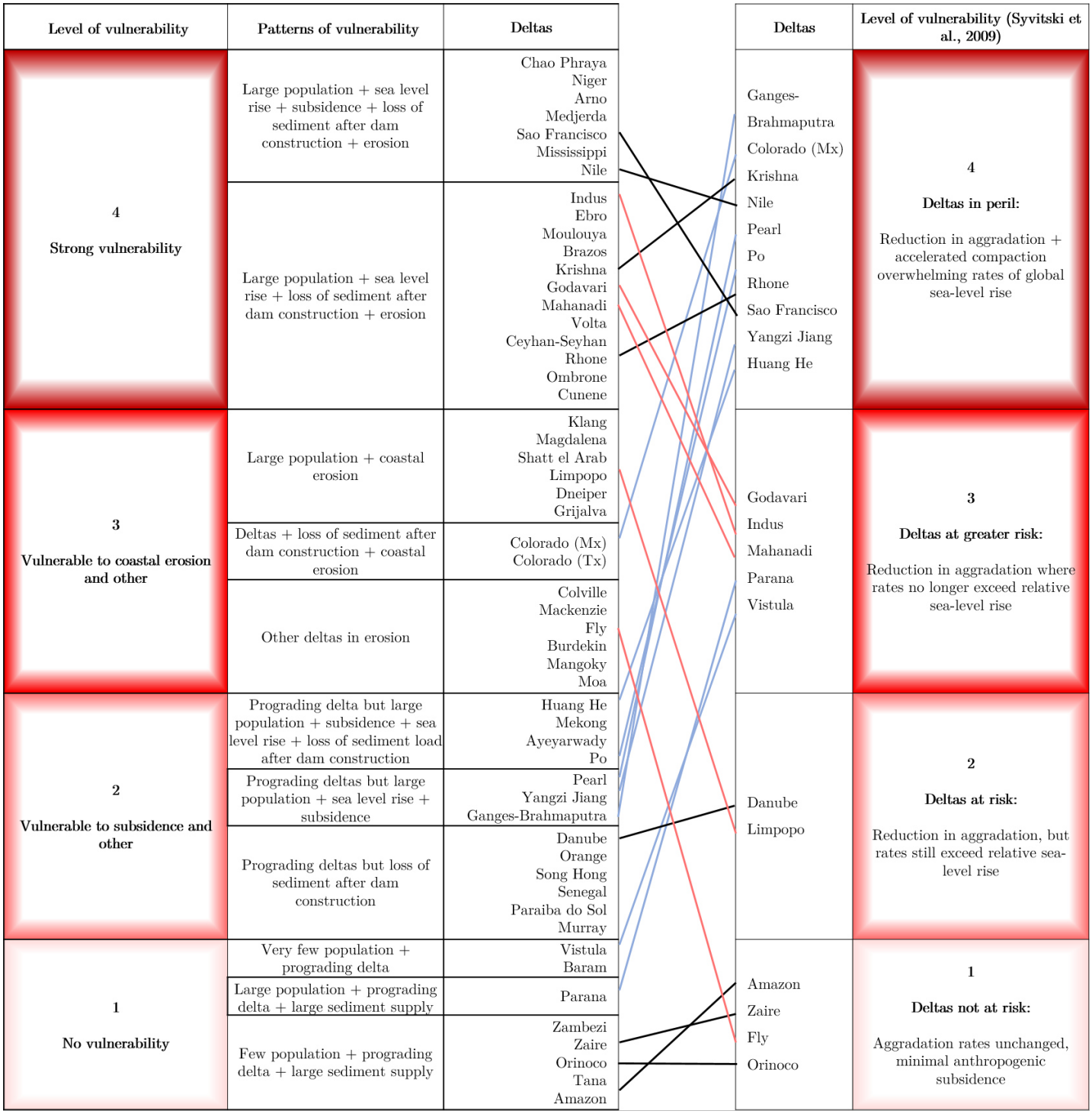


Figure V - 6. Comparaison des niveaux de vulnérabilité deltaïque entre la classification élaborée dans ces travaux de thèse (voir Figure V - 5) et la classification de Syvitski et al. (2009))

La combinaison de l'examen des évolutions côtières, des facteurs de fragilisation et d'atténuation et des implications humaines montre que l'aplatissement avéré du littoral et les

embouchures en rétrogradation touchent une majorité de deltas, préférentiellement les deltas les plus vulnérables au regard des pertes de volumes sédimentaires à l'occasion des constructions de barrages, ainsi que de l'élévation relative du niveau marin dont les ordres de grandeurs peuvent être estimés par la subsidence et l'élévation nette du niveau de la mer (Figure V - 7).

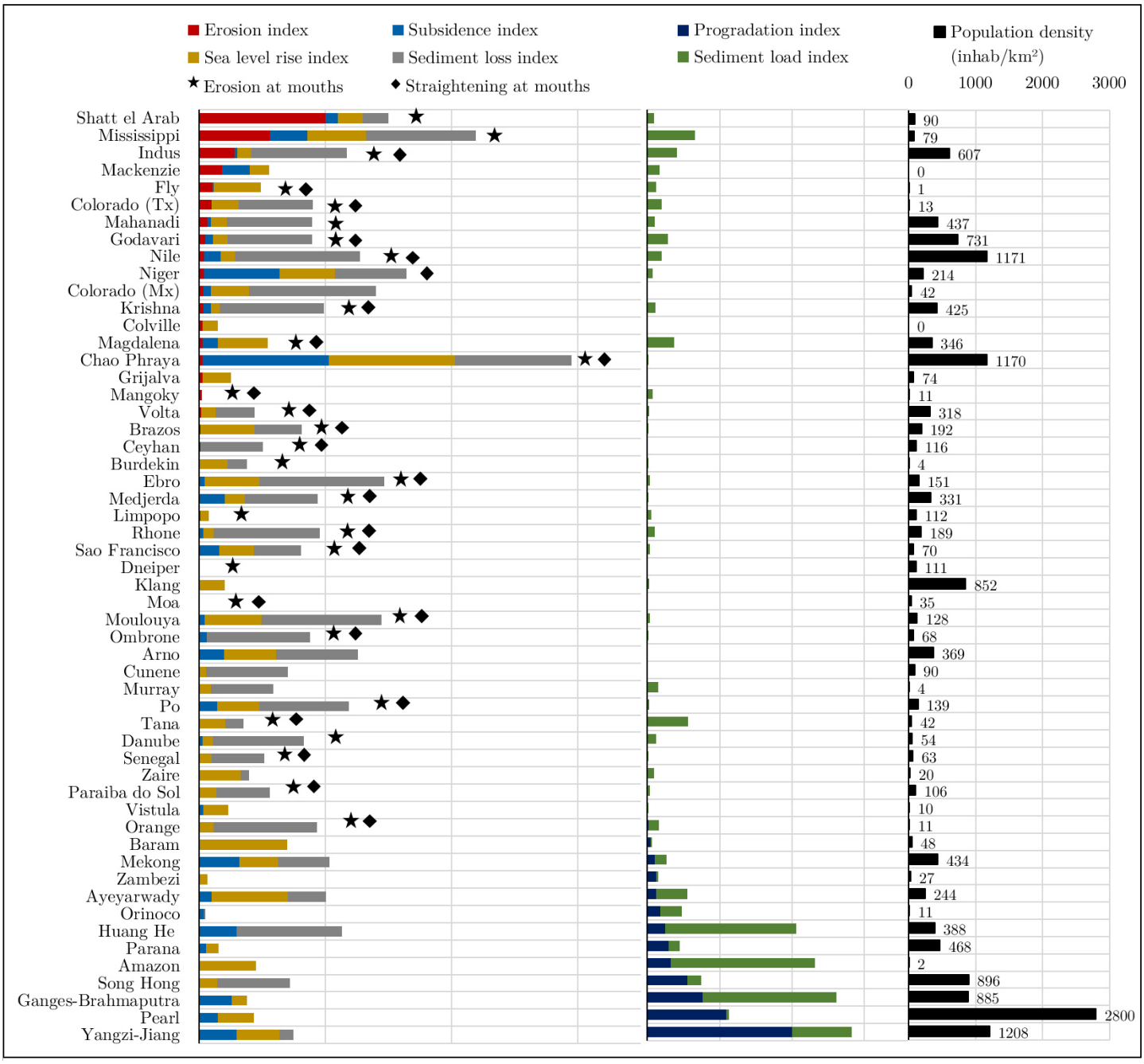


Figure V - 7. (Page précédente) Graphiques emboîtés fournissant des indications de comparaison entre les deltas étudiés concernant leur vulnérabilité actuelle, leur résistance et leurs enjeux humains. Le graphique de gauche présente un indicateur d'importance de l'érosion lorsqu'elle est généralisée au delta (rouge), d'intensité d'élévation du niveau marin (jaune), de vitesse de subsidence (bleu), d'ampleur de la perte sédimentaire à l'issue des constructions de barrages (gris) et l'existence éventuelle d'une érosion localisée aux embouchures (symbole étoile) et/ou d'une linéarisation du trait de côte (symbole losange). Le graphique du milieu indique le niveau importance d'avancée des deltas en progradation (bleu foncé) et de charge sédimentaire fluviale actuelle (vert). Le graphique de droite indique la densité de population vivant dans les plaines deltaïques étudiées.

Un faible nombre de deltas semble encore épargné en termes d'érosion globale et de disponibilité sédimentaire encore importante, mais une grande partie d'entre eux tend à se fragiliser par de fortes pertes détritiques récentes liées aux retenues des barrages, notamment les deltas du Fleuve Rouge et du Fleuve Jaune, par l'élévation du niveau marin importante, telle que près des deltas de l'Ayeyarwady, de l'Amazone, du Chang Jiang et du Pearl, ces deux derniers étant également affectés par des taux de subsidence parmi les plus élevés des espaces étudiés. Un nombre insignifiant de deltas est exempt de pression anthropique directe, à l'image des deltas de la Vistule et de l'Orénoque. Toutefois, les observations et les prédictions des changements climatiques sont susceptibles de mettre à mal leur développement, notamment par le biais des perturbations dans les régimes de précipitations ou encore de la montée du niveau de la mer. Actuellement, 7 deltas de contexte semi-aride à aride sont en état d'érosion significative, les deltas du Shatt el Arab, du Mangoky, du Limpopo, du Colorado (Mx), de l'Indus, du Nil et du Cunene. Deux autres n'évoluent plus au moins au cours des trois dernières décennies, les deltas du Sénégal et de l'Ord. Ces deltas semblent être sujets à des taux de subsidence et d'élévation du niveau marin modestes relativement aux valeurs d'autres deltas dans des états similaires d'évolution côtière. Par ailleurs, les réductions sédimentaires par la rétention des barrages ne sont pas homogènes, à l'image du delta du Shatt el Arab, qui enregistre les plus importants reculs côtiers parmi cette liste de deltas mais qui n'a subi qu'une perte sédimentaire de 20% depuis la construction des barrages. A l'inverse, les deltas du Nil et du Colorado (Mx) ont perdu 98 à 99% de leur charge sédimentaire fluviale mais s'érodent à des vitesses plus faibles. Pourtant, un phénomène commun pourrait accentuer dans les années futures leur sensibilité côtière déjà régulée dans ses apports fluviaux par l'intermittence ou la faiblesse des apports sédimentaires liée au climat sec (Figure V - 8). Les résultats d'études sur des indicateurs climatiques tels que l'évolution du dioxyde de carbone atmosphérique et océanique

montrent une tendance à la diminution importante des précipitations, notamment en saison sèche, dans ces régions arides et semi-arides, particulièrement touchées.

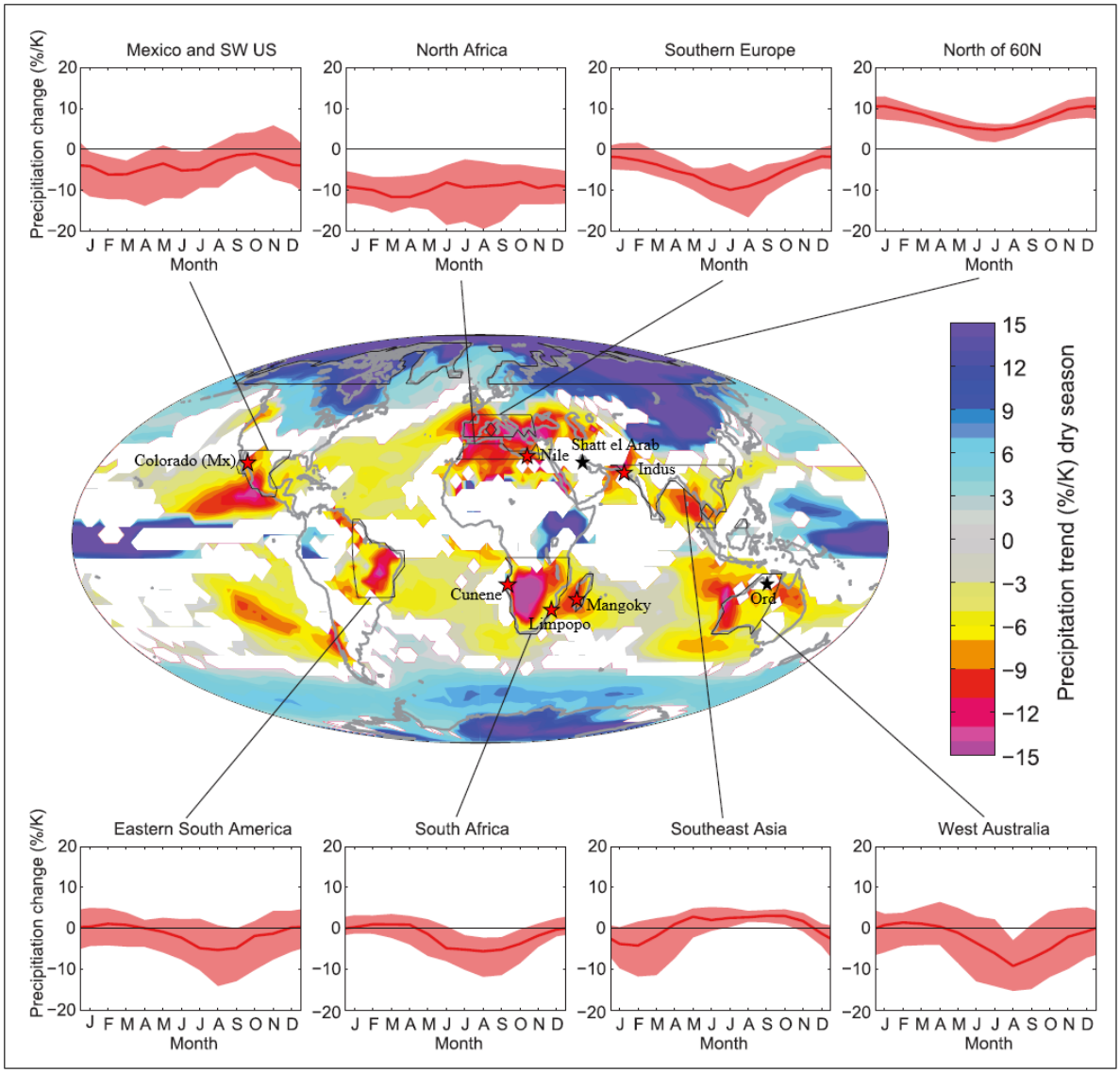


Figure V - 8. Changements prévus en moyenne de la répartition mondiale des précipitations par degré de réchauffement (pourcentage de variation des précipitations par degré de réchauffement, par rapport à la période de référence 1900 – 1950), en saison sèche, basés sur une suite de 22 simulations du modèle de circulation générale Océan – Atmosphère (Atmosphere–Ocean General Circulation Models, AOGCM) pour un scénario futur modéré (scénario A1B, Meehl et al., 2007). Les zones blanches sur la carte couvrent les espaces où moins de 16 et 22 modèles sont cohérents sur le signe de changement. Les étoiles rouges localisent les deltas de contexte semi-aride à aride en érosion significative Les données sont calculées mensuellement sur plusieurs grandes régions et sont représentées sous la forme de huit graphiques. Les lignes rouges montrent la meilleure estimation (médiane) des évolutions dans ces régions, tandis que l'enveloppe rouge clair indique la plage probable des modèles (Solomon et al., 2009).

Les deltas les plus petits semblent les plus sensibles aux érosions. Pourtant, ce sont les deltas de taille intermédiaire qui paraissent répondre le plus violemment aux réductions sédimentaires par la rétention des barrages. En effet, une étude comparative des deltas Méditerranées n'a pas montré de relation claire entre la diminution des volumes sédimentaires fluviaux, depuis la construction des barrages, et les taux d'érosion côtière. Les plus grands deltas ne semblent pas non plus réagir immédiatement et notablement aux diminutions des apports détritiques à l'issue des aménagements fluviaux pour la production d'électricité et l'irrigation. Quelques exceptions parmi eux, notamment le Mékong, le Niger ou encore le Nil, montrent des signes de fragilisation accrue sur les dernières décennies, probablement en concordance avec l'apparition de perturbations pérennes dans les volumes sédimentaires liées aux constructions de barrages et réservoirs. L'explication pourrait tenir de l'Histoire contextuelle des deltas. En effet, les deltas Méditerranéens, de relativement petite taille, globalement composés de sables, sont depuis le commencement de leur construction contraints par des apports modestes, régis par des régimes hydrologiques moyens, aux variations saisonnières régulées. Pour se développer, ils ont dû s'adapter. Leurs dimensions sont alors bien plus petites que celles de deltas aux apports hydro-sédimentaires importants, notamment dans les régions tropicales. Ces derniers sont en grande partie composés de vases en quantités considérables. Ces deltas ne sont pas « habitués » aux pénuries sédimentaires, pouvant d'ordinaire survenir en milieu aride ou semi-aride, ou du moins aux apports modestes des deltas de Mer Méditerranée. Certains des plus grands fleuves ne sont pas impactés par les diminutions sédimentaires liées aux barrages, à l'image de l'Amazone, de l'Orénoque ou encore du Chang Jiang, ce qui pourrait expliquer la persistance de leur progradation. D'autres encore, également en globale avancée côtière, jouissent de volumes sédimentaires apportés encore considérables malgré les réductions drastiques par les barrages, du fait des stocks initiaux très importants, tels que concernant le Fleuve Rouge et le Fleuve Jaune. Les changements majeurs dans les stocks en amont, par notamment la construction de barrages et réservoirs, auraient des effets importants sur la progradation naturelle des grands deltas, par la large rétention des particules fines et la fragilisation exponentielle du littoral lors de pertes de ce type de matériel détritique, par rapport à la relativement faible réponse côtière observée en Méditerranée, face à des diminutions de volumes sableux. Pour autant, un fait majeur est à prendre en compte : le temps de réponse entre la retenue massive des barrages et la survenance des érosions. Les grands deltas montrant une rétrogradation accrue sur les dernières décennies, tels que les deltas du Mékong, du Niger, du Gange-Brahmapoutre, du Mississippi, ont connu une construction

exponentielle des barrages au début des années 1970, voire même avant. A L'inverse, d'autres grands deltas encore en progradation actuellement, pour exemples, les deltas de l'Amazone, de l'Orénoque, du Fleuve Jaune, ne se voient intensivement aménagés qu'à partir du milieu des années 1980. Un délai de réaction et d'ajustement entre les changements majeurs de volumes sédimentaires disponibles et ceux de la morphologie littorale semble être l'une des explications dans les différences de comportement morphodynamique et de vulnérabilités entre les grands deltas, en parallèle aux différences de niveau d'anthropisation entre eux.

De manière générale, les deltas constitués d'une surface de protubérance vaste montrent des variations côtières, relativement à leurs dimensions, moins importantes que les plus petits deltas (Partie IV, Chapitre 1, Section 1.1.3). Ce contraste pourrait résulter d'une combinaison de trois facteurs : (1) la baisse relativement faible de l'approvisionnement en sédiments à la suite de la construction des barrages, par rapport à d'autres deltas, (2) un contexte deltaïque relativement à l'abri des vagues et (3) des changements dans les dépocentres de la plaine deltaïque associés à une nette accélération dans la subsidence induite par la pression anthropique. Ce sont autant d'hypothèses probables pour expliquer notamment la subsidence élevée du delta du Pô (7 mm/an) et sa variation côtière deltaïque négligeable, au regard de la grande taille de sa protubérance (Annexe P). Sa subsidence, provenant du compactage accéléré généré par la production de méthane dans le delta depuis la fin des années 1930 jusqu'aux années 1970, a atteint des taux jusqu'à 60 mm/an (Caputo et al., 1970 ; Syvitski, 2008). De façon générale, une période d'observation plus longue serait nécessaire pour déterminer dans quelle mesure le piégeage continu des sédiments en amont des barrages aura un impact, de manière plus définitive et proportionnelle à l'érosion, sur l'évolution du littoral des deltas.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

1. Synthèse de la thèse

L'étude des deltas requiert un effort d'emboîtement élargi d'échelles spatio-temporelles, de croisement disciplinaire approfondi, de remise en question de nombreux acquis tirées des connaissances sur les littoraux sédimentaires meubles, et appliquées à des entités complexifiées par la présence d'embouchures et l'approvisionnement direct en sédiments.

Mon travail de thèse tend vers une nouvelle perception des espaces deltaïques, dans leur globalité voire localement, et dans leurs mouvements comme réponses morphodynamiques aux contraintes naturelles et anthropiques sur les dernières décennies. Pour mieux comprendre les interactions dynamiques, sédimentaires, morphologiques et humaines, soixante deltas ont été sélectionnés et étudiés sur la base d'un large ensemble de données pluri-thématiques et spatiales de résolutions variables. Les deltas sont presque tous affectés par les Hommes, directement, notamment par les infrastructures de protection côtière ou les exploitations massives des sols deltaïques, et/ou indirectement, par les constructions de barrages le long du réseau hydrographique, les déforestations et reforestations dans le bassin versant, par exemple. La précision, la vitesse et les moteurs des adaptations, des fragilisations et des expositions aux aléas des deltas sont autant d'interrogations qui rendent ces espaces complexes. Les méconnaissances d'espaces si changeants sont dangereuses tant pour les écosystèmes que pour les populations.

Un delta « bien portant », par définition, se développe par l'apport de sédiments généralement continu, par la sédimentation associée, par la libre colonisation végétale qui contribue à sa stabilité. L'étude, dans cette thèse, de l'évolution côtière récente des deltas a alors été motivée par le soupçon d'un dérèglement de leur fonctionnement global naturel lié à l'action ajoutée des populations par leur occupation, leurs activités, les pressions occasionnées sur le bassin versant, sur le fleuve, sur le delta, et même sur le contexte climatique global. D'après l'analyse spatiale pluri-décennale, 32 des 60 deltas étudiés reculent significativement au moins sur les trente dernières années, 10 autres ne montrent pas d'évolution globale particulière, et seulement 14 progradent. Le ralentissement progressif de cette accrétion a tout de même été remarqué, notamment pour le cas des deltas du Paraíba del Sol, de l'Orénoque ou encore de l'Amazone. La tendance vers un ralentissement du taux d'avancée, voire une accélération de l'érosion côtière, est observée pour les trois quarts des deltas étudiés. Cet état traduit un effet croissant des forçages marins, des marées mais surtout des houles et des courants associés, relativement à une atténuation de la compétence

énergétique et sédimentaire des fleuves. L'influence des forçages marins est illustrée par la présence de nombreuses cellules de dérive littorale le long des côtes, de flèches littorales en cours d'allongement, d'une linéarisation progressive du littoral aux embouchures, voire d'une exacerbation de l'asymétrie côtière aux exutoires.

Les changements morphologiques et la vulnérabilité en termes d'érosion littorale ont pu être reliés avec les caractéristiques dimensionnelles des deltas, plus particulièrement de leur surface de protubérance développée sur la mer. La même surface d'érosion pour un grand delta et un petit (surface de protubérance inférieure à 300 km²) ne couvre évidemment pas la même superficie de protubérance. Pour une vulnérabilité égale, la surface d'érosion devrait être proportionnelle à cette zone de saillie. Les résultats montrent le contraire, avec une proportion majoritairement plus importante de surface de protubérance perdue dans le cas de petits deltas que dans celui de plus grands deltas.

L'origine de l'érosion côtière à échelle pluri-décennale est difficile à définir. Les facteurs de contribution sont également difficiles à ordonner selon leur niveau d'action. L'un des principaux problèmes est l'imbrication de l'érosion et de la subsidence, induisant toutes deux le recul du littoral. L'érosion peut être accentuée par (1) l'élévation du niveau de la mer, à certains endroits particulièrement rapide (exemple du Chao Phraya), (2) le démantèlement des zones côtières, notamment végétalisées au profit de l'agriculture et l'aquaculture, (3) l'occurrence d'événements extrêmes (tempêtes, cyclones, crues), et (4) la baisse significative des volumes sédimentaires apportés par les fleuves qui sont censés assurer la construction des deltas. La relation entre cette diminution des approvisionnements détritiques et le ralentissement de la progradation et/ou l'accélération de l'érosion n'est pas clairement proportionnelle. La réponse morphodynamique et sédimentaire est plus complexe qu'attendue. Malgré une incontestable et importante baisse des apports pour la plupart des deltas (la baisse sur une décennie des concentrations de matières en suspension apparaît clairement à proximité des côtes deltaïques recevant des volumes sédimentaires fluviaux drastiquement réduits), l'ajustement littoral en termes d'évolution surfacique ne semble ni immédiat, ni évident. Pourtant, le devenir du delta étant intimement lié à la disponibilité sédimentaire fluviale intrinsèque, la diminution des apports devrait être visible, voire proportionnelle. Les nuances peuvent être reliées à :

(1) la nature et la taille des sédiments apportés ainsi que les volumes sédimentaires à l'origine qui ne rendent pas les deltas initialement égaux face aux réductions drastiques observées,

(2) le niveau de protections anthropiques qui peuvent empêcher l'érosion côtière au niveau du delta, du moins à l'embouchure,

(3) les niveaux de contrainte des différents autres facteurs pouvant jouer sur l'évolution côtière (variation du niveau marin, le changement d'occupation sur sol et les pressions associées, les événements extrêmes),

(4) le délai de réponse littorale entre la mise en rétention des sédiments par les barrages (et/ou l'extraction détritique par dragage dans le lit du fleuve et ses affluents) et l'ajustement côtier en fonction de la disponibilité restante et des forçages marins en place,

(5) la perte de surface côtière relative à la subsidence deltaïque.

L'évaluation de la capacité de résilience des deltas face à des perturbations éphémères ou durables est également un questionnement majeur dont la réponse est certainement spécifique pour chaque delta, puisque les contraintes contextuelles sont extrêmement variables d'un espace deltaïque à un autre. Les observations sur les exemples pris dans cette thèse (le delta de l'Ayeyarwady, avec l'impact du Cyclone Nargis de 2008 et le delta du Mékong, avec les répercussions de la Guerre du Vietnam de 1961 à 1971) n'ont pas pour prétention de s'appliquer aux autres deltas mais elles mettent en évidence, de façon générale, la capacité de grands deltas à rétablir leur équilibre morphodynamique et sédimentaire à court terme et à long terme ainsi que les obstacles anthropiques à une efficace résilience des systèmes deltaïques.

L'exercice de composer une nouvelle classification unique des deltas reste vain car la singularité de chaque delta est évidente et empêche l'application d'une telle catégorisation. Néanmoins, des avancées ont été permises à partir des travaux menés au cours de cette thèse pour définir la place de chaque delta étudié dans différentes classifications déterminant :

(1) l'influence relative au fleuve, à la houle et à la marée par le biais de caractéristiques morphologiques et géométriques globales et locales,

(2) cette même influence par la quantification des affrontements énergétiques des trois forçages fluvio-marins,

(3) le degré de vulnérabilité des deltas en fonction des enjeux, des expositions, des contraintes.

Ces trois classifications ont nécessité la constitution préalable d'une large base de données sur les grands éléments inhérents aux sujets d'étude, couvrant le bassin versant, le fleuve, le delta lui-même, le contexte climatique et les forçages météo-marins. La grande diversité des dimensions de chaque variable étudiée est un premier indicateur robuste de la singularité de chaque delta. Toutes les classifications sont améliorables et modifiables. Elles peuvent constamment faire l'objet de mises à jour et d'enrichissements. Elles sont d'ailleurs la continuité de classifications antérieures. La limite entre une meilleure appréciation et une complication de la compréhension est étroite. En réalité, l'un ne va pas sans l'autre et ce travail combine la qualité et le défaut de cette approche. L'exemple type qui illustre cet amalgame est la catégorisation, d'un point de vue morphologique, de deltas dans une situation d'influence dominante fluviale, tels que ceux de la Volga et du Krishna, mais dynamiquement dominés par la marée et en moindre mesure par le fleuve et la houle. De la même manière, le delta du Sao Francisco, morphologiquement caractérisé par la houle, est fortement influencé par la marée en termes d'énergie. Les deltas sont donc, d'une part, classés suivant leur morphologie globale (allure générale) et zonale (présence et allongement de flèches littorales, géométrie des embouchures), d'autre part, catégorisés selon les niveaux relatifs de flux de densité d'énergie du fleuve, des houles, de la marée. Les résultats nuancent l'affectation d'un delta à un forçage particulier car les indices sont calculés relativement aux autres.

Concernant la classification de la vulnérabilité côtière deltaïque, les attributions de magnitude dépendent largement des critères exprimés. La comparaison de la classification obtenue dans cette thèse (à partir de l'étude de l'érosion côtière, de la densité de population, de l'élévation du niveau marin, de la subsidence, de la disponibilité sédimentaire fluviale et de la rétention des sédiments pas les barrages) avec celle de Syvitski et al. (2009) (qui tient compte de l'aggradation et de la subsidence), met en évidence les différences de vision quant à l'appréhension et l'urgence de la vulnérabilité et du risque de submersion deltaïque. La classification de la vulnérabilité côtière deltaïque développée dans cette thèse comporte quatre grands niveaux d'intensité de la vulnérabilité des deltas, décomposés en onze sous-niveaux au total. Cette classification est limitée par le nombre d'indicateurs de vulnérabilité, d'enjeux et d'exposition employés, mais aussi par le seuillage des différentes classes, des méthodes statistiques propres à chaque variable qui dépendent fortement du nombre et des valeurs de chacune d'entre elles.

Mon travail de thèse a ainsi contribué à l'approfondissement et l'élargissement des connaissances sur le fonctionnement morphodynamique et sédimentaire des deltas fluviaux, mais

aussi à la détermination de l'état d'évolution côtière sur les dernières décennies. Cette étude ouvre la voie à de nouveaux questionnements sur la stratégie de gestion de leurs littoraux et leurs environnements incluant les bassins versants, sur les incidences des futurs changements climatiques amorcés et prévus et sur la quantification de la part de responsabilité de chaque agent déstabilisateur des équilibres deltaïques. L'état global inquiétant des systèmes deltaïques et la pression croissante des deltas pour leurs attraits économiques, écosystémiques et en tant qu'espaces d'accueil sont les points majeurs qui ont motivés ces travaux de thèse et restent les principaux moteurs de la mobilisation scientifique internationale.

2. Perspectives

Les travaux développés dans le manuscrit ont fait émerger de nouveaux axes de recherche. Certains d'entre eux sont déjà abordés en parallèle de mes travaux ; ces efforts seront poursuivis au terme de cette thèse.

Une des vocations initiales est de mieux connaître l'environnement et les entraves anthropiques pour mieux appréhender l'évolution des milieux deltaïques et les risques potentiellement encourus par les populations qui y sont installées. Cette approche n'a pu être amenée que par le biais de la présence ou non, dense ou pas, de populations occupant et exploitant l'espace. Cependant, le niveau socio-économique de ces habitants peut largement varier d'une région à l'autre, ce qui nuance leur degré d'exposition aux aléas et des tendances d'évolution sur le long terme. Une étude plus poussée sur le niveau de vie des populations et la valeur foncière des terres en fonction des types d'exploitation et d'occupation mériterait d'être conduite. La perception culturelle de ces espaces deltaïques peut également être un élément important dans l'appréhension des changements environnementaux. Cette démarche sur l'étude des enjeux humains pourrait prendre ses bases à partir de l'outil Risc-Kit (*Resilience-Increasing Strategies for Coasts*), développé dans le cadre d'un projet collaboratif entre 18 partenaires de 10 pays et deux organisations internationales. La démarche consiste à :

(1) Localiser les zones à plus haut risque en termes d'enjeux, d'exposition, de sensibilité, d'occupation humaine ou encore de réseaux de communication,

(2) Identifier les impacts des scénarii futurs,

(3) Détecter les mesures de réduction des risques de submersion marine,

(4) Connaître les aspects socioculturels et historiques des mesures de réduction de risques.

Cet outil pluridisciplinaire a été développé et appliqué sur de nombreuses zones des littoraux européens. Il pourrait être aisément adapté aux littoraux deltaïques avec un effort de photo-interprétation détaillée sur les différents sites.

Un des autres points qui mérite son développement est l'intégration d'un dimensionnement sédimentaire dans le questionnement sur la classification dynamique élaborée. Cela consisterait à

intégrer une indication détritique en termes de volume, de concentration ou de masse, dans le proxy d'influence physique fluviale. Elle permettrait de comparer, à l'image du ratio Log/Log entre le débit liquide et la charge solide actuelle étudié (Partie IV, Chapitre 2, Section 2.1), la capacité de transport (hydrodynamique) avec ce qui est transportable (stock disponible). Cette confrontation a pu être amorcée sur la base de la démarche de Hori et Saito (2007) enrichie, mais une représentation de cette caractéristique au sein du diagramme ternaire apporterait une clarification précieuse. Ce travail fait suite à la proposition de classification quantitative des influences dynamiques du fleuve, de la houle et de la marée développée dans ma thèse. L'intégration numérique du volume sédimentaire a été entreprise mais elle mérite un affinement méthodologique pour justifier proprement l'approche mathématique conduite.

Par ailleurs, l'intégration d'une composante temporelle dans ces problématiques de classification quantitative serait innovante et riche d'informations. Pour cela, une méthode a été développée au cours de cette thèse mais les résultats sont encore en cours de perfectionnement. Il s'agit de simuler numériquement, en deux dimensions, le développement géométrique deltaïque à partir de lois mathématiques et du volume sédimentaire, dans le but d'estimer la vitesse potentielle de progradation, voire de rétrogradation deltaïque, depuis une ligne de base littorale théorique linéaire, en faisant l'hypothèse que le contexte actuel des forçages et des conditions environnementales est maintenu. L'objectif est double. Il s'agit :

(1) D'estimer la durée de construction du delta jusqu'à sa distance maximale atteinte réellement par la protubérance deltaïque par rapport à la ligne de base,

(2) De vérifier si la dynamique et la charge sédimentaire observables à partir des données disponibles suffisent à expliquer les dimensions et la géométrie de la protubérance deltaïque actuelle. Pour cela, un modèle numérique déjà élaboré par Bouchette et al. (2014) doit être enrichi par l'intégration d'une sortie fluviale et donc d'une entrée de matériel détritique.

L'ultime perspective relative aux travaux développés dans cette thèse serait de continuellement enrichir et mettre à jour les données relatives aux systèmes deltaïques et à leur contexte morphodynamique car les études reposent grandement sur les données acquises et modélisées par la communauté scientifique des dernières décennies.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Adame, M.F., Neil, D., Wright, S.F., Lovelock, C.E., 2010. Sedimentation within and among mangrove forests along a gradient of geomorphological settings. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86, 21-30.

- Adams, R., Banas, R., Baumann, R., Blackmon, J., McIntire, W., 1978. *Shoreline erosion in coastal Louisiana: Inventory and assessment*. Baton Rouge, Louisiana: Louisiana Department of Natural Resources, 103 p.

- Adegoke, J.O., Fageja, M., James, G., Agbaje, G., Ologunorisa, T.E., 2010. An Assessment of Recent Changes in the Niger Delta Coastline Using Satellite Imagery. *Journal of Sustainable Development*, 3, 4, 277-296.

- Allen, G.H., Pavelsky, M., 2015. Patterns of river width and surface area revealed by the satellite-derived North American River Width data set. *Geophysical Research Letters*, 42, 395-402.

- Allison, M.A., Nittrouer, C.A., 1998. Identifying accretionary mud shorefaces in the geologic record: insights from the modern Amazon dispersal system. In: Schieber, J., Zimmerle, W., Sethi, P. (Eds.), *Shales and Mudstones I*. Schweizerbart Publishers, Stuttgart, Germany, 147-161.

- Allison, M.A., Kepple, E.B., 2001. Modern sediment supply to the lower delta plain of the Ganges-Brahmaputra River in Bangladesh. *Geo-Marine Letters*, 21, 66-74.

- Alphan, H., 2005. Perceptions of coastline changes in river deltas: southeast Mediterranean coast of Turkey. *International Journal of Environment and Pollution*, 23, 92-102.

- Aminti, P.L., Cammelli, C., Cappietti, L., Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Pranzini, E., 2004. Evaluation of beach response to submerged groin construction at Marina di Ronchi, Italy, using field data and a numerical simulation model. *Journal of Coastal Research*, 33, 99-120.

- Andreadis, K.M., Schumann, G.J.P., Pavelsky T.M., 2013. A simple global river bankfull width and depth database, *Water Resources Research*, 49, 7164-7168.

- Anfuso, G., Pranzini, E., Vitale, G., 2011. An integrated approach to coastal erosion problems in northern Tuscany (Italy): Littoral morphological evolution and cell distribution. *Geomorphology*, 129, 204-214.

- Anthony, E.J., 2014. Deltas. In Masselink G., Gehrels R. (Eds.), *Coastal Environments and Global Change*. Wiley, 13, 299-337.

- Anthony, E.J., 2015. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Marine Geology*, 361, 53-78.

- Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., 2017. *Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability*. [Unpublished Report] WWF Asia and Helmsley Foundation, Yangon, Myanmar, 43 p.

- Anthony, E.J., Dussouillez, P., Dolique, F., Besset, M., Brunier, G., Nguyen, V.L., Goichot, M., 2017. Morphodynamics of an eroding beach and foredune in the Mekong River delta: Implications for deltaic shoreline change. *Continental Shelf Research*. In press.

- ASEAN (Association of Southeast Asian Nations), 2008. *Post-Nargis Joint Assessment*. [Report of ASEAN, ONU and Myanmar government], July, 2008, 38 p.

- Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T., 2001. Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28, 4499-4502.

- Ashton, A.D., Giosan, L., 2011. Wave-angle control of delta evolution. *Geophysical Research Letters*, 38, L13405.

- Assani, A.A., Petit, F., 1995. Log-jam effects on bed-load mobility from experiments conducted in a small gravel-bed forest ditch. *Catena*, 25, 117-126.

- Ataol, M., 2015. A crevasse splay induced avulsion on the Ceyhan Delta. *Journal of International Social Research*, 8, 675-681.

- Au-Yeung, A.Y.M., Chan, J.C.L., 2010. The effect of a river delta and coastal roughness variation on a landfalling tropical cyclone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, D19.

- Bagla, P., 2014. India plans the grandest of canal networks, *Science*, 345, 6193, 128 p.

- Barrell, J., 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 23, 377-446.

- Baulig H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie. *Information Géographique*, 19, 72-80.

- Baumann, R., Day, J., Miller, C., 1984. Mississippi deltaic wetland survival: sedimentation versus coastal subsidence. *Science*, 224, 1093-1095.

- Bavoux, J.J., Bavoux, D., 1998. *Géographie humaine des littoraux maritimes*. Armand Colin, Paris, 96 p.

- Beaumont, P., 1978. Man's impact on river systems: a worldwide view. *Area*, 10, 38-41.

- Behera, S.K., Yamagata, T., 2003. Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 81, 1, 169-177.

- Bell, G.D., Chelliah, M., 2006. Leading tropical modes associated with interannual and multi-decadal fluctuations in North Atlantic hurricane activity. *Journal of Climate*, 19, 590-612.

- Beschta, R.L., 1979. Debris removal and its effects on sedimentation in an Oregon Coast Range stream. *Northwest Science*, 53, 71-77.

- Besset, M., Anthony, E.J., Brunier, G., Dussouillez, P., 2016. Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014), *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 22, 2, 137-146.

- Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017a. River delta shoreline reworking and subsidence in response to sediment starvation in the Mediterranean and Black Seas. *Elementa Science of the Anthropocene, Special Issue: Deltas in the Anthropocene*, 5, 54, 20 p.

- Besset, M., Anthony, E.J., Dussouillez, P., Goichot, M., 2017b. The impact of Cyclone Nargis on the Ayeyarwady (Irrawaddy) River delta shoreline and nearshore zone. *Comptes Rendus Geosciences*, in press.

- Béthemont J., 2000. *Les grands fleuves : entre nature et société*. Deuxième édition, Armand Colin, Paris, 255 p.

- Bhattacharya, J.P., Walker, R.G., 1992. Deltas. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea-Level Change*, Geological Association of Canada, St Johns, 157-177.

- Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50, 187-210.

- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. In: Walker, R.G., and Posamentier, H., (Eds.) *Facies Models revisited*, Society for Sedimentary Geology SEPM Special Publication, 84, 237-292.

- Bi, N., Wang, H., Yang, Z., 2014. Recent changes in the erosion-accretion patterns of the active Huanghe (Yellow River) delta lobe caused by human activities, *Continental Shelf Research*, 90, 70-78.

- Bilby, R.E., 1981. Role of organic debris dams in regulating the export of dissolved and particulate matter from a forested watershed. *Ecology*, 62, 1234-1243.

- Bilby, R.E., Ward, J.W., 1989. Changes in characteristics and function of woody debris with increasing size of streams in western Washington. *Transactions of the American Fisheries Society*, 118, 368-378.

- Billi, P., Fazzini, M., 2017. Global change and river flow in Italy. *Global and Planetary Change*, 155, 234-246.

- Billi, P. Rinaldi, M., 1997. Human impact on sediment yield and channel dynamics in the Arno River basin (central Italy). *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 245, 301-311.

- Bindoff, N. Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley L.D., Unnikrishnan, A., 2007. Observations: Oceanic climate change and sea level. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L., (Eds.), *IPCC Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 385-432.

- Bini, M., Casarosa, N., Ribolini, A., 2008. L'evoluzione diacronica della linea di riva del litorale pisano (1938-2004) sulla base del confronto di immagini aeree georeferenziate. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali*. Memorie Serie A, 113, 1-12.

- Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research*, 21, 4, 688-703.

- Boi, P.T., 2007. Agent Orange and the environment: from research to remediation. [Powerpoint presentation], *American Association of Asian Studies*, Boston, MA, March 2008, 28 p.

- Bondar, C., Panin, N., 2000. The Danube Delta hydrologic database and modelling. *Geo-Eco-Marina*, 5–6, 5-52.

- Bonnot-Courtois, C., Levasseur, J.E., 2002. *Reconnaissance de la limite terrestre du domaine maritime. Intérêt et potentialités de critères morpho-sédimentaires et botaniques*. [Rapport Ministère de l'équipement], CETMEF/RIVAGES, Laboratoire de géomorphologie et environnement littorale, 160 p.

- Bonnot-Courtois, C., Levasseu, J.E., 2003. Recherche d'indicateurs "naturalistes" de la limite supérieure du domaine maritime. *Cahiers Nantais*, 59, 47-56.

- Bouchette, F., Manna, M., Montalvo, P., Nutz, A., Schuster, M., Ghienne, J.F., 2014. Growth of cuspate spits. In: Green, A.N., Cooper, J.A.G. (Eds.), Proceedings 13th International Coastal Symposium (Durban, South Africa), *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 70, 47-52.

- Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.

- Bracken, L., Wainwright, J., Ali, G., Tetzlaff, D., Smith, M., Reaney, S., Roy, A., 2013. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth Science Reviews*, 119, 17-34.

- Brakenridge, G.R., Syvitski, J.P.M., Niebuhr, E., Overeem, I., Higgins, S.A., Kettner, A.J., Prades, L., 2017. Design with nature: Causation and avoidance of catastrophic flooding, Myanmar. *Earth-Science Reviews*, 165, 81-109.

- Bravard, J.P., 2002. The adjustments of fluvial systems to the decrease in water and sediment fluxes following mountain reafforestation. La Houille Blanche - *Revue Internationale de l'Eau*, 3, 68-71.

- Bravard, J.P., Goichot, M., Gaillot, S., 2013. Geography of Sand and Gravel Mining in the Lower Mekong River, First Survey and Impact Assessment. *EchoGéo*, 26, URL: http://echo-geo.revues.org/13659.

- Brondizio, E.S., Vogt, N., Mansur, A., Anthony, E., Costa, S.M., Hetrick, S.S., 2016. A conceptual framework for analyzing deltas as coupled social–ecological systems: an example from the Amazon River Delta. *Sustainability Science*, 11, 4, 591-609.

- Brotosusilo, A., Apriana, I.W.A., Satria, A.A., Jokopitoyo, T., 2016. Littoral and Coastal Management in Supporting Maritime Security for Realizing Indonesia as World Maritime Axis. *IOP Conference Series, Earth and Environmental Science*, 30, Jakarta, Indonesia, september, 2015, 97-103.

- Brune, G.M., 1953. Trap efficiencies of reservoirs. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 34, 3, 407-448.

- Brunier, G., Anthony, E.J., Goichot, M., Provansal, M., Dussouillez, P., 2014. Recent morphological changes in the Mekong and Bassac river channels, Mekong delta: The marked impact of river-bed mining and implications for delta destabilisation. *Geomorphology*, 224, 177-191.

- Buffington, J.M., Montgomery, D.R., 1999. Effects of hydraulic roughness on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 35, 3507-3521.

- Burke, L., Kura, Y., Kassem, K., Revenga, C., Spalding, M., McAllister, D., 2001. *Coastal Ecosystem*. World Resources Institute, Washington, DC, 93 p.

- Burn, C.R., Kokelj, S.V., 2009. The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 83-105.

- Buurman P., Pape T., Muggler R.C.C., 1996. Laser grain-size determination in soil genetic studies: Practical problems. *Soil Science*, 162, 211-218.

- Cahoon, D., 1994. Recent accretion in two managed marsh impoundments in coastal Louisiana. *Ecological Applications*, 4, 166-176.

- Cammelli, C., Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Pranzini, E., 2006. Assessment of a gravel-nourishment project fronting a seawall at Marina di Pisa, Italy. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 39, 770-775.

- Caputo, M., Pieri, L., Unguendoli, M., 1970. Geometric Investigation of the Subsidence in the Po Delta. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 47, 187-207.

- Cetin, H., Bal, Y., Demirkol, C., 1999. Engineering and environmental effects of coastline changes in Turkey, Northeastern Mediterranean. *Environmental and Engineering Geoscience*, 5, 3, 315-330.

- Chelbi, F., Paskoff, R., Trousset, P., 1995. La baie d'Utique et son évolution depuis l'Antiquité : une réévaluation géoarchéologique. *Antiquités africaines*, 31, 7-51.

- Chen, X.Y., Chen, S.L., Dong, P., Li, X.Y., 2008. Temporal and spatial evolution of the coastal profiles along the Yellow River delta over last three decades. *GeoJournal*, 71, 185-199.

- Chen, Z., Wang, Z., Finlayson, B., Chen, J., Yin, D., 2010. Implications of flow control by the Three Gorges Dam on sediment and channel dynamics of the middle Yangtze (Changjiang) River, China. *Geology*, 11, 1043-1046.

- Chomsky, N., Vltchek, A., *L'Occident terroriste. D'Hiroshima à la guerre des drones*. Montréal, Éditions Écosociété, 2015, 174 p.

- Chu, Z.X., Sun, X.G., Zhai, S.K., Xu, K.H., 2006. Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) sub-aerial delta, China: based on remote sensing images. *Marine Geology*, 227, 13-30.

- Chu, Z.X, Yang, X., Feng, X., Fan, D., Li, Y., Shen, X., Miao, A., 2013. Temporal and spatial changes in coastline movement of the Yangtze delta during 1974–2010, *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, 166-174.

- CIESIN (Center for International Earth Science Information Network), 2011. *Global Rural-Urban Mapping Project, Version 1 (GRUMPv1): Urban Extents Grid.* International Food Policy Research Institute - IFPRI, The World Bank, and Centro Internacional de Agricultura Tropical - CIAT. 2011. Columbia University, Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). URL: http://dx.doi.org/10.7927/H4GH9FVG. Accessed 21 April, 2016.

- CIESIN (Center for International Earth Science Information Network), 2013. *Low Elevation Coastal Zone (LECZ) Urban-Rural Population and Land Area Estimates, Version 2.* Columbia University, Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). URL: http://dx.doi.org/10.7927/H4MW2F2J. Accessed 21 April, 2016.

- CIESIN (Center for International Earth Science Information Network), 2015. *Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Density.* Columbia University,

Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). URL: http://dx.doi.org/10.7927/H46T0JKB. Accessed 21 April, 2016.

- CIESIN (Center for International Earth Science Information Network CIESIN), 2016. *Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Count.* Columbia University, Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). URL: http://dx.doi.org/10.7927/H4X63JVC. Accessed November, 2016.

- Cipriani, L.E., Pelliccia, F., Pranzini, E., 1999. Beach nourishment with nearshore sediments in a highly protected coast. In: Ozhan, E. (Ed.), *Land-Ocean Interactions: Managing Coastal Ecosystems*, Proceedings of the Medcoast-EMECS Joint Conference. 3, Medcoast, Ankara, Turkey, 1579-1590.

- Cipriani, L.E., Pranzini, E., Vitale, G., Wetzel, L., 2013. Adaptation to beach erosion at Maremma Regional Park (Tuskany, Italy), *Geo-Eco-Marina*, 19, 65-75.

- Clough, B.F., 1992. Primary productivity and growth of mangrove forests. Chapter 8. In: Robertson, A.I., Alongi, D.M. (Eds.), *Tropical Mangrove Ecosystems*. Coastal and Estuaries Studies, 41, American Geophysical Union, 225-249.

- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1971. *Analysis of major river systems and their deltas, procedures and rationale, with two examples*. Louisiana State University, Coastal Studies Institute, [Technical Report], 91, 125 p.

- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1974. Mississippi river mouth processes: effluent dynamics and morphology development. *Journal of Geology*, 82, 751-778.

- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas; variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M.L., (Ed.), *Deltas, models for exploration*, Houston geological Society, 99-149.

- Coleman, J.M., 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *The Geological Society of America Bulletin*, 100, 999-1015.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu-/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Comité Français des Barrages et Réservoirs, 2013. *L'Histoire des barrages*. Document Technique, Révision B1, Juin 2013, 86 p.

- Conseil Norvégien pour les Réfugiés (Norwegian Refugee Council), 2014. Global Estimates 2014: People Displaced by Disasters. Internal Displacement Monitoring Center, Chemin de Balexert 7-9, CH-1219 Chatelaine, Geneva, 64 p. URL: www.internal-displacement.org.

- Constanza, R., D'Arge, R., De Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., Raskin, R.G., Sutton, P., Van Den Belt, M., 1997. The value of the world ecosystem services and natural capital, *Nature*, 387, 253-260.

- Courcoux, G., 2010. The Mekon, record of the Vietnam War. *Scientific News*, IRD, 362.

- Couvillion, B.R., Barras, J.A., Steyer, G.D., Sleavin, W., Fischer, M., Beck, H., Trahan, N., Griffin, B., Heckman, D., 2011. Land area change in coastal Louisiana from 1932 to 2010: U.S. *Geological Survey Scientific Investigations,* Map 3164, scale 1:265 000, 12 p.

- Coyne, M.A., Fletcher, C. H., Richmond, B.M., 1999. Mapping coastal erosion hazard areas in Hawaii: Observations and errors. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 28, 171 - 184.

- Crowell, M., Leatherman, S., Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: Error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 839- 852.

- CWPPRA (Coastal Wetlands Planning Protection and Restoration Act).

- Da Silva, J.F., Duck, R.W., Catarino, J.B. 2004, Seagrasses and sediment response to changing physical forcing in a coastal lagoon, *Hydrology and Earth System Sciences*, 8, 2, 151-159.

- Dada, O.A., Qiao, L.L., Ding, D., Li, G.X., Ma, Y.Y., Wang, L.M., 2015. Evolutionary trends of the Niger Delta Shoreline during the last 100 years: responses to rainfall and river discharge. *Marine Geology*, 367, 202-211.

- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.

- Dandekar, P., Thakkar, H., 2014. *Cumulative impact assessment study of Siang basin in Arunachal Pradesh: serious shortcomings; pro large hydro bias*. URL: http://sand-rp.wordpress.com/2014/02/18/cumulative-impact-assessment-study-of-siang-basin-in-arunachal-needs-urgent-improvement/.

- Day, J.W., Gunn, J.D., Folan, W.J., Yanez-Arancibia, A., Horton, B.P., 2007. Emergence of complex societies after sea level stabilized. *EOS-AGU Transactions*, 88, 15, 169-170.

- Day, J.W, Moerschbaecher, M., Pimentel, D., Hall, C., Yañez-Arancibia, A., 2014. Sustainability and place: how megatrends of the 21st century will impact humans and nature at the landscape level. *Ecological Engineering*, 65, 33-48.

- Day, J.W., Agboola, J., Chen, Z., D'Elia C., Forbes, D.L., Giosan, L., Kemp, P., Kuenzer, C., Lane, R.R., Ramachandran, R., Syvitski, J.M., Yañez-Arancibia A., 2016. Approaches to defining deltaic sustainability in the 21st century. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1-17.

- De Weerdt, S., 2008. War and the Environment, *World Watch*, 21, 1, URL: http://www.worldwatch.org/node/5520.

- Deconto, R., Pollard, D., 2016. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 531, 591-597.

- Deng, Y.H., 2009. Analysis on differences of petroleum type and geological conditions between two depression belts in China Offshore. *Acta Petrolei Sinica*, 30, 1, 1-8.

- Deng, Y.H., 2016. River-Delta systems: A significant deposition location of global coal-measure source rocks. *Journal of Earth Science*, 27, 4, 631-641.

- Dessailly, D., Loisel, H., Steinmetz, F., Vantrepotte, V., Satra Le Bris, C., Ramon, D., Meillon, J., 2016. *GlobCoast, a new dataset fot coastal water OCR*. [Conference, Poster], Ocean Optics XXIII, October 23–28, 2016, Victoria, BC, Canada, URL: http://archimer.ifremer.fr/doc-/00357/46823/.

- Dien, T.V., Thanh, T.D., Thao, N.V., Monitoring coastal erosion in Red River Delta, Vietnam - A contribution from remote sensing data. *Asian Journal of Geoinformatics, Technical Letter*, 3, 3, 73-78.

- Dolan, R., Fenster, M. S., Holme, S.J., 1991. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 723-744.

- Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: A paradigm for wave-dominated deltas? *Geological Society, Special Publication*, London, 117, 217-231.

- Dominguez, J.M.L., Martin, L., 1983. O papel da deriva litorfinea de sedimentos arenosos na construção das planicies costeiras associadas ás desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociencias*, 13, 98-105.

- Dube, S.K., Murty, T.S., Feyen, J.C., Cabrera, R., Harper, B.A., Bales, J.D., Amer, S. (Eds.), 2010. Storm surge modeling and applications in coastal areas. In: Chan, J.C.L., Kepert, J.D. (Eds.), *World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate Global Perspectives on Tropical Cyclones*, Vol 4, World Scientific Publishing, Singapore, 363-406.

- Duijsings, J.J.H.M., 1987. A sediment budget for a reforested catchment in Luxembourg and its implications for channel development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 173-184.

- Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A., Sotin, C., 2015. Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Applied Geochemistry*, 58, 14-25.

- Edmonds, D.A., Slingerland, R.L., 2009. Significant effect of sediment cohesion on delta morphology. *Nature Geoscience*, 3, 105-109.

- EIE, (Elektrik Isleri Etu Idaresi) 1993. *Sediment Data and Sediment Transport Amount for Surface Waters in Turkey*. Ankara, Turkey, 93-59, 615 p.

- El-Fishawi, N.M., 1989. Coastal erosion in relation to sea level changes, subsidence and river discharge, Nile Delta coast. *Acta Mineralogica Petrograph*, 30, 161-171.

- Elliott, T., 1986. Deltas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific, Oxford, 113-154.

- Elsayed, M.A., Mahmoud, S., 2007. Groins System for Shoreline Stabilization on the East Side of the Rosetta Promontory, Nile Delta Coast. *Journal of Coastal Research*, 23, 380-387.

- Ericson, J., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck. M., 2006. Effective sea-level rise in deltas: Causes of change and human dimension implications. *Global Planetary Change*, 50, 63-82.

- Evans, G., 2012. Deltas: the fertile dustbins of the world. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123, 397-418.

- Fanchette, S., 1997. *Le delta du Nil densités de populations et urbanisation des campagnes*. Urbama, Fascicule de recherche, 32, 389 p.

- Fanchette, S., 2006. De l'importance des liens géographie physique/géographie humaine pour comprendre les risques de submersion des deltas surpeuplés. *Hérodote*, 121, 6-18.

- Fanos, A.M., Khafagy, A.A., Dean, R.G., 1995. Protective works on the Nile delta coast. *Journal of Coastal Research*, 516-528.

- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, 2, RG2004, 1-33.

- Faye, I., 2010. *Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinee-Bissau (Afrique de l'Ouest) : Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes*. [Dissertation], Université de Bretagne Occidentale, Brest, 323 p.

- Fearnley, S.M., Miner, M.D., Kulp, M., Bohling, K., Penland, S., 2009. Hurricane impact and recovery shoreline change analysis of the Chandeleur Islands, Louisiana, USA: 1855 to 2005. *Geo-Marine Letters*, 29, 455-466.

- Fisher, W.L., 1969. Facies charaterization of Gulf Coast Basin delta systems, with some Holocene analogues. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 19, 239-261.

- FitzGerald, D.M., Fenster, M.S., Argow, B.A., Buynevich, I.V., 2008. Coastal impacts due to sea-level rise. *Annual Review Earth Planetary Science*, 36, 601-647.

- Flater, D., Pskanzer, J., Greenbaum, J., Miracle, R., Kuenning, G., DePriest, D., Uno, S., Pentcheff, D., Dairiki, J., Rosen, E., 1997. *Xtide: Harmonic tide clock and tide predictor*, Version 1.6.2. URL: http://universe.digex.net/~dave/files/.

- Fletcher, C.H., Rooney, J.J., Barbee, M., Lim, S.C., Richmond, B., 2003. Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 38, 106-124.

- Flood, R.P., Orford, J.D., McKinley, J.M., Roberson, S., 2015. Effective grain size distribution analysis for interpretation of tidal-deltaic facies: West Bengal Sundarbans. *Sedimentary Geology*, 318, 58-74.

- Forbes, D.L., Hansom, J., 2011. Polar coasts. In: Wolanski, E., McLusky, D.S. (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, UK, 3, 245-283.

- Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., Tate, B., 2007. Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74, 12-20.

- Fritz, H.M., Blount, C.D., Thwin, S., Thu, M.K., Chan, N., 2009. Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. *Nature Geoscience*, 2, 448–449.

- Foufoula-Georgiou, E., 2013. A vision for a coordinated effort on delta sustainability. In: Young, G., Perillo, G.M. (eds.), *Deltas: Landforms, Ecosystems and Human Activities*. International Association of Hydrological Sciences Publications, Gothenburg, 358, 3-11.

- Frenken, K., 2012. *Irrigation in Southern and Eastern Asia in figures, AQUASTAT Survey. 2011*. FAO Water Reports, 37. Food and Agriculture Organization of the UN, Rome, 487 p.

- Frihy, O.E., Nasr, S.M., El Hattab, M.M., El Raey, M., 1994. Remote sensing of beach erosion along the Rosetta promontary, Northwestern Nile delta, Egypt. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 1649-1660.

- Fu, G., Baith, K.S., McClain, C.R., 1998. SeaDAS: The SeaWiFS Data Analysis System. *Proceedings of "The 4th Pacific Ocean Remote Sensing Conference"*, Qingdao, China, July 28– 31, Beijing Fortune Quick, Beijing, 73-79.

- Furuichi, T., Win, Z., Wasson, R.J., 2009. Discharge and suspended sediment transport in the Ayeyarwady River, Myanmar: centennial and decadal changes. *Hydrological Processes*, 23, 1631-1641.

- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas: Models for Exploration*. Texas Geological Society, Houston, TX, 87–98.

- Geiger, R., 1961. *Überarbeitete Neuausgabe von Geiger, R. Köppen-Geiger / Klima der Erde*. (Wandkarte 1:16 Mill.) – Klett-Perthes, Gotha.

- GIEC (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. *Climate Change 2007: the Scientific Basis, Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report*. [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor M., Miller H.L. (Eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 p.

- GIEC (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley P.M. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.

- GIEC (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change), 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Field, C.B., Barros, V.R., Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Bilir, T.E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., Girma, B., Kissel, E.S., Levy, A.N., MacCracken, S., Mastrandrea, P.R., White L.L. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 p.

- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. U.S. *Geological Survey Annual Report*, 5, 75-123.

- Gilbert, R.O., 1987. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*, Wiley, New-York, 320 p.

- Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), 2005. *River Deltas – Concepts, Models, and Examples*. Special Publication of the Economic Palaeontologists and Mineraologists, 83, Houston, 487 p.

- Giosan, L., Donnelly, J., Vespremeanu, E., Constantinescu, S., Filip, F., Ovejanu, I., Vespremeanu-Stroe, A., Duller, G., 2006. Young Danube delta documents stable Black sea level since middle Holocene: morphodynamic, paleogeographic and archaeological implications. *Geology*, 34, 757-760.

- Giosan, L., Syvitski, J., Constantinescu, S.D., Day, J., 2014. Protect the world's deltas. *Nature*, 516, 31-33.

- Gippel, C.J., Finlayson, B.L., O'Neill, I.C., 1996. Distribution and hydraulic significance of large woody debris in a lowland Australian river. *Hydrobiologia*, 318, 179-194.

- Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2010. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, 20, 154-159.

- GISTEMP Team, 2017. *GISS Surface Temperature Analysis (GISTEMP)*. NASA Goddard Institute for Space Studies. Dataset accessed 2017-05-13, URL: https://data.giss.nasa.gov-/gistemp/.

- Gourlay, M., 1968. Beach and dune erosion tests. [Technical report], *Delft Hydraulic Laboratory Report*, M935/M936.

- Graf, W.L., 1988. *Fluvial processes in dryland rivers*. The Blackburn Press, Caldwell, 346 p.

- GRanD (Global Reservoir and Dam) Database: Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rodel, R., Sindorf, N., Wisser. D., 2011. High resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9, 9, 494-502.

- Graniczny, M., Janicki, T., Kowalski, Z., Koszka-Maron, D., Jeglinski, W., Uscinowicz, S., Zachowicz, J., 2004. Recent development of the Vistula river outlet, *Polish Geological Institute, Special Papers*, 11, 103-108.

- Gratiot, N.J., Anthony, E., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C., Wells, J., 2008. Significant contribution of the 18.6-year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, 1, 169-172.

- Gray, W.M., 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El Niño and 30-mb quasi-bienniel oscillation influences. *Monthly Weather Review*, 112, 1649-1668.

- GRDC, *The Global Runoff Data Centre*, 56068 Koblenz, Germany.

- Gregory, K.J., Gurnell, A.M., 1988. Vegetation and river channel form and process. In: Viles, H.A. (Ed.), *Biogeomorphology*, Oxford, Basil Blackwell, 11-42.

- GRIP (Groupe de recherche et d'information sur la paix et la sécurité), 2003. *Forces armées et environnement.* URL : http//www.ib.be/grip/research/envi.htmil, Belgique, 4 p.

- Gupta, H., Kao, S.J., Dai, M., 2012. The role of mega dams in reducing sediment fluxes: A case study of large Asian rivers, *Journal of Hydrology*, 464-465, 447-458.

- Guy, D.E., 1999. Erosion hazard area mapping, Lake County, Ohio. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 28, 185-196.

- Haggag, M., Yamashita, T., Kim, K.O, Lee H.S., 2009. Ocean-atmosphere coupled simulation of storm surge and high waves caused by Cyclone Nargis in 2008. In: Tan, S.K., Huang, Z. (Eds.), *Proceedings of the 5th International Conference on Asian and Pacific coasts*, 1, 208-215.

- Hamouda, S., 2014. *Etude de l'évolution de l'occupation et de l'utilisation du sol dans le delta de la Medjerda par télédétection et SIG*. [Dissertation], Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 2011, 391 p.

- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K. 2010. Global surface temperature change, *Reviews of Geophysics*, 48, RG4004.

- Hapke, C.J., Reid, D., Richmond, B.M., Ruggiero, P., List, J., 2006. National Assessment of shoreline change Part 3: Historical shoreline change and associated coastal land loss along sandy shorelines of the California coast. *U.S. Geological Survey, Open-file Report*, 2006-1219, 72 p.

- Harvey, M.D., Pitlick, J., Laird, J., 1987. Temporal and spatial variability of sediment storage and erosion in Ash Creek, Arizona. In: Beschta, R.L., Blinn, T., Grant, G.E., Ice, G.G., Swanson, F.J. (Eds.), *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim.* International Association of Hydrological Sciences Publication, 165. International Association of Hydrological Sciences Wallingford, Oxfordshire, UK, 281-282.

- Hedley, P.J., Bird, M.I., R.A.J. Robinson R.A.J., 2010. Evolution of the Irrawaddy delta region since 1850, *Geographical Journal*, 176, 2, 138-149.

- Heede, B.H., 1985. Channel adjustment to the removal of log steps: an experiment in a mountain stream. *Environmental Management*, 9, 427-432.

- Heimann, D.C., Sprague, L.A., Blevins, D.W., 2011. Trends in Suspended-Sediment Loads and Concentrations in the Mississippi River Basin, 1950–2009. U.S. *Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2011–5200, 43 p.

- Hendon, H.H., Salby, M.L., 1994. The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 2225-2237.

- Hereher, M.E., 2011. Mapping coastal erosion at the Nile Delta western promontory using Landsat imagery. *Environmental Earth Sciences*, 64, 4, 1117-1125.

- Hese, S., Overduin, P., 2014. *Arctic River Delta Change Analysis with Rapid Eye Data - Concepts & Challenges*. [Conference] 6th RESA User Workshop, March, 2014, Bonn.

- Higgins, S., 2016. Review: advances in delta-subsidence research using satellite methods. *Hydrogeological Journal*, 24, 587-600.

- Himmelstoss, E.A., 2009. DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide. In: Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, Ayhan, 2009. Digital Shoreline Analysis System

(DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. *Geological Survey Open-File Report*, 2008-1278.

- Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidls, A., Parrette, M., Nicholls, R., Tol, R., Marzeion, B., Fettweis, X., Ionescu, C., Levermann, A., 2014. Coastal flood damage and adaptation cost under 21st sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 9, 3292-3297.

- Hogan, D.L., 1986. Channel morphology of unlogged, logged, and debris torrented streams in the Queen Charlotte Islands. British Columbia Ministry of Forests and Lands, *Land Management Report*, 49, Victoria, BC.

- Hong, P.N., San, H.T., 1993. *Mangroves of Vietnam, International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (IUCN)*. Bangkok, 173 p.

- Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 79, 311-335.

- Hopper, WXTide32 4.7 Copyright, 1998-2007, URL: http://www.wxtide32.com/.

- Hori, K., Saito, Y., 2008. Classification, architecture and evolution of large river deltas. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons, 214-231.

- Horstman, E.M., Dohmen-Janssen, C.M., Narra, P.M.F., Van den Berg, N.J.F., Siemerink, M., Hulscher, S.J.M.H., 2014. Wave attenuation in mangroves: A quantitative approach to field observations, *Coastal Engineering*, 94, 47-62.

- Horton, B.P., Rahmstorf, S., Engelhart, S., Kemp, A., 2014. Expert assessment of sea level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews*, 84, 1-6.

- Hoyos, C., Agudelo, P., Webster, P., Curry, J., 2006. Deconvolution of the factors contributing to the increase in global hurricane intensity. *Science*, 312, 94-97.

- Hufty A., 2001. *Introduction à la climatologie*. Les presses de l'Université de Laval, De Böeck Université, 545 p.

- Ibañez, C., Prat, N., Canicio, A., 1996. Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers*, 12, 51-62.

- Ibañez, C., Canicio, A., Day, J., Curco, A., 1997. Morphologic evolution, relative sea level rise and sustainable management of water and sediment in the Ebre delta. *Journal of Coastal Conservation*, 3, 191-202.

- Ibañez, C., Sharpe, P., Day, J.W., Day, J.N., Prat, N., 2010. Vertical accretion and relative sea level rise in the Ebro delta wetlands. *Wetlands*, 30, 979-988.

- Ibañez, Carles, 2015. Sustainable management of deltas under relative sea level rise: looking at the past to cope with future conditions (Rhine, Ebre, Mississippi). In: Yañez-Arancibia, A.

(Ed.), *Adaptacion y Mitigacion hacia Agendas Siglo XXI*. AGTS Editorial S.A., INECOL, Mexico, 103-120.

- ICOLD, 1998. World Register of Dams. International Commission on Large Dams, Paris, France.

- Idroser, 1994. *Aggiornamento ed integrazione del Piano progettuale per la difesa della costa adriatica emiliano–romagnola*. Relazione generale. Regione Emilia–Romagna, Bologna. 276 p.

- Imassi, S., Snoussi, M., 2003. Historical shoreline changes at the Moulouya deltaic coast in connection with land use effects. *International Conference Studying Land Use Effects in Coastal Zones with Remote Sensing and GIS*, Antalia, Turkey, 308-311.

- Inman, D.L., Nordstrom, C.E., 1971. On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts. *The Journal of Geology*, 79, 1, 1-21.

- ISPONRE (Institute of Strategy and Policy on Natural Resources and Environment), 2009. *Viet Nam Assessment Report on Climate Change (VARCC)*. Kim Do Publishing House, Hanoi, Viet Nam, 110 p.

- Kaida Y., 2000a. Agrarian versus mercantile deltas: characterizing the Chao Phraya delta in the six great deltas in monsoon Asia. In: *The Chao Phraya delta: historical development, dynamics and challenges of Thailand's rice bowl*, symposium Kasetsart University, IRD, Chulalongkorn University and Kyoto University, Bangkok december 2000, 447-460.

- Kaida Y., 2000b. Travel in the Mekong delta after the lapse of twenty year. In: Kaida Y. (Ed.), *The image scape of six great Asian deltas in the 21th century*. Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University, 119-147.

- Kazmi, A., 1984. Geology of the Indus delta. In: Haq, B., Milliman, J. (Eds.), *Marine Geology and Oceanography of the Arabian Sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 71-84.

- Keller, E.D., Swanson, F.G., 1979. Effects of large organic debris on channel form and fluvial processus. *Earth Surface Processes*, 4, 361-380.

- Keller, E. A., MacDonald, A., Tally, T., Merritt, N.J., 1995. Effects of large organic debris on channel morphology and sediment storage in selected tributaries of Redwood Creek. In: Nolan, K.M., Kelsey, H.M., Marron, D.C. (Eds.), *Geomorphic processes and aquatic habitats in the Redwood Creek Basin, Northwestern California*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1454-P, Menlo Park, California, 1-29.

- Kennedy, J.F.K., 1961. *Assistance to countries threatened by communism*, Foreign Assistance Act signed, U.S. August, 1961.

- Knabb, R.D., Rhome, J.R., Brown, D.P., 2005. *Tropical Cyclone Report, Hurricane Katrina*, 2005, 43 p.

- Kokelj, S.V., Burn, C.R., 2005. Near-surface ground ice in sediments of the Mackenzie delta, northwest territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 291-303.

- Komar, P.D., 1973. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America, Bulletin*, 84, 2217-2226.

- Kondolf, G.M., 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels, *Environmental Management*, New-York, 21, 4, 533-551.

- Koop, R., Kemp, A., Bitterman, K., Horton, B., Donnelly, J., Gehrels, W., Hay, C., Mitrovica, J., Morrow, E., Rahmstorf, S., 2016. Temperature-driven global sea level variability in the common era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113, 11, E1434-E1441.

- Köppen, W., 1931. *Grundriss der Klimakunde (Outline of climate science)*. Walter de Gruyter, Berlin, 388 p.

- Köppen, W., Geiger, R., 1954. *Klima der Erde (Climate of the earth)*. Wall Map 1:16 Mill. Klett-Perthes, Gotha.

- Korus, J.T., Fielding, C., 2015. Asymmetry in Holocene river deltas: patterns, controls, and stratigraphic effects. *Earth-Science Reviews*, 150, 219-242.

- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated, *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 3, 259-263.

- Kraus, N.C., Rosati, J.D., 1997. *Interpretation of shoreline – Position data for coastal engineering analysis.* Coastal Engineering Technical Note, CETN II - 39, 12/97, 15 p.

- Krishnamurthy, V., Goswami, B.N., 2000. Indian monsoon—ENSO relationship on interdecadal timescale. *Journal of Climate*, 13, 579-595.

- Kuenzer, C., Ottinger, M., Lie, G., Sun, B., Dech, S., 2014. Earth observation-based coastal zone monitoring of the Yellow river delta: dynamics in China's second largest oil producing region over four decades. *Applied Geography*, 55, 72-107.

- Kuenzer, C., Renaud, F.G., 2012. Climate and Environmental Change in River Delta Globally: Expected Impacts, Resilience, and Adaptation. In: Kuenzer, C., Renaud, F.G. (Eds.), *The Mekong Delta System: Interdisciplinary Analyses of a River Delta*. Springer Environmental Science and Engineering, 7-46.

- Kuleli, T., 2010. Quantitative analysis of shoreline changes at the Mediterranean Coast in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 167, 387-397.

- Larkum, A.W.D., West, R.J., 1990. Long-term Changes of Seagrass Meadows in Botany Bay, *Australia Aquatic Botany*, 37, 1, 55-70.

- Leimgruber, P., Kelly, D.S., Steinninger, M.K., Brunner, J., Mueller, T., Songer, M., 2005. Forest cover change patterns in Myanmar (Burma) 1990–2000. *Environmental Conservation*, 32, 356-364.

- Lewis, M.A., Weber, D.E., Stanley, R.S., Moore, J.C., 2001. Dredging impact on an urbanized Florida bayou: effects on benthos and algal-periphyton. *Environmental Pollution*, 115, 2, 161-171.

- Li, C.X., Ivanov, V., Fan, D.D., Korotaev, V., Yang, S.Y., Chalov, R., Liu, C.G., 2004. Development of the Volga Delta in Response of Caspian Sea-Level Fluctuation during Last 100 years. *Journal of Coastal Research*, 20, 1, 152-165.

- Liquete, C., Arnau, P., Lafuerza, S., Canals, M., 2005. Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: a source to sink approach. *Marine Geology*, 223-223, 471-495.

- Lloyd, P.A., 2013. *Back, Part 2: Into the Jungle*. PAL Publishing, 255 p.

- Lohrer, A.M., Wetz, J.J., 2003. Dredging-induced nutrient release from sediments to the water column in a southeastern saltmarsh tidal creek. *Marine Pollution Bulletin*, 46, 9, 1156-1163.

- Loisel, H., Mangin, A., Vantrepotte, V., Dessailly, D., Dinh, D.N., Garnesson, P., Ouillon, S., Lefebvre, J.P., Mériaux, X., Phan, T.M., 2014. Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. *Remote Sensing of Environment*, 150, 218-230.

- Loisel, H. Dessailly, D., 2016. *GlobCoast Moyenne mensuelle des Matières En Suspension (MES)*. Université du Littoral Côte d'Opale. URL: http://doi.org/10.12770/543e3c3f-3842-4c1d-b192-afe2f3f4271b

- Loo, Y.Y., Billa, L., Singh, A., 2015. Effect of climate change on seasonal monsoon in Asia and its impact on the variability of monsoon rainfall in Southeast Asia. *Geoscience Frontiers*, 6, 6, 817-823.

- Mackay, A.W., 2007. The paleoclimatology of Lake Baikal: a diatom synthesis and prospectus. *Earth-Science Reviews*, 82, 181-215.

- Mahmood, K. 1987. *Reservoir sedimentation: impact, extent and mitigation*. World bank technical Paper, 71 p.

- Maillet, G.M., Vella, C., Berné, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Marine Geology*, 234, 159-177.

- Malini, H., Rao, N.K., 2004. Coastal erosion and habitat loss along the Godavari delta front - a fallout of dam construction. *Current Science*, 87, 1232-1236.

- Manga, M., Kirchner, J.W., 2000. Stress partitioning in streams by large woody debris. *Water Resources Research*, 36, 2373-2379.

- Marston, R.A., 1982. The geomorphic significance of log steps in forest streams. *Annals of the American Association of Geographers*, 72, 99-108.

- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.S.C.P., 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. Quaternary coastal geology of West Africa and South America. *UNESCO Reports in Marine Science*, 43, 97-145.

- Masselink, G., Short, A., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9, 3, 785-800.

- Masutomi, Y., Inui, Y., Takahashi, K., Matsuoka, Y., 2009. Development of highly accurate global polygonal drainage basin data, *Hydrological Processes*, 23, 572-584.

- McCully, P., 1996. *Silenced Rivers: the ecology and politics of large dams*. Zed Books, London. 350 p.

- McGranahan, G., Balk, D., Anderson, B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization*, 19, 1, 17-37.

- Mead, A.A., Sheremet, A., Goni, M., Stone, G.W., 2005. Storm layer deposition on the Mississippi-Atchafalaya subaqueous delta generated by Hurricane Lili in 2002. *Continental Shelf Research*, 25, 18, 2213-2232.

- Meckel, T.A., Ten Brink, U.S., Williams, S.J., 2007. Sediment compaction rates and subsidence in deltaic plains: numerical constraints and stratigraphic influences. *Basin Research*, 19, 19-31.

- Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z.C., 2007. Global climate projections. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Avery, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the*

Intergovernmental Panel on Climate Change. University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY Cambridge, 747 p.

- Megahan, W. F., Nowlin, R.A., 1976. Sediment storage in channels draining small forested watersheds. In: *Proceedings of the Third Federal Interagency Sedimentation Conference*. Water Resources Council, Washington, D.C., 115-126.

- Megahan, W.F., 1982. Channel sediment storage behind obstructions in forested drainage basins draining the granitic bedrock of the Idaho Batholith. In: Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanston, D.N., (Eds.), *Sediment budgets and routing in forested drainage basins*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report PNW-141, Portland, Oregon, 114-121.

- Mei, W., Xie, S., Primeau, F., McWilliams, J., Pasquero, C., 2015. Northwestern Pacific typhoon intensity controlled by changes in ocean temperatures. *Science Advances*, 1, 4, e1500014.

- Meybeck, M., Ragu, A., 1996. River discharges to the oceans: an assessment of suspended solids, major ions and nutrient. UNEP, *Environment Information and Assessment*, 240 p.

- Meybeck, M., Dürr, H.H., Vörösmarty, C.J., 2006. Global coastal segregation and its river catchment contributors: a new look at land-ocean linkage. *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB1S90.

- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.

- Milliman, J.D., Quraishee, G., Beg, M., 1984. Sediment discharge from the Indus River to the ocean: past, present and future. In: Haq, B., Milliman, J. (Eds.), *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 65-70.

- Milliman, J.D., Broadus, J., Gable, F., 1989. Environmental and economic implications of rising sea level and subsiding deltas: the Nile and Bengal examples. *Ambio: A Journal of the Human Environment,* 18, 340-345.

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press: 392 p.

- Milne, G. A., Mitrovica, J., 2008. Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, 27, 25, 2292-2302.

- Min, S.K., Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., 2011. Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470, 378-381.

- Mitra, A., 2013. How mangrove resist natural disaster? Chapter 3. In: Mitra, A. (Ed.), *Sensitivity of Mangrove Ecosystem to Changing Climate*. Springer India, 107-129.

- Montgomery, D. R., Abbe, T.B., Peterson, N.P., Buffington, J.M., Schmidt, K., Stock, J.D., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature*, 381, 587-589.

- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611.

- Montgomery, D.R., Collins, B.D., Buffington, J.M., Abbe, T.B., 2003. Geomorphic effects of wood in Rivers. In: Gregory, S.V., Boyer, K.L., Gurnell, A.M. (Eds.), *The ecology and management of wood in world rivers*, 37. American Fisheries Society, Symposium, Bethesda, Maryland, USA, 21-48.

- Montgomery, D.R., Piégay, H., 2003. Wood in rivers: interactions with channel morphology and processes. *Geomorphology*, 51, 1-5.

- Moore, L.J., 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 111-124.

- Morgan, J.P., Larimore, P.B., 1957. Changes in the Louisiana shoreline. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 7, 303-310.

- Morgan, J.P., Morgan, D.J., 1983. *Accelerating retreat rates along Louisiana's coast: Baton Rouge*. Louisiana State University, Louisiana's Sea Grant College Program, 41 p.

- Morton, R.A., Pieper, M.J., 1975. *Shoreline changes in the vicinity of the Brazos river delta (San Luis Pass to Brown Cedar cut), an analysis of historical changes of the Texas Gulf shoreline*. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Geological Circular, 75, 4, 47 p.

- Morton, R.A., Speed, M.F., 1998. Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, 14, 4, 1373-1384.

- Morton, R.A., Miller, T.L., Moore, L.J., 2004. *National assessment of shoreline change: Part 1. Historical shoreline changes and associated land loss along the U.S. Gulf of Mexico*. U.S. Geological Survey, Open-file report 2004-1043, 42 p.

- Morton, R., Bernier, J., Barras, J., Ferina, N., 2005. *Rapid Subsidence and Historical Wetland Loss in the Mississippi Delta Plain: Likely Causes and Future Implications*. U.S. Geological Survey. Open-File Report, 2005-1216, 124 p.

- Mosley, M.P., 1981. The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand forest stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 571-579.

- MRC, Mekong River Commission, 2010. *Annual Mekong Flood Report 2009*. Office of the Secretariat in Phnom Penh, Cambodia. 80 p.

- Mugnier, C.J., 2002. The Socialist Republic of Vietnam, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. *Grids and Datums of Vietnam*, 8, 5, 403-405.

- Mulholland, P.J., 1981. Deposition of riverborne organic carbon in floodplains wetlands and deltas. In: National Research Council. *Flux of Organic Carbon by Rivers to the Oceans: Report of a Workshop*. Woods Hole, Massachusetts, September 21-25, 1980. Washington, DC: The National Academies Press, 142-172.

- Naidu, A.S., 1969. Texture of modern deltaic sediments of Godavari River (India). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53, 3, 733-734.

- Nakamura, F., Swanson, F.J., 1993. Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 43-61.

- NAS (National Academy of Science), 1974. *The effects of herbicides in South Vietnam, Part A: Summary and conclusion*. Committee on the Effects of Herbicides in Vietnam. Wash.IV, 92-125.

- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J., Nicholls, R.J., 2015. *Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding—a global assessment*. LoS One, 10, 3, e0118571, 34 p.

- Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., Marchard, M., 1999. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analysis. *Global Environmental Change, Special Issue*, 9, 69-87.

- Nicholls, R.J., 2004. Coastal flooding and wetland loss in the 21st century: Changes under the SRES climate and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, 14, 1, 69-86.

- Nienhuis, J.H., 2017. How to find every river delta on Earth? *Geophysical Research Abstracts*, European Geosciences Union Meeting, Vienna, Austria, 23-28 April, 2017, 19.

- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Roos, P.C., Hulscher, S.J.M.H., Giosan, L., 2013. Wave reworking of abandoned deltas. *Geophysical Research Letters*, 40, 5899-5903.

- Noin, D., 1997. *L'humanité sur la planète*. Paris, Editions Unesco, 46 p.

- Noin, D., 1999. La population des littoraux du monde. *L'information Géographique*, 63, 2, 65-73.

- NWDA (National Water Development Agency), 2015. *Annual Report, 2014-15*. New Delhi, 149 p.

- Obowu, C.D., Abam, T.K.S., 2014. Spatial and Multi-Temporal Change Analysis of the Niger Delta Coastline Using Remote Sensing and Geographic Information System (GIS). *International Journal of Remote Sensing Applications*, 4, 1, 41-47.

- Ohimain, E.I., Imoobe, T.O.T., Benka-Coker, M.O., 2005. The impact of dredging on macrobenthic invertebrates in a tributary of the Warri River, Niger delta, *African Journal of Aquatic Science*, 30, 1, 6, 49-54.

- Olea, R.A., Coleman, J., 2014. A synoptic examination of causes of land loss in southern Louisiana as they relate to the exploitation of subsurface geologic resources. *Journal of Coastal Research*, 30, 1025-1044.

- Ollivier, P., Hamelin, B., Radakovitch, O., 2010. Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 3, 907-927.

- ORNL (Oak Ridge National Laboratory), 2004. *Landscan Population Dataset*. URL: http://www.ornl.gov/sci/gist/landscan/.

- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.

- OSR., 2016. *Bilan actualisé des flux particulaires du Rhône Action III.3 Version du 13 juillet 2016 – Bilan actualisé des flux de matières en suspension et micropolluants associés sur le bassin du Rhône pour la période 2011-2015* - Rapport d'avancement - Poulier, G.

- Overeem, I., Syvitski, J.P.M., 2009. *Dynamics and Vulnerability of Delta Systems*. LOICZ Reports & Studies, 35, GKSS Research Center, 54 p.

- Paine, J.G., Mathew, S., Caudle, T., 2011. *Texas Gulf Shoreline Change Rates through 2007*. Bureau of Economic Geology [Report], Coastal Coordination Council Pursuant to National Oceanic and Atmospheric Administration Award No. NA09NOS4190165, Texas, 43 p.

- Pajak, M.J., Leatherman, S., 2002. The highwater line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, 18, 2, 329-337.

- Palanques, A., Plana, F., Maldonado, A., 1990. Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 95, 247-263.

- Pall, P., Aina, T., Stone, DA., Stott, P.A., Nozawa, T., Hilberts, A.G., Lohmann, D., Allen, M.R., 2011. Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, 470, 382-385.

- Panin, N., Overmars, W., 2012. The Danube delta evolution during the Holocene: Reconstruction attempt using geomorphological and geological data, and some of the existing cartographic documents. *Geo-Eco-Marina*, 18, 75-104.

- Paskoff, R., 2003. *Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution*, Armand Colin, Paris, 3e ed., 260 p.

- Peduzzi, P., 2014. Sand, Rarer than One Thinks, *Global Environmental Alert Service. UNEP*, 15 p.

- Peel, M.C., Finlayson, B.L., MacMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633-1644.

- Penland, S., 1996. *Historical shoreline change in the North Gulf of Mexico*. US Environmental Protection Agency, Gulf of Mexico Program, 1 map.

- Penland, S., Connor, P.F., Cretini, F., 2003. CWPPRA Adaptive Managment: Assessment of five barrier island restoration projects. *Coastal Sediments*, 3, 12 p.

- Penland, S., Kulp, M.A., 2005. Deltas. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, Dordrecht, 362-368.

- Perez, B., Day, J., Rouse, L., Shaw, R., Wang, M., 2000. Influence of Atchafalaya River discharge and winter frontal passage on suspended sediment concentration and flux in Fourleague bay, Louisiana. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50, 271-290.

- Pfeffer, W., Harper, J., O'Neel, S., 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st century sea-level rise. *Science*, 321, 1340-1343.

- Phillips, J.D., Slattery, M.C., Musselman, Z.A., 2005. Channel adjustments of the lower Trinity River, Texas downstream of Livingston Dam. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1419-1439.

- Pinot, J.P., 1969. L'ossature géologique des deltas, d'après le colloque de Houston, Compte rendu, *Annales de Géographie*, 78, 430, 703-704.

- Pitlick, J., 1995. *Sediment routing in tributaries of the Redwood Creek basin, northwestern California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1454-K, GPO, Washington, D.C., 76 p.

- Pont, D., Day, J., Hensel, P., Franquet, E., Torre, F., Rioual, P., Ibañez, C., Coulet, E., 2002. Response scenarios for the deltaic plain of the Rhône in the face of an acceleration in the rate of sea level rise, with a special attention for Salicornia type environments. *Estuaries*, 25, 337-358.

- Porebski, S.J., Steel, R.J., 2003. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relationship to deepwater sands, *Earth-Science Reviews*, 62, 283-326.

- Porebski, S.J., Steel, R.J., 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 390-403.

- Poulin, D., Tourment, R., 2015. Coastal Protection Degradation Scenarios. Chapter 7. In: Ait-Mokhtar, A., Millet, O. (Eds.), *Structure Design and Degradation Mechanisms in Coastal Environments*. Wiley, 285-344.

- Poulos, S.E., Collins, M.B., 2002. Fluviatile sediment fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams. In: Jones SJ, Frostick, LE. (Eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Special Publications Geological Society, London, 191, 227-245.

- Powel, M.D., 1982. The transition of the Hurricane Frederic boundary-layer wind field from the open Gulf of Mexico to landfall. *Monthly Weather Review*, 110, 1912-1932.

- Powell, M.D., 1987. Changes in the low-level kinematic and thermodynamic structure of Hurricane Alicia (1983) at landfall, *Monthly Weather Review*, 115, 75-79.

- Preoteasa, L., Vespremeanu-Stroe, A., Tatui, F., Timar-Gabor, A., Cardan, I., 2016. The evolution of the Sf. Gheorghe (Danube) asymmetric deltaic lobe in association with the cyclic development of a river-mouth bar. *Geomorphology*, 253, 59-73.

- Priest, G.R., 1999. Coastal shoreline change study northern and central Lincoln county, Oregon. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 28, 140-157.

- Pringle, A.W., 1989. *The history of dredging in Cleveland Bay, Queensland and its effect on sediment movement and on the growth of mangroves, corals and seagrass*, GBRMPA, URL: http://www.gbrmpa.gov.au/corp_site/info_services/publications/research_publications/rp11/rp11_full.pdf.

- Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E.J., Raccasi, G., Robresco, S., 2014. The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology*, 209, 27-41.

- Psomiadis, D., Ghilardi, M., Demory, F., Delanghe-Sabatier, D., Bloemendal, J., Yiu, C., 2014. Late Pleistocene to Mid Holocene landscape reconstruction in the western part of the Thessaloniki Plain, Greece: evidence for environmental changes, and implications for human occupation, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issue*, 58, 2, 67-87.

- Ramaswamy, V., Rao, P.S., Rao, K.H., Thwin, S., Rao, N.S., Raiker, V., 2004. Tidal influence on suspended sediment distribution and dispersal in the northern Andaman Sea and Gulf of Martaban. *Marine Geology*, 208, 33-42.

- *Rand McNally Encyclopedia of World Rivers*, 1980. London: Bison Books Limited, 350 p.

- Rao, P.S., Ramaswamy, V., Thwin, S., 2005. Sediment texture, distribution and transport on the Ayeyarwady continental shelf, Andaman Sea. *Marine Geology*, 216, 239-247.

- Rao, M.A., Ramamurthy, S., Shah, B.M., Rao, V.H., 2006. Recent morphological changes along the Krishna delta shoreline, *Journal Geological Society of India*, 67, 629-635.

- Rao, N.K., Subraelu, P., Kumar, K.C.V., Demudu, G., Malini, B.H., Rajawat, A., 2010. Impacts of sediment retention by dams on delta shoreline recession: evidences from the Krishna and Godavari deltas, India, *Earth surface processes and landform*s, 35, 7, 817-827.

- Rao, N.K., Saito, Y., Nagakumar, K.C.V., Demudu, G., Rajawat, A.S., Kubo, S., Li, Z., 2015. Palaeogeography and evolution of the Godavari delta, east coast of India during the Holocene: An example of wave-dominated and fan-delta settings. Palaeogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology*, 440, 213-233.

- Räsänen, T.A., Koponen, J., Lauri, H., Kummu, M., 2012. Downstream hydrological impacts of hydropower development in the Upper Mekong Basin. *Water Resources Management*, 26, 3495-3513.

- Rasheed, K., Balchand, A.N., 2001. Environmental studies on impacts of dredging, *International Journal of Environmental Studies*, 58, 6, 703-725.

- Ray, R.D., Sanchez, B.V., 1989. *Radial deformation of the Earth by oceanic tidal loading*. NASA Technological Memo, 100743.

- Ray, R.D., 1999. *A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry.* GOT99.2 NASA Technical Memorandum 209478.

- Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Clastic Coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 154-231.

- Reeves, R., 1994. *President Kennedy: Profile of power*. New-York, Simon and Schuster, 800 p.

- Roberts, H.H., 1997. Dynamic changes of the Holocene Mississippi river delta plain: the delta cycle. *Journal of Coastal Research*, 13, 605-627.

- Robertson, A.I., Blaber, S.J.M., 1992. Plankton, Epibenthos and Fish Communities. Chapter 7. In: Robertson, A.I., Alongi, D.M. (Eds.), *Tropical Mangrove Ecosystems*. Coastal and Estuaries Studies, 41, American Geophysical Union, 173-224.

- Robin, M.,2002. Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. In: Baron-Yelles, N., Goeldner-Gionella, L., Velut, S. (Eds.), *Le littoral, regards, pratiques et savoirs.* Etudes offertes à Fernand VERGER. Edition Rue d'Ulm / Presses universitaires de l'Ecole Normale Supérieure, Paris, 95-115.

- Rodolfo, K.S., 1969. Sediments of the Andaman basin, North Eastern Indian Ocean. *Marine Geology*, 7, 371-402.

- Rojas, O., Li, Y., Cumani, R., 2014. *Understanding the Drought Impact of El Niño on the Global Agricultural Areas: An Assessment Using FAO's Agricultural Stress Index (ASI).* Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 48 p.

- Rooney, J.J.B., Fletcher, C.H., Barbee, M., Eversole, D., Lim, S.-C., Richmond, B.M., Gibbs, A., 2003. Dynamics of Sandy Shorelines in Maui, Hawaii: Consequences and Causes. *Coastal Sediments*, 3, Proceedings. Clearwater Beach, Florida, 14 p.

- Royal Society, 2014. *Resilience to Extreme Weather*, 122 p. URL: https://royalsociety.org-/topics-policy/projects/resilience-extreme-weather/.

- Rubel, F., Kottek, LM., 2010. Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, 19, 135-141.

- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K., Auer, I., 2017. The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800-2100, *Meteorologische Zeitschrift*, 26, 2, 115-125.

- Sabatier, F., Suanez, S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century / Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin du XIXe siècle. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9, 4, 283-300.

- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A., Suanez, S., 2009. Connecting large-scale coastal behavior with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology*, 107, 79-89.

- Sabatier, F., Plaine, J. Kulling, B., 2017. *Une approche scientifique pour une connaissance des risques littoraux en Camargue*. Aix-en-Provence.

- Sabha, R., 2014. *Government of India Ministry of Water Resources, River Development and Ganga Rejuvenation Memo* – Question No. 124, 07/07/2014, URL: http://indiaenvironmentportal.org.in/content/395796/question-raised-in-rajya-sabha-on-inter-linking-of-rivers-07072014/. Accessed 09/10/2016.

- Sadio, M., Anthony, E.J., Diaw, A.T., Dussouillez, P., Fleury, J.T., Kane, A., Almar, R., Kestenare, E., 2017. Shoreline Changes on the Wave-Influenced Senegal River Delta, West Africa: The Roles of Natural Processes and Human Interventions. In: Ouillon, S. (Ed.), Sediment transport in coastal waters. *Water*, Special publication, 9, 5, 357, 17 p.

- Saito, Y., Chaimanee, N., Jarupongsakul, T., Syvitski, J.P.M., 2007. Shrinking mega deltas in Asia: sea-level rise and sediment reduction impacts from case study of the Chao Phraya Delta. *Newsletter of the IGBP/IHDP Land Ocean Interactions in the Coastal Zone*, 2, 3-9.

- Salomon, J.N., 2008. *Géomorphologie sous-marine et littorale*. Presses Universitaires de Bordeaux : Pessac, 285-290.

- Sampson, J., Easton, A., Singh, M., 2005. Modeling the effect of proposed channel deepening on the tides in Port Phillip Bay. *Australian & New Zealand Industrial and Applied Mathematics Journal*, 46, E, C888-C901.

- Savoye, B., Babonneau, N., Dennielou, B., Bez, M., 2009. Geological overview of the Angola–Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 23, 2169-2182.

- Scruton, P.C., 1960. Delta building and the deltaic sequence. In: Shepard, F.P., Phleger, F.B., Van Andel, T.H. (Eds.), *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 82-102.

- Sein, Z.M.M., Ogwang, B.A., Ongoma, V., Ogou, F.K., Batebana, K., 2015. Inter-annual variability of summer monsoon rainfall over Myanmar in relation to IOD and ENSO. *Journal of Environmental and Agricultural Sciences*, 4, 28-36.

- Sestini, G., 1992. Implications of climatic changes for the Po delta and the Venice lagoon. In: Jeftic, L., Milliman, J., Sestini, G. (Eds.), *Climate Change and the Mediterranean*. Arnold, London, 429-495.

- Shen, W., Ginis, I., Tuleya, R.E., 2002. A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 789-802.

- Shields, F.D., Gippel, C.J., 1995. Prediction of effects of woody debris removal on flow resistance. American Society of Civil Engineers, *Journal of Hydraulic Engineering*, 121, 341-354.

- Shirley, M.L. (Ed.), 1966. *Deltas in their geological framework*. Houston, Houston Geological Society, 252 p.

- Shokita, S., 2004. The role of aquatic animals in mangrove ecosystems. Chapter 5. In: Vannucci, M. (Ed.), *Mangrove, Management and Conservation: Present and Future*. United Nations University Press, 76-110.

- Short, A., 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: a review. *Tevista Chilena de Historia Natural*, 69, 589-604.

- Short, A., 1999. Wave-dominated beaches. In: Wiley and Sons (Eds.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Chichester, 173-203.

- Shoshany, M., Degani, A., 1992. Shoreline detection by digital image processing of aerial photography. *Journal of Coastal Research*, 8, 1, 29-34.

- SIWRP (Southern Institute for Water Resources Planning), 2005. *An "Integrated planning of irrigation of the Mekong Delta*".

- Sliti, M., 1990. *Fonctionnement des brise-lames dans le système littoral du golfe de Tunis*. [Dissertation], Bordeaux I University I, 444 p.

- Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19, 3, 584-599.

- Smith, S.E., Abdel-Kader, A., 1988. Coastal erosion along the Egyptian Delta, *Journal of Coastal Research*, 4, 2, 245-255.

- Smith, R.D., Sidle, R.C., Porter., P.E., 1993. Effects on bedload transport of experimental removal of woody debris from a forest gravel-bed stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 455-468.

- Smith, J., Bentley, S., Snedden, G., White, C., 2015. What role do hurricanes play in sediment delivery to subsiding river deltas? *Scientific Report Nature*, 5, 17582.

- Snedaker, S., 1984. Mangroves: a summary of knowledge with emphasis on Pakistan. In: Haq, B., Milliman, J. (Eds.), *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 255-262.

- Snoussi, M., Haida, S., Imassi, S., 2002. Effects of the construction of dams on the Moulouya and the Sebou rivers (Morocco). *Regional Environmental Change*, 3, 5-12.

- Solomon, S.M., 2005. Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, Northwest Territories, Canada. *Geo-Marine Letters*, 25, 127-137.

- Solomon, S.M., Plattner, G.K., Knutti, R., Friedlingstein, P., 2009. Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *PNAS*, 106, 6, 1704-1709.

- Spalding, M., Kainuma, M., Collins, L., 2010a. *World Atlas of Mangroves*. A collaborative project of ITTO, ISME, FAO, UNEP-WCMC, UNESCO-MAB, UNU-INWEH and TNC. London (UK): Earthscan, London. 319 p.

- Spalding, M., Kainuma, M., Collins, L., 2010b. Data layer from the World Atlas of Mangroves. In: Supplement to: Spalding, M., Kainuma, M., Collins, L. (2010a), *World Atlas of Mangroves.* Cambridge (UK): UNEP World Conservation Monitoring Centre. URL: data.unep-wcmc.org/datasets/22.

- Stanley, D., 1988. Subsidence in the northeastern Nile delta: rapid rates, possible causes, and consequences. *Science*, 240, 497-500.

- Stanley, D., Warne, A., 1993. Nile delta: recent geological evolution and human impacts. *Science*, 260, 628-634.

- Steinmetz, F., Deschamps, P.Y., Ramon, D., 2011. Atmospheric correction on the presence of sun glint: application to MERIS, *Optics Express*, 19, 9783-9800.

- Stellman, S.D., Stellman, J.M., 1986. Estimation of Exposure to Agent Orange and Other Defoliants Among American Troops in Vietnam: A Methodological Approach. *American Journal of Industrial Medicine*, 9, 305-321.

- Stellman, J.M., Stellman, S.D., Weber, T., Tomassallo, C., Stellman, A.B., Christian, R., 2003. A Geographic Information System for Characterizing Exposure to Agent Orange and Other Herbicides in Vietnam. *Environmental Health Perspectives*, 111, 3, 312-328.

- Stellman, S.D., Stellman, J.M., 2004. Exposure opportunity models for Agent Orange, dioxin, and other military herbicides used in Vietnam, 1961–1971. *Journal of Exposure Analysis and Environmental Epidemiology*, 14, 354-362.

- Stockdon, H.F., Doran, K.S., Sallenger, A.H., 2009. Extraction of lidar-based dune-crest elevations for use in examining the vulnerability of beaches to inundations during hurricanes. *Journal of Coastal Research*, 25, 6, 59-65.

- Suanez, S., Provansal, M., 1996. Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhone delta. *Quaternary Science Reviews*, 4, 811-818.

- Summerfield, M.A., Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins, *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13871-13883.

- Sunamura, T., 1988. Beach morphologies and their change. In: Horikawa, K. (Ed.), *Nearshore dynamics and coastal processes*. University of Tokyo press, Tokyo, 133-166.

- Surian, N., Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, 307-326.

- Swanson, F.J., Lienkaemper, G.W., Sedell, J.R., 1976. *History, physical effects, and management implications of large organic debris in western Oregon streams*. USDA Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, General Technical Report GTR-PNW-56, Portland, Oregon, 15 p.

- Swanston, D.N., Wanson, F.J., 1976. Timber harvesting, mass erosion, and steepland forest geomorphology in the Pacific Northwest. In: Coates, D.R. (Ed.), G*eomorphology and engineering*. Dowden, Hutchinson, and Ross. Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 1999-221.

- Syvitski, J.P.M., Morehead, M., Nicholson, M., 1998a. HYDRO-TREND: a climate-driven hydrologic-transport model for predicting discharge and sediment load to lakes or oceans. *Computers and Geosciences*, 24, 1, 51-68.

- Syvitski, J.P.M., Nicholson, M., Skene, K., Morehead, M.D., 1998b. PLUME 1.1: deposition of sediment from a fluvial plume. *Computers and Geosciences*, 24, 159-171.

- Syvitski, J.M., Morehead, M.D., 1999. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California, *Marine Geology*, 154, 13-28.

- Syvitski, J., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376-380.

- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of Deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57, 261-282.

- Syvitski, J.M., Kettner, A.J., 2007. On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea. *Continental Shelf Research*, 27, 3–4, 296-308.

- Syvitski, J.P.M., 2008. Deltas at risk. *Sustainability Science*, 3, 1, 23-32.

- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C.J., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2, 681-689.

- Tamburelli, P., Thill, O., 2013. *The Nile Metropolitan Area*. Delft: Berlage Institute, TU Delft, 178 p.

- Tao, B., Tian, H., Ren, W., Yang, J., Yang, Q., He, R., Cai, W., Lohrenz, S., 2014. Increasing Mississippi river discharge throughout the 21st century influenced by changes in climate, land use, and atmospheric CO2. *Geophysical Research Letters*, 41, 4978-4986. URL: http://dx.doi.org/10.1002/2014GL060361.

- Tasnim, K.M., Esteban, M., Shibayama, S., Takagi, H., 2015. 2008. Cyclone Nargis in Myanmar and post-cyclone preparedness activities. In: Esteban, M., Takagi, H., Shibayama, T. (Eds.), *Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners*. Butterworth-Heinemann, 55-74.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

- Thanh, T. D., Saito, Y., Huy, D. V., Cu, N. H. and Chien, D. D., 2005. Coastal erosion in Red River Delta: Current Status and Response. In: Chen, Z.Y., Saito, Y., Goodbred, S.L. (Eds.), *Mega-Deltas of Asia: Geological Evolution and Human Impact*. China Ocean Press, Beijing, 98-106.

- Thao, N.V., 2008. *Mapping landuse/cover and detecting the landuse/cover changes in the coast of Red River Delta by using remotely sensed data and GIS technology*. Project report reserved at the Institute of Marine Environment and Resources,18-23.

- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., 2009. *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2008-1278.

- Thrush, S.F., Dayton, P.K., 2002. Disturbance to marine benthic habitats by trawling and dredging: Implications for marine biodiversity, *Annual Review of Ecology and Systematics*, 33, 449-474.

- Tiveront, J., 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 53, 26-42.

- Topich, W.J., Leitich, K.A., 2013. *The History of Myanmar*. Greenwood Histories of the Modern Nations, Greenwodd, 173 p.

- Torab, M., Azab, M., 2007. Modern shoreline changes along the Nile Delta coast as an impact of construction of the Aswan High Dam. *Journal of Geographia Technica*, 2, 6976.

- Tornqvist, T., Kidder, T., Autin, W., van der Borg, K., de Jong, A., Klerks, C., Snijders, E., Storms, J., van Dam, R., Wiemann, M., 1996. A revised chronology for Mississippi river subdeltas. *Science*, 273, 1693-1696.

- Tran, T., Amat, J.P., Pirot, F., 2007. Guerre et défoliation dans le Sud Viêtnam, 1961-1971. *Histoire et Mesure*, XXII, 1, URL : http:// histoiremesure.revues.org/2273.

- Trepanier, I., Dubois, J.M.M., Bonn, F., 2002. Suivi de l'évolution du trait de côte à partir d'images HRV (XS) de SPOT : application au delta du fleuve rouge, Viêtnam. *International Journal of Remote Sensing*, 23, 5, 917-937.

- Tri, V.K., 2012. Hydrology and Hydraulic Infrastructure Systems in the Mekong Delta, Vietnam. In: Renaud, F.G., Künzer, C. (Eds.), *The Mekong Delta System, Interdisciplinary Analyses of a River Delta*. Springer, Environmental Science and Engineering, Chapter 3, 49-81.

- Tricart, J., Cailleux, A., 1965. *Introduction à la géomorphologie climatique*, SEDES, Paris, 306 p.

- Tschirley, F.H., 1969. Defoliation in Vietnam. *Science*, 163, 779-786.

- Tuleya, R.E., Kurihara, Y., 1978. A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 242-257.

- Tuleya, R.E., 1994. Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions, *Monthly Weather Review*, 122, 291-304.

- Twilley, R.R., Bentley, S.J., Chen, Q., Edmonds, D.A., Hagen, S.C., Lam, N.S.N., Willson, C.S., Xu, K., Braud, D., Peele, R.H., McCall, A., 2016. Co-evolution of wetland landscapes, flooding, and human settlement in the Mississippi River Delta Plain. *Sustainability Science*, 11, 4, 711-731.

- Uehara, K., Sojisuporn, P., Saito, Y., Jarupongsakul, T., 2010. Erosion and accretion processes in a muddy dissipative coast, the Chao Phraya River delta, Thailand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1701-1711.

- UN (United Nations), 2005. *World Population Prospects: The 2006 Revision and World Urbanization Prospects: The 2005 Revision*. Population Division of the Department of Economic and Social Affairs of the United Nations Secretariat, 210 p.

- Unverricht D., Szcucinski W., Stattegger K., Jagodzinski R., Le X.T., Kwong L.L.W., 2013. Modern sedimentation and morphology of the subaqueous Mekong Delta, Southern Vietnam. *Global and Planetary Change*, 110, 223-235.

- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Vande Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, F., Fuentes, M., Hagemann, S., Ho´ Lm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., Mcnally, A.P., Mahfouf, J.F., Morcrette, J.J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 612, 2961-3012.

- USAID, 1968. *Cyclone, Burma Disaster Relief, May 1968*. U.S. Agency for International Development AID), Rangoon, Burma, 38 p.

- Van Andel, T.H., 1967. The Orinoco delta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 297-310.

- Van Asselen, S., Stouthamer, E., Van Asch, T.W.J., 2009. Effects of peat compaction on delta evolution: A review on processes, responses, measuring and modeling. *Earth Science Reviews*, 92, 35-51.

- Van Beek, J., Meyer-Arendt, K., 1982. Louisiana's eroding coastline: Recommendations for protection. *Coastal environments*, Baton Rouge, Los-Angeles, 49 p.

- Van Maren, B., 2004. Morphodynamics of a cyclic prograding delta: The Red River, Vietnam. Dissertation, University Utrecht, *Nederlandse Geografische Studies*, 324, 167 p.

- Van Rijn, L.C., 1998. Principles of Coastal Morphology. *Aqua Publications*, The Netherlands.

- Van Santen, P., Augustinus, P.G.E.F., Janssen-Stelder, B.M., Quartel, S., Tri, N.H., 2007. Sedimentation in an estuarine mangrove ecosystem, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 566-575.

- Vantrepotte, V., Mélin, F., 2011. Inter-annual variations in the SeaWiFS global chlorophyll a concentration (1997–2007). *Deep Sea Research, Part I: Oceanographic Research Papers*, 58, 4, 429-441

- Verger, F., 1991. Les deltas et leur aménagement. *Annales de Géographie*, 100, 561-562, numéro du centenaire, 730-769.

- Vericat, D., Batall, R.J., 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79, 72-92.

- Vermeer, M., Rahmstorf, S., 2009. Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 21527-21532.

- Viers, G., 1968. *Eléments de Climatologie*, Fernand Nathan, Paris, 224 p.

- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., Syvitski, J.P.M., 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*. 39, 1–2, 169-190.

- Vörösmarty, C., Syvitski, J., Day, J., Sherbinin, A., Giosan, L., Paola, C., 2009. Battling to save the world's river deltas. *Bulletin of the Atomic Scientists*, 65, 31-43.

- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 111-126.

- Walling, D.E., 2008. The changing sediment load of the Mekong River. *Ambio: A Journal of the Human Environment*, 37, 3, 150-157.

- Walsh, J.P., Nittrouer, C.A., 2009. Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins, *Marine Geology*, 263, 34-45.

- Wang, H.J., Yang, Z.S., Saito, Y., Liu, J.P., Sun, X.X., Wang, Y., 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950–2005): impacts of climate change and human activities. *Global and Planetary Change*, 57, 331-354.

- Wang, H., Saito, Y., Zhang, Y., Bi, N., Sun, X., Yang, Z., 2011. Recent changes of sediment flux to the western Pacific Ocean from major rivers in East and Southeast Asia. *Earth Science Reviews*, 108, 80-100.

- Waycott, M., Longstaff, B.J., Mellors, J. 2005, Seagrass population dynamics and water quality in the Great Barrier Reef region: A review and future research directions, *Marine Pollution Bulletin*, 51, 1-4, 343-350.

- Webb, E.L., 2013. Deforestation in the Ayeyarwady Delta and the conservation implications of an internationally-engaged Myanmar. *Global Environmental Change*, 24, 321-333.

- Westing, A.H., 1976. *Ecological consequences Indochina war*. SIPRI, London-Philadelphia: Taylor, Francis, 119 p.

- Westing, A.H., 1992. La manipulation de l'environnement à des fins militaires. In: GRIP, *Les conflits verts. La dégradation de l'environnement, source de tensions majeures*. 129-135.

- WLE, 2017. *Dataset on the Dams of the Irrawaddy, Mekong, Red and Salween River Basins*. Vientiane, Lao PDR: CGIAR Research Program on Water, Land and Ecosystems - Greater Mekong. URL: https://wle-mekong.cgiar.org/maps/.

- Wolters, M., Kuenzer, C., 2015. Vulnerability assessments of coastal river deltas - categorization and review. *Journal of Coastal Conservation*, 19, 3, 345-368.

- Woodroffe, C.D., 1992. Mangrove sediments and geomorphology. Chapter 2. In: Robertson, A.I., Alongi, D.M. (Eds.), *Tropical Mangrove Ecosystems*. Coastal and Estuaries Studies, 41, American Geophysical Union, 7-41.

- Woodroffe, C.D., 2008, *Vulnerability of the Australian Coast to climate change: an international perspective*. [Conference], IPWEA National Conference on Climate Change Response, 4 August 2008.

- Xu, Y.J., 2014. Rethinking the Mississippi River diversion for effective capture of riverine sediments. Sediment Dynamics from the Summit to the Sea. In: Xu, Y.J., Allison, M.A., Bentley, S.J., Collins, A.L., Erskine W.D., Golosov, V, Horowitz, A.J., Stone, M. (Eds.), *Sediment Dynamics from the Summit to the Sea*. Proceedings of a symposium held in New Orleans, Louisiana, USA, 11–14 December 2014, International Association of Hydrological Sciences Publications, 367, 463-470.

- Xu, K., Mickey, R.C., Chen, Q., Harri, C.K., Hetland, R.D., Hu, K., Wang, J., 2016. Shelf sediment transport during hurricanes Katrina and Rita. *Computers and Geosciences*, 90, B, 24-39.

- Xue, C.T., 1993. Historical changes in the Yellow River delta, China. *Marine Geology*, 3-4, 321-330.

- Yañez-Arancibia, A., Day, J.W., Currie-Alder, B., 2009. Functioning of the Grijalva-Usumacinta River Delta, Mexico: Challenges for Coastal Management. *Ocean Yearbook*, 23, 473-501.

- Yañez-Arancibia, A., Day, J.W., 2016. Ecological dimensions of global changes: ecological integrity as strategy to coastal ecosystem-based management in Latin America. In: Muniz, P., Conde, D., Venturini, N., Brugnoli, E. (Eds.), *Coastal Marine Sciences in the 21st Century: Challenges in Latin America and the Caribbean*. AGT Editorial S. A., Mexico [in Spanish]. Chapter 3.4.

- Zăinescu, F.I., Tătui, F., Valchev, N.N., Vespremeanu-Stroe, A., 2017. Storm climate on the Danube delta coast: evidence of recent storminess change and links with large-scale teleconnection patterns. *Natural Hazards*, 87, 2, 599-621.

- Zamora-Arroyo, F., Nelson, S.M., Flessa, K.W., Nomura, R., 2013. Post-dam sediment dynamics and processes in the Colorado River estuary: Implications for habitat restoration, *Ecological Engineering*, 59, 134-143.

- Zamora-Arroyo, F., Flessa, K.W., 2009. Nature's fair share: finding and allocating water for the Colorado River delta. In: Lopez Hoffman, L.L., McGovern, E.D., Varady, R., Flessa, K.W. (Eds.), *Conservation of shared environments: Learning from the United States and Mexico*. University of Arizona Press, Tucson, Arizona, USA, 23-38.

- Zar, J.H., 1999. *Biostatistical Analysis*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 663 p.

Aix-Marseille Université

Ecole doctorale : Espaces, Cultures, Sociétés (ED 355)
Discipline : Géographie
Spécialité : Géomorphologie
Laboratoire : CEREGE (UMR 34)

Manon Besset

Morphodynamique récente, évolution et vulnérabilité des littoraux deltaïques : une analyse globale

Volume 2

ANNEXES

Sommaire des annexes

- Annexe A : Références bibliographiques des données quantitatives relatives aux bassins versants étudiés. 2
- Annexe B : Références bibliographiques des données relatives aux conditions climatiques des systèmes deltaïques et leurs bassins versants. 25
- Annexe C : Références bibliographiques des données relatives aux fleuves étudiés..... 33
- Annexe D : Références bibliographiques des données quantitatives relatives aux deltas étudiés. 56
- Annexe E : Références bibliographiques des données quantitatives relatives aux forçages marins étudiés. 83
- Annexe F : Références bibliographiques des données relatives aux enjeux, occupations et activités anthropiques. 101
- Annexe G : Métadonnées des données spatiales satellitaires, cartographiques et de relevés de terrain. 118
- Annexe H : Scripts de traitement des climats de houles (base de données ERA-40). . 164
- Annexe I : Métadonnées des stations de débits (base de données GRDC). 175
- Annexe J : Scripts de traitements des particules en suspension proche-côtières (base de données GlobCoast). 258
- Annexe K : Rose des houles des régions proche-côtières des deltas étudiés (base de données ERA-40). 278
- Annexe L : Détail des données granulométriques collectées sur le terrain sur les plages du delta de l'Ayeyarwady (Novembre 2016). 285
- Annexe M : Besset, M., Anthony, E.J., Brunier, G., Dussouillez, P., 2016. Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014). Géomorphologie, relief, processus, environnement, 22, 2, 5-14..... 289
- Annexe N : Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., 2017. Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability. WWF Report, 45 p. 304
- Annexe O : Besset, M., Anthony, E.J., Dussouillez, P., Goichot, M., The impact of Cyclone Nargis on the Ayeyarwady (Irrawaddy) River delta shoreline and nearshore zone. Comptes Rendus Geoscience, in press..... 350

• Annexe P : Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017. River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas : the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. Elementa Science of the Anthopocene…… 373

Annexe A : Références bibliographiques des données quantitatives

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Amazone	Goulding et al., 2003, Peucker-Ehrenbrink, 2009; Govin et al., 2012, Syvitski & Saito, 2007, Callède et al., 2010, Organization of American States, 2005		Syvitski & Saito, 2007		Milliman et al., 1985, Syvitski & Saito, 2007
Amou-Daria	Coleman & Huh, 2004, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, Olsson et al., 2008	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Arno	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Holeman, 1968
Baram	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Brazos	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Judson & Ritter, 1964
Burdekin	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Belperio, 1979
Ceyhan - Seyhan	Syvitski et al., 2005		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Syvitski, 1992
Chao Phraya	Syvitski et al., 2005, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003, Milliman & Farnsworth, 2011	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Meade, 1983, Syvitski & Saito, 2007
Colorado (Mexique)	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Meade & Parker, 1985, Syvitski & Saito, 2007

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Colorado (Texas)	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Curtis et al., 1973, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Colville	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Meade, 1983
Danube	Coleman & Huh, 2004, Dan et al., 2007, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Dniepr	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Hay et al., 1987
Ebre	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Palazon & Navas, 2014	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Palanques et al., 1990
Fly	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007, Harris, 1991
Ganges-Brahmapoutre	Coleman & Huh, 2004, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, Syvitski & Saito, 2007, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Hossain unp. Data from Milliman & Syvistki, 1992
Godavari	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Biksham & Subramanian, 1988
Grijalva	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Fleuve Jaune	Qin and Li, 1983; Schubel et al., 1984; Ren and Shi, 1986; Gao et al., 1989; Fan & Guo, 1992; Qian et al., 1993; Zhu, 1993, Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983, Milliman & Farnsworth, 2011, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Indus	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007, Milliman et al., 1987
Ayeyarwady	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Klang	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Krishna	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Ramesh & Subramanian, 1988
Léna	Coleman & Huh, 2004, Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Limpopo	Milliman & Farnsworth, 2011	Heyns, 2003	Syvitski et al., 2005		Milliman & Meade, 1983, Syvitski & Saito, 2007

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Mackenzie	McLennan, 1993, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Syvitski, 1992
Magdalena	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005, Restrepo & Lopez, 2008	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005, Restrepo & Lopez, 2008, Milliman & Meade, 1983
Mahanadi	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Chakrapani & Subrarnanian, 1990, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Mangoky	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Mékong	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Mississippi	Coleman & Huh, 2004, Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Meade et al., 1990, Syvitski & Saito, 2007
Murray	Milliman & Farnsworth, 2011		Summerfield & Hulton, 1994		Milliman & Farnsworth, 2011, Milliman & Meade, 1983
Niger	Coleman & Huh, 2004, Peucker-Ehrenbrink, 2009; Govin et al., 2012, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Nil	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Sestini, 1992, Syvitski & Saito, 2007
Ombrone	Correggiari et al., 2005, Milliman & Ren, 1995				

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Orange	Peucker-Ehrenbrink, 2009; Govin et al., 2012	Heyns, 2003	Syvitski et al., 2005		Rooseboom & Harmse, 1979, Syvitski et al., 2005
Ord	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Kata, 1978
Orénoque	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Syvitski, 1992
Paraiba del Sol	UNESCO	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Parana	Coleman & Huh, 2004, Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Depetris & Lenardon, 1982, Syvitski & Saito, 2007
Pearl	Syvitski 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Petchora	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Magritsky et al., 2013	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Lisitzin, 1972
Pô	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, CIE, 1974
Rhône	Syvitski & Saito, 2007, Maillet et al., 2006		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983
Sao Francisco	Coleman & Huh, 2004, Peucker-Ehrenbrink, 2009; Govin et al., 2012	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Depetris & Paolini, 1991, Simpson, 1999, Milliman & Meade, 1983
Sénégal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Martins & Probst, 1991

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Shatt el Arab	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Fleuve Rouge	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, IUCN/IWMI; Ramsar Convention and WRI 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Tana	Knoop, 2012, Okazawa et al., 2009				Milliman & Meade, 1983
Vistule	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Lisitzin, 1972, Syvitski & Saito, 2007
Volga	Coleman & Huh, 2004, Kroonenberg et al., 1997, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Lisitzin, 1972, Syvitski & Saito, 2007
Volta	Barry et al., 2005				UNEP, 1982
Yangtze-Kiang	Coleman & Huh, 2004, Lu et al., 2011 ; Milliman & Meade, 1983, Syvitski & Saito, 2007, Hori et al., 2002, Li et al. 1983 ; Schubel et al. 1984 ; Chen et al. 1985, 1988 ; Zhu 1993 ; Li & Wang 1998, IUCN/IWMI ; Ramsar Convention and WRI 2003, Milliman & Meade, 1983 ; Milliman & Syvitski, 1992 ; Yang et al., 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Meade, 1983, Syvitski & Saito, 2007
Yukon	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Meade & Parker, 1985
Zaïre	Milliman & Farnsworth, 2011	Heyns, 2003	Syvitski et al., 2005		Milliman & Meade, 1983, Syvitski et al., 2005

Annexe A

Delta	Surface du bassin de drainage	Relief moyen	Altitude maximale	Altitude minimale	Production en sédiments
Zambèze	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	meas.ncsu, Milliman & Meade, 1983
Cunene	Peucker-Ehrenbrink, 2009; Govin et al., 2012	Heyns, 2003			
Moulouya	Melhaoui & Boudot, 2009				Milliman & Syvitski, 1992
Medjerda	Arif, 2012				Tixeront, 1960
Moa	SRTM				

Références de l'Annexe A

- Arif, S., 2012. *Coût de la Dégradation des Ressources En Eaux : Le Bassin Versant de la Medjerda*. Atelier de Concertation. [Présentation], Sustainable Water Integrated Management, European Union, 7 December, 2012.

- Barry, B., Obuobie, E., Andreini, M., Andah, W., Pluquet, M., 2005. *The Volta river basin*. Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture, Comparative study of river basin development and management, 198 p.

- Belperio, A.P., 1979. The combined use of washload and bed material load rating curves for the calculation of total load: an example from the Burdekin River, Australia: *Catena*, 6, 317-329.

- Biksham, G., Subramanian, V., 1988. Sediment transport of the Godavari River Basin and its controlling factors. *Journal of Hydrology*, 101, 1–4, 275–290.

- Brondízio, E.S., Moran, E.F. (Eds.) 2013. *Human-Environment Interactions Current and Future Directions*. Springer Netherlands, 406 p.

- Callède, J., Cochonneau, G., Vieira Alves, F., Guyot, J.L., Santos Guimaraes, V., De Oliveira, E., 2010. The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean, *Water Science Journal*, 23, 3, 247–273.

- Chakrapani, G.J., Subramanian, V., 1990. Factors controlling sediment discharge in the Mahandi River basin, India. *Journal of Hydrology*, 117, 169-185.

- Chaperon, P., Danloux, J., Ferry, L., 1993. Fleuves et rivières de Madagascar. *Monographie Hydrologique,* 10, ORSTOM, Paris, 874 p.

- Chen, J., Shen, H., Yu, C. (Eds.), 1988. *Processes of Dynamics and Geomorphology of the Changjiang Estuary*. Shanghai Scientific and Technical Publications, Shanghai, 454 p.

- Chen, J., Zhu, H., Dong, Y., Sun, J., 1985. Development of the Changjiang Estuary and its submerged delta. *Continental Shelf Research*, 4, 47–56.

- CIE (Commission Internationale d'érosion), 1974. *Gross sediment transport into the oceans.* [Rapport] UNESCO, International Association of Hydrological Sciences, SC. 74/WS/33, 40 p.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Correggiari, A., Cattaneo, A., Trincardi, F., 2005. Depositional patterns in the late Holocene Po Delta system. In: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), *River Deltas — Concepts, Models, and Examples*. SEPM Special Publication, 83, 13–30.

- Curtis, W.F., Culbertson, K., Chase, E.B., 1973. Fluvial-sediment discharge to the oceans from the conterminous. United States. U.S., *Geological Survey Circular,* 670, 1–17.

- Dan, S., Stive, M., Van Der Westhuysen, A., 2007. Alongshore sediment transport capacity computation on the coastal zone of the Danube delta using a simulated wave climate. *Geo-Eco-Marina*, 1, 21-30.

- Depetris, P.J., Paolini, J.E., 1991. Biogeochemical aspects of South American Rivers: The Parana and Orinoco. In: Degens, T.E., Kempe, S., Richey, J.E. (Eds.). *Biogeochemistry of major world rivers*, Wiley, Chichester, UK, 105–125.

- Fan, Z., Guo, Y. (Eds.), 1992. *Atlas of Satellite Images and their Analysis in the Coastal Zone of the Huanghe Delta*. China Ocean Press, Beijing, 123 p.

- Frangipane, A., Paris, E., 1994. Long-term variability of sediment transport in the Ombrone River Basin (Italy). *International Association of Hydrological Sciences Publications.* 224, 317 –324.

- Gao, S., Li, Y., An, F., Wang, Y., Yang, F., 1989. *Formation and Sedimentary Environment of the Huanghe Delta*. China Science Press, Beijing, 246 p.

- Goulding, M., Barthem, R.B., Ferreira, E., 2003. *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Smithsonian Books, Washington, 256 p.

- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L.F., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M., 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, 1, 1-23.

- Harris, P. T., 1991. Sedimentation at the junction of the Fly River in the northern Great Barrier Reef, in Lawrence, D., and Cansvield-Smith, T. (Eds.), *Sustainable Development for Traditional Inhabitants of the Torres Strait Region: Townsville, Queensland*, Great Bar- rier Reef Marine Park Authority, 59-85.

- Hay, W.W., Rosol, M.J., Jory, D.E., Sloan II, J.L., 1987. Tectonic control of global patterns and detrital and carbonate sedimenta- tion. In: Doyle, L.J., Roberts, H.H. (Eds.), *Carbonate Clastic Transitions: Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, 1–34.

- Heyns, P., 2003. Water-resources management in southern Africa. In: Nakayama, M. (Ed.), *International waters in Southern Africa*. United Nations University Press, 5-37.

- Holeman, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Research*, 4, 4, 737-747.

- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Wang, P., 2002. Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, 146, 249-264.

- IUCN (International Union for Conservation of Nature and Natural Resources); IWMI (International Water Management Institute); Ramsr Convention on Wetlands; WRI (World Resources Institute), 2003. *Watersheds of Asia and Oceania*. AS12, Irrawaddy, Mekong, Salween, Water Resources Atlas.

- Judson, S. Ritter. D.F., 1964. Rates of denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research*, 69, 3395-3401.

- Kata, P., 1978, Ord River. *Sediment Study 1978*: Water Resources Section, Public Works Department, Australia, [Unpublished report], 56 p.

- Knoop L., Sambalino F., Van Steenbergen, F., 2012. *Securing Water and Land in the Tana Basin: a resource book for water managers and practitioners*. Wageningen, The Netherlands: 3R Water Secretariat, 173 p.

- Kroonenberg, S.B., Rusakov, G.V., Svitoch, A.A., 1997. The wandering of the Volga delta: A response to rapid Caspian Sea-level change. *Sedimentary Geology,* 107, 3–4, 189–209.

- Li, C., Li, P., Cheng, X., 1983. The influence of marine factors on sedimentary characteristics of Yangtze River channel below Zhenjiang. *Acta Geographica Sinica*, 38, 128–140.

- Li, C., Wang, P. (Eds.), 1998. *Late Quaternary Stratigraphical Study in the Changjiang River-Mouth Area*. China Science Press, Beijing, 222 p.

- Lisitzin, A.P., 1972. *Sedimentation in the World Ocean*, Banta, Tulsa, Okla. 218 p.

- Lu, X.X., Zhang, S.R., Xu, J.C., Merz, J., 2011. The changing sediment loads of the Hindu Kush-Himalayan rivers: an overview. Sediment Problems and Sediment Management in Asian River Basins (Proceedings of the Workshop held at Hyderabad, India, September 2009). *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 349, 21-36.

- Magritsky, D.V. Mikhailov, V.N., Korotaev, V.N., Babich, D.B., 2013. Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic. Proceedings of HP1, *International Association of Hydrological Sciences Publications* - IAPSOIASPEI Assembly 358 (Deltas: Landforms, Ecosystems and Human Activities), 67–79.

- Maillet, G.M., Vella, C., Berné, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event

at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). Marine Geology, 234, 159–177.

- Martins, O. and Probst, J.L. 1991. Biogeochemistry of major African rivers; carbon and mineral transport. In: Degens, E.T., Kempe, S. and Richey, J.E. (Eds.), B*iogeochemistry of Major World Rivers*. Plenum Press, New York, 428-465.

- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation: *Journal of Geology*, 101, 295–303.

- Meade, R.H., Parker, R.S., 1985. Sediment in Rivers of the United States. US Geological Survey, *Water Supply Paper*, 2275, 49–60.

- Meade, R.H., Yuzyk, T. R.; and Day, T. J., 1990, Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada: in Wolman, M. G., and Riggs, H. C. (Eds.), *The Geology of North America*, 1, Surface Water Hydrology: Boulder, Geological Society of America, 255-280.

- Melhaoui, M., Boudot, J.P., 2009. *Diagnostic de la biodiversité aquatique dans le Bassin Hydraulique de la Moulouya*. [Rapport], Projet UICN/ABHM Moulouya – Maroc, Intégration des considérations sur la biodiversité aquatique dans la planification de la gestion au niveau du bassin Hydraulique de la Moulouya, 38 p.

- Milliman, J.D., and Ren, M.E, 1995. River flux to the sea: Impact of human intervention on river systems and adjacent coastal areas. In: Eisma, D. (Ed.), *Climate Change: Impact on Coastal Habitation*, Lewis Publication, Boca Raton, 57–83.

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River discharge to the coastal ocean: A global synthesis*. Cambridge, University Press, 393 p.

- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1–21.

- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers, *Journal of Geology*, 525–544.

- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2015. Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena*, 127, 270-278.

- Mzezewa, J., Gwata, E.T., 2012. *The Nature of Rainfall at a Typical Semi-Arid Tropical Ecotope in Southern Africa and Options for Sustainable Crop Production, Crop Production Technologies*. Peeyush Sharma (Ed.), InTech, Available from:

http://www.intechopen.com/books/cropproduction- technologies/the-nature-of-rainfall-at-a-typical-semi-arid-tropical-ecotope-in-southern-africa-andoptions- for-su.

- Okazawa, H., Toyoda, H., Suzuki, S., Shimada, S., Nishimaki, R., 2009. Long-term-discharge analysis using the EPA method for the Tana River in Kenya. *Journal of Arid Land Studies*, 19, 1, 57-60.

- Olsson, O., Bauer, M., Ikramova, M., Froebrich, J., 2008. The role of the Amu Darya dams and reservoirs in future water supply in the Amu Darya Basin. In: Qi J., Evered K.T. (eds) *Environmental Problems of Central Asia and their Economic, Social and Security Impacts*. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer, Dordrecht, 277-292.

- Organization of American States, 2005. *Integrated and Sustainable Management of Transboundary Water Resources in the Amazon River Basin*. Water Project Series 8. 6 p. www.oas.org/osde.

- Palanques, A., Plana, F., Maldonado, A., 1990. Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 95, 247–263.

- Palazón, L., Navas, A., 2014. Modeling sediment sources and yields in a Pyrenean catchment draining to a large reservoir (Ésera River, Ebro Basin). *Journal of Soils Sediments*, 14, 9, 1612-1625.

- Panin, N., 2003. The Danube Delta. Geomorphology and Holocene Evolution: a Synthesis. In: *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9, 4. 247-262.

- Paulian, R. 1984. Madagascar: a microcontinent between Africa and Asia. In: Jolly, A., Oberlé, P., Albignac, R. (Eds.), *Key Environments: Madagascar*. Oxford: Pergamon Press, 1-26.

- Peucker-Ehrenbrink, B., 2009. Land2Sea database of river drainage basin sizes, annual water discharges, and suspended sediment fluxes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, 6, 1-10.

- Qian, Y., Ye, Q., Zhou, W. (Eds.), 1993. *Variation of Water Discharge and Sediment Discharge, Evolution of River Bed of the Main channel of the Huanghe*. Publication House China Construction Material Industry, Beijing, 230 p.

- Qiao, S., Shi, X., Zhu, A., Liu, Y., Bi, N., Fang, X., Yang, G., 2010. Distribution and transport of suspended sediments off the Yellow River (Huanghe) mouth and the nearby Bohai Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86, 337-344.

- Qin, Y., Li, F., 1983. Study of influence of sediment loads discharged from the Huanghe River on sedimentation in the Bohai Sea and the Huanghai Sea. *Proceedings of International*

Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. China Ocean Press, Beijing, 83–92.

- Ramesh, R., Subramanian, V., 1988. Temporal, spatial and size variation in the sediment transport in the Krishna River basin, India. *Journal of Hydrology*, 98, 1–2, 53–65.

- Randrianarijaona, P. 1983. The erosion of Madagascar. *Ambio*, 12: 308-311.

- Ren, M.E., Shi, T.L., 1986. Sediment discharge of the Yellow River (China) and its effect on the sedimentation of the Bohai and the Yellow Sea. *Continental Shelf Research*, 6, 785–810.

- Restrepo, J.D., Lopez, S.A., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 1–21.

- Rooseboom, A., von M. Harmse, H.J., 1979. Changes in the sediment load of the Orange River during the period 1929-1969. *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 128, 459-470.

- Scarelli, A., Benanchi, M., 2014. Measuring resilience on communalities involved in flooding Ombrone river. *Procedia Economics and Finance*, 18, 948-958.

- Schubel, J.R., Shen, H.T., Park, M.J., 1984. A comparison of some characteristic sedimentation processes of estuaries entering the Yellow Sea. *Proceedings of Korea–U.S. Seminar and Workshop, Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea.* KIER, Seoul, 286–308.

- Sestini, G., 1992. Implications of climatic changes for the Po delta and the Venice lagoon. In: Jeftic, L., Milliman, J., Sestini, G. (Eds.), *Climate Change and the Mediterranean*. Arnold, London, 429-495.

- Shahin, M., 2002. *Hydrology and Water Resources of Africa*. Water Science and Technology Library, Springer Netherlands, 41, 659 p.

- Simpson, L.D., 1999. The Rio Sao Francisco: Lifeline of the northeast. In: Biswas, A.K., Cordeiro, N.V., Braga, B.P.F., Tortajada, C. (Eds.), *Management of Latin American river basins: Amazon, Plata and Sao Francisco*. United Nations University Press, New York, USA, 207-244.

- Straub, K.M., Mohrig, D., 2009. Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents: observations from offshore Brunei Darussalam. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 24–39.

- Summerfield, M. A. Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13 871–13 883.

- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376–380.

- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of Deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57, 261–282.

- Tixeront, J., 1960. Solid flow of water in Algeria and Tunisia. In: International Association of Hydrological Sciences, ed., Assembly General of Helsinki. Wallingford, UK: *International Association of Hydrological Sciences Publications,* 53, 26-42. [URL] http://International Association of Hydrological Sciences. Info/Redbooks/a053/053004.pdf.

- Tony Rey. *Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène*. [Dissertation] Géomorphologie. Université Paul Valéry - Montpellier III, 2006. 327 p.

- Vanden Bossche, J.P., Bernacsek, G.M., 1990. *Source book for the inland fishery resources of Africa: 2*. CIFA Technical Paper, 18, 2. Rome, FAO, 411 p.

- Yang, S.L., Belkin, I.M., Belkina, A.I., Zhao, Q.Y., Zhu, J., Ding, P.X., 2003. Delta response to decline in sediment supply fromthe Yangtze River: evidence of the recent four decades and expectations for the next half-century. *Estuarine*, *Coastal* and *Shelf Science*, 57, 689–699.

- Zhu, D. Ed., 1993. *The Encyclopedia of Chinese River Systems*. Qingdao Publication, Qingdao, 642 p.

Annexe B : Références bibliographiques des données relatives aux conditions climatiques des systèmes deltaïques et leurs bassins versants

Delta	Amazone	Amou-Daria	Baram	Burdekin	Chao Phraya	Colorado (Mexique)	Colorado (Texas)	Colville	Danube	Dniepr
Indice d'événement exceptionnel	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Aléa cyclonique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Nombre de jours de gel		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Précipitations moyennes	Brondizio & Moran, 2013	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Precipitations maximales	Brondizio & Moran, 2013	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004					Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Précipitations minimales	Brondizio & Moran, 2013	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004					Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Précipitations moyennes mensuelles		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004					Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004

Annexe B

Delta	Ebre	Fly	Gange - Brahmaputre	Godavari	Grijalva	Fleuve Jaune	Indus	Ayeyarwady	Klang	Krishna
Indice d'événement exceptionnel	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Aléa cyclonique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Nombre de jours de gel	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Précipitations moyennes	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Precipitations maximales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations minimales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes mensuelles	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		

Annexe B

Delta	Léna	Limpopo	Mackenzie	Magdalena	Mahanadi	Mangoky	Mékong	Mississippi	Murray
Indice d'événement exceptionnel	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Aléa cyclonique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Nombre de jours de gel	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994
Precipitations maximales	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations minimales	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes mensuelles	Coleman & Huh, 2004	Mzezewa & Gwata, 2012	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Australia government

Delta	Niger	Nil	Orange	Ord	Orénoque	Paraiba del Sol	Parana	Pearl
Indice d'événement exceptionnel	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Aléa cyclonique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Nombre de jours de gel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Precipitations maximales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations minimales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes mensuelles	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	

Annexe B

Delta	Petchora	Pô	Rhône	Sao Francisco	Sénégal	Shatt el Arab	Fleuve Rouge	Tana	Vistule	Volga
Indice d'événement exceptionnel		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Aléa cyclonique		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Nombre de jours de gel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Précipitations moyennes	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Shahin, 2002		Coleman & Huh, 2004
Precipitations maximales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Précipitations minimales	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Précipitations moyennes mensuelles	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004

Delta	Volta	Yangtze-Kiang	Yukon	Zaïre	Zambèze	Moulouya
Indice d'événement exceptionnel	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Aléa cyclonique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Nombre de jours de gel		Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes	Barry et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Summerfield & Hulton, 1994	Coleman & Huh, 2004	
Precipitations maximales	Barry et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	
Précipitations minimales	Barry et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	
Précipitations moyennes mensuelles		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Tekken & Kropp, 2012

Références de l'Annexe B

- Barry, B., Obuobie, E., Andreini, M., Andah, W., Pluquet, M., 2005. *The Volta river basin*. Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture, Comparative study of river basin development and management, 198 p.

- Brondízio, E.S., Moran, E.F. (Eds.) 2013. *Human-Environment Interactions Current and Future Directions*. Springer Netherlands, 406 p.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Mzezewa, J., Gwata, E.T., 2012. *The Nature of Rainfall at a Typical Semi-Arid Tropical Ecotope in Southern Africa and Options for Sustainable Crop Production, Crop Production Technologies*. Peeyush Sharma (Ed.), InTech, Available from: http://www.intechopen.com/books/cropproduction- technologies/the-nature-of-rainfall-at-a-typical-semi-arid-tropical-ecotope-in-southern-africa-andoptions- for-su.

- Shahin, M., 2002. *Hydrology and Water Resources of Africa*. Water Science and Technology Library, Springer Netherlands, 41, 659 p.

- Summerfield, M. A. Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13 871–13 883.

- Tekken, V., Kropp, J.P., 2012. Climate-Driven or Human-Induced: Indicating Severe Water Scarcity in the Moulouya River Basin (Morocco), *Water*, 4, 4, 959-982.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

Annexe C : Références bibliographiques des données relatives aux fleuves étudiés

Delta	Amazone	Amou-Daria	Arno
Longueur	Syvitski & Saito, 2007, Liu et al., 2009	Froebrich & Kayumov, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Densité de drainage			
Débit annuel moyen	Goulding et al., 2003, Holeman 1968, Coleman & Prior 1980, Davies 1996, Syvitski & Saito, 2007, Callède et al., 2010, Milliman & Meade, 1983, Martinez et al., 2009, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, Olsson et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007
Débit maximal	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal		Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Milliman et al., 1985	Hiscott, 2001	Holeman, 1968
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Runoff	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007

Delta	Baram	Brazos	Burdekin	Ceyhan - Seyhan
Longueur	Coleman & Huh, 2004	USGS, 2008	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour			Tessler et al., 2015	
Densité de drainage			Coleman & Huh, 2004	
Débit annuel moyen	Nilsson, 2005	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005
Débit maximal		Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal			Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Straub & Mohrig, 2009	Judson & Ritter, 1964	Belperio, 1979	Milliman & Syvitski, 1992
Charge sédimentaire en suspension et de fond		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Runoff		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007

Delta	Chao Phraya	Colorado (Mexique)	Colorado (Texas)	Colville
Longueur	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004			
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Meade & Parker, 1985, Zamora-Arroyo & Flessa, 2009, Zamora-Arroyo et al., 2013	Curtis et al., 1973	Milliman & Meade, 1983
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Danube	Dniepr	Ebre	Fly
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Dan et al., 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004, Bondar & Blendea, 2000, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Davies 1996	Syvitski & Saito, 2007
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Panin, 2003	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004, Panin, 2003	Coleman & Huh, 2004		
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Hay, 1987	Palanques et al., 1990	Harris, 1991
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Runoff	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007

Delta	Ganges-Brahmapoutre	Godavari	Grijalva
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Charge sédimentaire	Hossain unp. Data from Milliman & Syvistki, 1992	Biksham & Subramanian, 1988	Muñoz-Salina & Castillo, 2015
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Fleuve Jaune (Huang He)	Indus	Ayeyarwady
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Milliman et al., 1987	Milliman & Meade, 1983
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007, Qiao et al., 2010	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007

Delta	Klang	Krishna	Léna	Limpopo
Longueur	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005	Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005
Débit maximal	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Balamuruga n, 1991	Ramesh & Subramanian, 1988	Milliman & Meade, 1983	Milliman & Meade, 1983
Charge sédimentaire en suspension et de fond		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007

Delta	Mackenzie	Magdalena	Mahanadi	Mangoky
Longueur	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopez, 2008	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopez, 2008	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopez, 2008	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Charge sédimentaire	Syvitski, 1992	Milliman & Meade, 1983	Chakrapani & Subrarnanian, 1990, Gupta et al., 2012	Chaperon et al., 1993
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Mékong	Mississippi	Murray	Niger
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Geoscience Australia GEODATA TOPO-250K database	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade 1983	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005	Geoscience Australia GEODATA TOPO-250K database	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007		Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Meade et al., 1990	Milliman & Meade, 1983	Milliman & Meade, 1983
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007

Delta	Nil	Ombrone	Orange	Ord
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Frangipane & Paris, 1994, Scarelli & Benanchi, 2014	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015			
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004, Smith & Abdel-Kader, 1988, Hurst, 1952, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005	Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007			Coleman & Huh, 2004
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004			Coleman & Huh, 2004
Charge sédimentaire	Sestini, 1991	Frangipane & Paris, 1994, Milliman & Farnsworth	Rooseboom & Harmse, 1979	Kata, 1978
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Orinoco	Paraiba del Sol	Parana
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Brasil, 1987	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Davies 1996	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Charge sédimentaire	Milliman & Syvitski, 1992	Milliman & Farnsworth, 2011	Depetris & Lenardon, 1982
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension			
Runoff	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007

Delta	Pearl	Petchora	Pô	Rhône
Longueur	Codrington, 2005	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Débit annuel moyen	Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit maximal	Zhang et al., 2012	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Zhang et al., 2012	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Rey, 2006
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Lisitzin, 1972	CIE, 1974	Milliman & Meade, 1983
Charge sédimentaire en suspension et de fond		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007

Delta	Sao Francisco	Sénégal	Shatt el Arab	Fleuve Rouge (Song Hong)
Longueur	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004, Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Davies 1996	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Depetris & Paolini, 1991; Milliman & Meade, 1983	Martins & Probst, 1991	Milliman & Meade, 1983; Summerfield & Hulton, 1994	Thanh et al., 2004, Van Maren, 2004, Saito et al., 2007
Charge sédimentaire en suspension et de fond			Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff			Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007

Delta	Tana	Vistule	Volga	Volta
Longueur	Okazawa, 2009	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Barry et al., 2005
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Densité de drainage				
Débit annuel moyen	Shahin, 2002	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Kroonenberg, 1997	Bollen et al., 2011
Débit maximal		Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Braimoh and Vlek, 2004
Débit minimal			Coleman & Huh, 2004	Braimoh and Vlek, 2004
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Lisitzin, 1972	Lisitzin, 1972	UNEP, 1982
Charge sédimentaire en suspension et de fond		Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension				
Runoff		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Yangtze-Kiang (Yangzi Jiang)	Yukon	Moa
Longueur	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Milliman & Meade, 1983; Milliman & Syvitski, 1992; Yang et al., 2003	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Vanden Bossche & Bernacsek, 1990
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Densité de drainage	Coleman & Huh, 2004		
Débit annuel moyen	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007 , Lu et al., 2011; Milliman & Meade, 1983, Syvitski et al., 2005, Milliman & Meade, 1983	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007, Syvitski et al., 2005	Milliman & Farnsworth, 2011
Débit maximal	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski & Saito, 2007	
Débit minimal	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983	Meade & Parker, 1985	
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Meade, 1983, Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007	
Concentration de sédiments en suspension	Syvitski & Saito, 2007		
Runoff	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	

Delta	Zaïre	Zambèze	Cunene	Moulouya	Medjerda
Longueur	Heyns, 2003	Coleman & Huh, 2004	Heyns, 2003	Snoussi et al., 2002 ; Milliman & Farnsworth, 2011	Arif, 2012
Débit extrême, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015	
Densité de drainage					
Débit annuel moyen	Nilsson, 2005, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Milliman & Farnsworth, 2011	Snoussi et al., 2002 ; Milliman & Farnsworth, 2011	Meybeck & Ragu, 1996
Débit maximal	Peters, 1978	Coleman & Huh, 2004			
Débit minimal	Peters, 1978	Coleman & Huh, 2004			
Charge sédimentaire	Milliman & Meade, 1983, Nkounkou & Probst, 1987	Milliman & Meade, 1983	Milliman & Farnsworth, 2011	Milliman & Syvitski, 1992	Tixeront, 1960
Charge sédimentaire en suspension et de fond	Milliman & Farnsworth, 2011, Syvitski & Saito, 2007				
Concentration de sédiments en suspension					
Runoff					

Références de l'Annexe C

- Arif, S., 2012. *Coût de la Dégradation des Ressources En Eaux : Le Bassin Versant de la Medjerda*. Atelier de Concertation. [Presentation], Sustainable Water Integrated Management, European Union, 7 December, 2012.

- Balamurugan, G., 1991. Sediment balance and delivery in the humid tropical urban river basin: the Klang River, Malaysia. *Catena*, 18, 271-287.

- Barry, B., Obuobie, E., Andreini, M., Andah, W., Pluquet, M., 2005. *The Volta river basin*. Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture, Comparative study of river basin development and management, 198 p.

- Belperio, A.P., 1979. The combined use of wash load and bed material load rating curves for the calculation of total load: an example from the Burdekin River, Australia: *Catena*, 6, 317-329.

- Biksham, G., Subramanian, V., 1988. Sediment transport of the Godavari River Basin and its controlling factors. *Journal of Hydrology*, 101, 1–4, 275–290.

- Bollen, M., Trouw, K., Lerouge, F., Gruwez, V., Bolle, A., Hoffman, B., Leyssen, G., De Kesel, Y., Mercelis, P., 2011. Design of a coastal protection scheme for Ana at the Volta River Mouth (Ghana). *Coastal Engineering Proceedings*, 12 p.

- Bondar, C., Blendea, V., 2000. Water and Sediment Transport by the Danube into the Black Sea During 1840–1995. Paris: IOC, *Workshop Report*, 145, 63–85.

- Braimoh, A.K., Vlek, P.L.G., 2004. Land-cover dynamics in an urban area of Ghana. *Earth Interactions*, 8, 1, 1- 15.

- Brasil, 1987. Ministério da Integração Nacional. Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE. *Inventário das estações pluviométricas*. DNAEE.

- Callède, J., Cochonneau, G., Vieira Alves, F., Guyot, J.L., Santos Guimaraes, V., De Oliveira, E., 2010. The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean, *Water Science Journal*, 23, 3, 247–273.

- Chakrapani, G.J., Subramanian, V., 1990. Factors controlling sediment discharge in the Mahandi River basin, India. *Journal of Hydrology*, 117, 169-185.

- Chaperon, P., Danloux, J., Ferry, L., 1993. Fleuves et rivières de Madagascar. *Monographie Hydrologique,* 10, ORSTOM, Paris, 874 p.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1981. Deltaic environments of deposition. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone depositional environments*. AAPG Memoir 31, 139-178.
- Holeman, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world: *Water Resources Research*, 4, 737-747.
- Curtis, W.F., Culbertson, K., Chase, E.B., 1973. Fluvial-sediment discharge to the oceans from the conterminous. United States. U.S., *Geological Survey Circular,* 670, 1–17.

- Dan, S., Stive, M., Van Der Westhuysen, A., 2007. Alongshore sediment transport capacity computation on the coastal zone of the Danube delta using a simulated wave climate. *Geo-Eco-Marina*, 1, 21-30.

- Depetris, P.J., Lenardon, A.M.L., 1982. Particulate and dissolved phases in the Parana River. *Mitteilungen der Geo1ogischen Palaontologische*. Institute University of Hamburg, 52, 385-395.
- Depetris, P.J., Paolini, J.E., 1991. Biogeochemical aspects of South American Rivers: The Parana and Orinoco. In: Degens, T.E., Kempe, S., Richey, J.E. (Eds.). *Biogeochemistry of major world rivers*, Wiley, Chichester, UK, 105–125.

- Frangipane, A., Paris, E., 1994. Long-term variability of sediment transport in the Ombrone River Basin (Italy). *International Association of Hydrological Sciences Publications.* 224, 317 –324.

- Froebrich, J., Kayumov, O., 2004. Water management aspects of Amu Darya. In: Nihoul, J.C.J., Zavialov, P.O., Micklin, P.P. (Eds.), *Dying and Dead Seas – Climatic Versus Anthropic Causes*. Nato Science Series: IV, Earth and Environmental Sciences, Volume 36. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 49-76.
- Goulding, M., Barthem, R.B., Ferreira, E., 2003. *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Smithsonian Books, Washington, 256 p.

- Gupta, H., Kao, S.J., Dai, M., 2012. The role of mega dams in reducing sediment fluxes: A case study of large Asian rivers, *Journal of Hydrology*, 464-465, 447-458.

- Harris, P. T., 1991. Sedimentation at the junction of the Fly River in the northern Great Barrier Reef, in Lawrence, D., and Cansvield-Smith, T. (Eds.), *Sustainable Development for Traditional Inhabitants of the Torres Strait Region: Townsville, Queensland*, Great Bar- rier Reef Marine Park Authority, 59-85.

- Hay, W.W., Rosol, M.J., Jory, D.E., Sloan II, J.L., 1987. Tectonic control of global patterns and detrital and carbonate sedimenta- tion. In: Doyle, L.J., Roberts, H.H. (Eds.), *Carbonate Clastic Transitions: Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amster- dam, 1–34.

- Heyns, P., 2003. Water-resources management in southern Africa. In: Nakayama, M. (Ed.), *International waters in Southern Africa*. United Nations University Press, 5-37.

- Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: The Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. *Marine Geology*, 175, 67-102.

- Holeman, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Research*, 4, 4, 737-747.

- Hurst, H.E., 1952. *The Nile*. Constable, London, 234 p.

- CIE (Commission Internationale d'érosion), 1974. *Gross sediment transport into the oceans.* [Rapport] UNESCO, International Association of Hydrological Sciences, SC. 74/WS/33, 40 p.

- Judson, S. Ritter. D.F., 1964. Rates of denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research*, 69, 3395-3401.

- Kata, P., 1978, Ord River. *Sediment Study 1978*: Water Resources Section, Public Works Department, Australia, [Unpublished report], 56 p.

- Lisitzin, A.P., 1972. *Sedimentation in the World Ocean*, Banta, Tulsa, Okla. 218 p.

- Liu, Z.F., Zhao, Y.L., Colin, C., Siringan, F.P., Wu, Q., 2009. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Applied Geochemistry*, 24, 2195-2205.

- Lu, X.X., Zhang, S.R., Xu, J.C., Merz, J., 2011. The changing sediment loads of the Hindu Kush-Himalayan rivers: an overview. Sediment Problems and Sediment Management in Asian River Basins (Proceedings of the Workshop held at Hyderabad, India, September 2009). *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 349, 21-36.

- Martins, O. and Probst, J.L. 1991. Biogeochemistry of major African rivers; carbon and mineral transport. In: Degens, E.T., Kempe, S. and Richey, J.E. (Eds.), *Biogeochemistry of Major World Rivers*. Plenum Press, New York, 428-465.

- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 3, 257-264.

- Meade, R.H., Parker, R.S., 1985. Sediment in Rivers of the United States. US Geological Survey, *Water Supply Paper*, 2275, 49–60.

- Meade, R.H., Yuzyk, T. R.; and Day, T. J., 1990, Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada: in Wolman, M. G., and Riggs, H. C. (Eds.), *The Geology of North America*, 1, Surface Water Hydrology: Boulder, Geological Society of America, 255-280.

- Meybeck, M., Ragu, A., 1996. River discharges to the oceans: an assessment of suspended solids, major ions and nutrient. UNEP, *Environment Information and Assessment*, 240 p.

- Milliman, J.D., Beardsley, R.C., Yang, Z.-S., Meade, R.H., 1985. Modern Huanghe- derived muds on the outer shelf of the East China Sea: identification and potential transport mechanisms. *Continental Shelf Research*, 4, 174–188.

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press: 392 p.

- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1–21.

- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers, *Journal of Geology*, 525–544.

- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2015. Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena*, 127, 270-278.

- Nilsson, C., Reidy, C.A., Dynesius, M., Revenga, C., 2005. Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems. *Science*, 308, 405–408.

- Nkounkou, R.R., Probst, J.L., 1987. Hydrology and geochemistry of the Congo River system, *Mitteilungen der Geo1ogischen Palaontologische*. Institute University of Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband, 64, 483-508.

- Okazawa, H., Toyoda, H., Suzuki, S., Shimada, S., Nishimaki, R., 2009. Long-term-discharge analysis using the EPA method for the Tana River in Kenya. *Journal of Arid Land Studies*, 19, 1, 57-60.

- Olsson, O., Bauer, M., Ikramova, M., Froebrich, J., 2008. The role of the Amu Darya dams and reservoirs in future water supply in the Amu Darya Basin. In: Qi J., Evered K.T. (eds) *Environmental Problems of Central Asia and their Economic, Social and Security Impacts*. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer, Dordrecht, 277-292.

- Palanques, A., Plana, F., Maldonado, A., 1990. Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 95, 247–263.

- Panin, N., 2003. The Danube Delta. Geomorphology and Holocene Evolution: a Synthesis. In: *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9, 4. 247-262.

- Peters, J.J., 1978. Discharge and sand transport in the braided zone of the Zaire estuary: Netherlands. *Journal of Sea Research*, 12, 273-292.

- Ramesh, R., Subramanian, V., 1988. Temporal, spatial and size variation in the sediment transport in the Krishna River basin, India. *Journal of Hydrology*, 98, 1–2, 53–65.

- Restrepo, J.D., Lopez, S.A., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 1–21.

- Rey T., 2006. *Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène*. [Dissertation] Géographie Physique, Université Montpellier 3, 326 p.

- Rooseboom, A., von M. Harmse, H.J., 1979. Changes in the sediment load of the Orange River during the period 1929-1969. *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 128, 459-470.

- Saito, Y., Chaimanee, N., Jarupongsakul, T., Syvitski, J.P.M., 2007. Shrinking mega deltas in Asia: sea-level rise and sediment reduction impacts from case study of the Chao Phraya Delta. *Newsletter of the IGBP/IHDP Land Ocean Interactions in the Coastal Zone*, 2, 3–9.

- Scarelli, A., Benanchi, M., 2014. Measuring resilience on communalities involved in flooding Ombrone river. *Procedia Economics and Finance*, 18, 948-958.

- Sestini, G., 1992. Implications of climatic changes for the Po delta and the Venice lagoon. In: Jeftic, L., Milliman, J., Sestini, G. (Eds.), *Climate Change and the Mediterranean*. Arnold, London, 429-495.

- Shahin, M., 2002. *Hydrology and Water Resources of Africa*. Water Science and Technology Library, Springer Netherlands, 41, 659 p.

- Smith, S.E., Abdel-Kader, A., 1988. Coastal erosion along the Egyptian Delta, *Journal of Coastal Research*, 4, 2, 245-255.

- Snoussi, M., Haida, S., Imassi, S., 2002. Effects of the construction of dams on the Moulouya and the Sebou rivers (Morocco). *Regional Environmental Change*, 3, 5-12.

- Straub, K.M., Mohrig, D., 2009. Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents: observations from offshore Brunei Darussalam. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 24–39.

- Summerfield, M. A. Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13 871–13 883.

- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of Deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57, 261–282.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

- Thanh, T.D., Saito, Y., Huy, D.V., Lap, N.V., Oanh, T.T.K., Tateishi, M., 2004. Regimes of human and climate impacts on coastal changes in Vietnam. *Regional Environment Change*, 4, 49–62.

- Tixeront, J., 1960. Solid flow of water in Algeria and Tunisia. In: International Association of Hydrological Sciences, ed., Assembly General of Helsinki. Wallingford, UK: *International Association of Hydrological Sciences Publications,* 53, 26-42. [URL] http://International Association of Hydrological Sciences. Info/Redbooks/a053/053004.pdf.

- Van Maren, B., 2004. Morphodynamics of a cyclic prograding delta: The Red River, Vietnam. Dissertation, University Utrecht, *Nederlandse Geografische Studies*, 324, 167 p.

- Vanden Bossche, J.P., Bernacsek, G.M., 1990. *Source book for the inland fishery resources of Africa: 2*. CIFA Technical Paper, 18, 2. Rome, FAO, 411 p.

- Yang, S.L., Belkin, I.M., Belkina, A.I., Zhao, Q.Y., Zhu, J., Ding, P.X., 2003. Delta response to decline in sediment supply fromthe Yangtze River: evidence of the recent four decades and expectations for the next half-century. *Estuarine*, *Coastal* and *Shelf Science*, 57, 689–699.

- Zamora-Arroyo, F., Nelson, S.M., Flessa, K.W., Nomura, R., 2013. Post-dam sediment dynamics and processes in the Colorado River estuary: Implications for habitat restoration, *Ecological Engineering*, 59, 134-143.

- Zamora-Arroyo, F., Flessa, K.W., 2009. Nature's fair share: finding and allocating water for the Colorado River delta. In: Lopez Hoffman, L.L., McGovern, E.D., Varady, R., Flessa, K.W. (Eds.), *Conservation of shared environments: Learning from the United States and Mexico*. University of Arizona Press, Tucson, Arizona, USA, 23-38.

- Zhang, W., Schneider, R., Harff, J., 2012. A multi-scale hybrid long-term morphodynamic model for wave-dominated coasts. *Geomorphology*, 149-150, 49-61.

Annexe D : Références bibliographiques des données quantitatives relatives aux deltas étudiés

Delta	Amazone	Amou-Daria	Arno	Baram
Superficie du delta	Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004			
Surface de la zone abandonnée/active				
Index de crénulation				
Budget sédimentaire à la côte	Nittrouer et al., 1995, Martinez et al., 2009	Lu et al., 2011		
Nombre d'embouchures actuel	Syvitski et al., 2005		Syvitski et al., 2005	
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	
Densité des distributaires				
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore				
Subsidence			CNR, 1986	
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	
Profondeur du delta subaquatique	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	
Largeur du delta	SRTM			
Largeur des embouchures	Pereira et al., 2011, Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Warne et al., 2002; Gibbs & Konwar, 1986, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008, Syvitski & Saito, 2007			Caline & Huong, 1992

Delta	Brazos	Burdekin	Ceyhan - Seyhan	Chao Phraya
Superficie du delta	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique		Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active		Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation		Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte				Syvitski & Saito, 2007
Nombre d'embouchures actuel	Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires		Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005	Syvitski et al., 2005	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore		Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Subsidence				Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta				
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Rodriguez et al., 2000	Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008		

Delta	Colorado (Mexique)	Colorado (Texas)	Colville	Danube
Superficie du delta	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Panin, 1989, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique			Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active				Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation			Coleman & Huh,	Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte				Panin & Jipa, 2002, Panin, 2009
Nombre d'embouchures actuel	Syvitski et al., 2005	Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires			Coleman & Huh,	Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore			Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Syvitski et al., 2009			Mikhailov, 2003, Vespremeanu et al., 2004
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007	0.00027 Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta				Mikhailov, 2003
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé			Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	

Annexe D

Delta	Dniepr	Ebre	Fly
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique		Coleman & Huh, 2004	
Surface de la zone abandonnée/active		Coleman & Huh, 2004	
Index de crénulation		Coleman & Huh, 2004	
Budget sédimentaire à la côte	Milliman & Syvitski, 1992	Marino, 1992	Harris, 1991, Milliman & Syvitski, 1992
Nombre d'embouchures actuel		Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires		Coleman & Huh, 2004	
Influence des forçages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore		Coleman & Huh, 2004	
Subsidence		Mikhailov, 2003, Ibanez et al., 1997	Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta		Mikhailov, 2003	
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé		Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008, Syvitski & Saito, 2007	

Annexe D

Delta	Gange-Brahmapoutre	Godavari	Grijalva
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Malini & Rao, 2004, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Budget sédimentaire à la côte	Hossain unp. Data from Milliman & Syvitski, 1992	Rao et al., 2010	
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Psuty, 1967
Pente offshore	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	
Subsidence	Syvitski et al., 2009	Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique	0.00009 Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Profondeur du delta subaquatique	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Largeur du delta			
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Syvitski & Saito, 2007; Allison et al., 2003, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Wright & Davis, 1985	

Annexe D

Delta	Fleuve Jaune	Indus	Ayeyarwady
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte	Saito, 2001, Wang et al., 2006	Holeman, 1968, Milliman et al., 1984, Giosan et al., 2006	Win S.H., 2011
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Syvitski et al., 2009	Syvitski et al., 2009	Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008		Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008

Annexe D

Delta	Klang	Krishna	Léna
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte			Holmes et. al., 2002
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski et al., 2005	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Subsidence		Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008		

Annexe D

Delta	Limpopo	Mackenzie	Magdalena
Superficie du delta	Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopez, 2008, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active			Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation			Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte	Orme, 1996, Walling, 1996, Schwartz, 2005	Macdonald et al., 1998	Milliman & Syvitski, 1992, Restrepo & Lopez, 2008, Restrepo and Kjerve, 2000 a,b
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Coleman, 1981, Restrepo & Lopez, 2008
Pente offshore			Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Syvitski et al., 2009		Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			Restrepo & Lopez, 2008
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Restrepo & Lopez, 2008, Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé		Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008; Wright & Davis, 1985	Restrepo et al., 2016

Annexe D

Delta	Mahanadi	Mangoky	Mékong
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active			Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation			Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte		Randrianarijaona, 1983, Paulian, 1984	Milliman & Syvitski, 1992, Wang et al., 2011.
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires			Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Mohanti, 2004	Syvitski et al., 2005	Syvitski et al., 2005
Pente offshore			Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Syvitski et al., 2009		Erban et al., 2014
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé			Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008; Wright & Davis, 1985

Annexe D

Delta	Mississippi	Murray	Niger
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte	Meade & Moody, 2010	Milliman & Syvitski, 1992, Wasson et al., 1996	Milliman & Farnsworth, 2011
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005		Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski et al., 2005		Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Syvitski et al., 2009		Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008		Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008

Delta	Nil	Ombrone	Orange
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Fournier, 1969	Syvitski & Saito, 2007
Surface du delta subaérien/ subaquatique			
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004		
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004		
Budget sédimentaire à la côte	Smith and Adbel-Kader, 1988, Orme, 1996, Walling, 1996, Schwartz, 2005		Orme, 1996, Walling, 1996, Schwartz, 2005
Nombre d'embouchures actuel	Smith and Adbel-Kader, 1988, Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005		Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004		
Influence des forçages	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007		Syvitski et al., 2005
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004		
Subsidence	Becker & Sultan, 2009, Marriner et al., 2012, Stanley & Clemente, 2017	Pranzini, 1994	
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta	Mikhailov, 2003		
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008; Wright & Davis, 1985		

Delta	Ord	Orénoque	Paraiba del Sol
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Syvitski & Saito, 2007
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Budget sédimentaire à la côte		Milliman & Farnsworth, 2011	
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004, Syvitski et al., 2005	
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Influence des forçages		Syvitski & Saito, 2007	
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Subsidence		Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	
Largeur du delta			
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008; Wright & Davis, 1985	

Delta	Parana	Pearl	Petchora
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Huang, 2003, Tessler et al., 2015	Mikhailov 1997, Gordeev et al. 1996, Holmes et al. 2002, Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004		
Surface de la zone abandonnée/active			
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004		SRTM
Budget sédimentaire à la côte	Milliman & Farnsworth, 2011	Milliman & Meade, 1983	Lesitzin, 1972
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005	Coleman & Huh, 2004
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Huang, 2003	
Influence des forçages	Syvitski et al., 2005	Syvitski & Saito, 2007, Li et al., 2001	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004		
Subsidence	Syvitski et al., 2009	Syvitski et al., 2009	Borisov, 1973, 1976, Alekseevsky, 2007, The National Atlas of Russia, 2007
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé			Levitan & Lavrushin, 2009

Annexe D

Delta	Pô	Rhône	Sao Francisco
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	500 Syvitski & Saito, 2007 Maillet, 2006, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte	CIE, 1974	Eyrolle et al., 2012, Antonelli, 2002	Depetris & Paolini, 1991
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004
Nombre de distributaires avant/après barrages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Subsidence	Bondesan et al., 1995	Vella & Provansal, 2000	Syvitski et al., 2009
Gradient de la plaine deltaique	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Largeur du delta	Mikhailov, 2003	Mikhailov, 2003	
Largeur des embouchures	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008

Annexe D

Delta	Sénégal	Shatt el Arab	Fleuve rouge
Superficie du delta	Coleman & Huh, 2004, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Budget sédimentaire à la côte		Milliman & Syvitski, 1992	Milliman & Syvitski, 1992
Nombre d'embouchures actuel	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Subsidence		Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Wright & Davis, 1985		

Annexe D

Delta	Tana	Vistule	Volga
Superficie du delta	Okazawa, 2009, Tessler et al., 2015	Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Surface du delta subaérien/ subaquatique			Coleman & Huh, 2004
Surface de la zone abandonnée/active			Coleman & Huh, 2004
Index de crénulation			
Budget sédimentaire à la côte			Lisitzin, 1972
Nombre d'embouchures actuel		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires			Coleman & Huh, 2004
Influence des forçages		Syvitski & Saito, 2007	Kroonenberg et al., 1997, Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore			
Subsidence		Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007	Syvitski et al., 2005, Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé			

Delta	Volta	Yangtze-Kiang	Yukon
Superficie du delta	Syvitski & Saito, 2007, Anthony & Blivi, 1999, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Mikhailov et al., 2001, Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004 Syvitski & Saito, 2007, Tessler et al., 2015
Surface du delta subaérien/ subaquatique		Coleman & Huh, 2004	
Surface de la zone abandonnée/active		Coleman & Huh, 2004	
Index de crénulation		Coleman & Huh, 2004	
Budget sédimentaire à la côte	Bollen et al., 2010, Orme, 1996, Walling, 1996, Schwartz, 2005	Yang et al., 2003, Chu et al., 2013, Mikhailov et al., 2001	
Nombre d'embouchures actuel		Coleman & Huh, 2004	Syvitski et al., 2005
Nombre de distributaires avant/après barrages		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Densité des distributaires		Coleman & Huh, 2004	
Influence des forçages	Anthony et al., 2016	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Pente offshore		Coleman & Huh, 2004	
Subsidence		Han et al., 2008, Syvitski et al., 2009	
Gradient de la plaine deltaique		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Profondeur du delta subaquatique			
Largeur/longueur des distributaires au rivage		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Largeur du delta			
Largeur des embouchures		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Taille moyenne et nature du sédiment déposé	Bollen et al., 2010		

Annexe D

Delta	Zaïre	Zambèze	Moulouya	Medjerda
Superficie du delta	Tessler et al., 2015	Coleman & Huh, 2004	Tessler et al., 2015	
Surface du delta subaérien/ subaquatique				
Surface de la zone abandonnée/active				
Index de crénulation				
Budget sédimentaire à la côte	Orme, 1996, Walling, 1996, Schwartz, 2005	meas.ncsu		Ben Mammou 1998
Nombre d'embouchures actuel	Syvitski et al., 2005			
Nombre de distributaires avant/après barrages				
Densité des distributaires				
Influence des forçages	Syvitski et al., 2005	Hori & Saito, 2008, Walford et al., 2005		
Pente offshore				
Subsidence			Church et al., 2009	Louati et al., 2014
Gradient de la plaine deltaique				
Profondeur du delta subaquatique				
Largeur/longueur des distributaires au rivage				
Largeur du delta				
Largeur des embouchures				
Taille moyenne et nature du sédiment déposé				

Références de l'Annexe D

- Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges–Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary Geology*, 155, 317–342.

- Anthony, E.J., Blivi, A.B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta- sourced, drift-aligned sand barrier–lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, 158, 161–176.

- Anthony, E.J., Almar, R., Aagaard, T., 2016. Recent shoreline changes in the Volta River delta, West Africa: the roles of natural processes and human impacts. *African Journal of Aquatic Science*, 41, 1, 81-87.

- Antonelli, C., 2002. *Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval*. [Dissertation] Université Aix-Marseille I, 274 p.

- Becker, R.H., Sultan, M., 2009. Land subsidence in the Nile Delta: inferences from radar interferometry. *The Holocene*, 19, 949–954.

- Ben Mammou, A., 1998. *Barrages Nebeur, Sidi Salem, Sidi Saad et Sidi Boubaker. Quantification, étude sédimentologique et géotechniques des sédiments piégés. Apports des images satellitaires.* [Dissertation] Sciences Géologique, Université de Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 345 p.

- Bollen, M., Trouw, K., Lerouge, F., Gruwez, V., Bolle, A., Hoffman, B., Leyssen, G., De Kesel, Y., Mercelis, P., 2011. Design of a coastal protection scheme for Ana at the Volta River Mouth (Ghana). *Coastal Engineering Proceedings*, 12 p.

- Bondesan, M., Favero, V., Vinals, M.J., 1995. New evidence on the evolution of the Po Delta coastal plain during the Holocene. *Quaternary International*, 29-30, 105-110.

- Borisov, L.A., 1973. Present-day vertical movement of the coast of the Laptev Sea. *Oceanology*, 11, 5, 835–839.

- Borisov, L.A., 1976. Recent changes in the average level of the Kara and Barents Sea. *Oceanology*, 16, 2, 835–841.

- Caline, B., Huong, J., 1992. New insight into the recent evolution of the Baram Delta from satellite imagery. *Geological Society of Malaysia Bulletin*, 32, 1-13.

- Chu, Z.X, Yang, X., Feng, X., Fan, D., Li, Y., Shen, X., Miao, A., 2013. Temporal and spatial changes in coastline movement of the Yangtze delta during 1974–2010, *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, 166-174.

- Church, J.A., Domingues, C., White, N., Barker, P., Gleckler P., 2009. Changes in global 5. upper-ocean heat content over the last half century and comparison with climate models, IOP Conference Series, *Earth and Environmental Sciences*, 6, 3, 032005, [URL]: http:// www.iop.org/EJ/toc/1755-1315/6/3.

- CIE (Commission Internationale d'érosion), 1974. *Gross sediment transport into the oceans.* [Rapport] UNESCO, International Association of Hydrological Sciences, SC. 74/WS/33, 40 p.

- CNR, 1986. Foglio 111-112: Livorno e Volterra. *Atlante delle Spiagge Italiane*. Scale 1:100000, C.N.R.-S.El.Ca., Florence.

- Coleman, J.M., 1981. *Deltas: Processes of deposition and models for exploration*. Burgess, Minneapolis, 124 p.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Davis, R.A., 1985. Beach and Nearshore Zone. In: Davis, A.R. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer Verlag, New York, 379–443.

- Depetris, P.J., Paolini, J.E., 1991. Biogeochemical aspects of South American Rivers: the Parana and Orinoco; In: Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E. (Eds.), *Biogeochemistry of Major World Rivers*, SCOPE-42: Chichester, Wiley, 103-125.

- Erban, L.E., Gorelick, S.M., Zebker, H.A., 2014. Groundwater extraction, land subsidence, and sea level rise in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letter*, 9: 084010.

- Eyrolle, F., Renaud, P., 2012. *Qualité radiologique des eaux du canal Bas-Rhône-Languedoc, Synthèse de connaissances, Mise en perspective historique et régionale*. [Report] rapport final, IRSN PRPENV/SESURE/2012-07.

- Fournier, F., 1969. Transports solides effectués par les cours d'eau*, International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 14-3, 7-49.

- Alekseevsky, N.I. (Ed.), 2007. *Geoecological state of the Arctic coast of Russia and safety of environmental management*. Moscow State University, Moscow, Russia, 585 p.

- Gibbs, R.J., Konwar, L., 1986. Coagulation and settling of Amazon River suspended sediment. *Continental Shelf Research*, 6, 127–149.

- Giosan, L., Constantinescu, S., Clift, P.D., Tabrez, A.R., Danish, M., Inam, A., 2006. Recent morphodynamics of the Indus delta shore and shelf. *Continental Shelf Research*, 1668-1684.

- Gordeev, V.V., Martin, J.M., Sidorov, I.S., Sidorova, M.N., 1996. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean. *American Journal of Science*, 296, 664-691.

- Han, Z. S., Jayakumar, R., Liu, K., Wang, H., Chai, R., 2008. Review on transboundary aquifers in People's Republic of China with case study of Heilongjiang-Amur River Basin. *Environmental Geology*, 54, 7, 1411–1422.

- Harris, P.T., 1991. Sedimentation at the junction of the Fly River in the northern Great Barrier Reef, in Lawrence, D., and Cansvield-Smith, T. (Eds.), *Sustainable Development for Traditional Inhabitants of the Torres Strait Region: Townsville, Queensland*. Great Barrier Reef Marine Park Authority, 59-85.

- Han, Z.S., Jayakumar, R., Liu, K., Wang, H., Chai, R., 2008. Review on transboundary aquifers in People's Republic of China with case study of Heilongjiang-Amur River Basin. *Environmental Geology*, 54, 7, 1411–1422.

- Holeman, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Research*, 4, 4, 737-747.

- Holmes, R.M., McClelland, J.M., Peterson, B.J., Shiklomanov, I.A., Shiklomanov, A.I., Zhulidov, A.V., Gordeev, V.V., Bobrovitskaya, N.N., 2002. A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 4, 45.1-45.14.

- Hori, K., Saito, Y., 2008. Classification, architecture and evolution of large river deltas. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons, 214–231.

- Howell, J.A., Skorstad, A., MacDonald, A.C., Fordham, A., Flint, S.S., Fjellvoll, B., Manzocchi, T., 2008. Sedimentological parameterization of shallow-marine reservoirs. *Petroleum Geosciences*, 14, 17–34.

- Ibañez, C., Canicio, A., Day, J., Curco, A., 1997. Morphologic evolution, relative sea level rise and sustainable management of water and sediment in the Ebre delta. *Journal of Coastal Conservation*, 3, 191-202.

- Kroonenberg, S.B., Rusakov, G.V., Svitoch, A.A., 1997. The wandering of the Volga delta: A response to rapid Caspian Sea-level change. *Sedimentary Geology,* 107, 3–4, 189–209.

- Levitan, M.A., Lavrushin, Y.A., 2009. *Sedimentation history in the Arctic Ocean and subarctic seas for the last 130 kyr*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 387. P.

- Lisitzin, A. P., 1972, *Sedimentation in the world ocean*. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publications, 17, 218 p.

- Li, C., Lei, Y., He, W., Dai, Z., 2001. Land-ocean interaction in modern delta formation and development: A case study of the Pearl River delta, China. *Science in China Series B: Chemistry*, 44, 63-71.

- Louati, M., Saïdi, H.B., Zargouni, F., 2014. Shoreline change assessment using remote sensing and GIS techniques: a case study of the Medjerda delta coast, Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 6, 4239-4255.

- Lu, X.X., Zhang, S.R., Xu, J.C., Merz, J., 2011. The changing sediment loads of the Hindu Kush-Himalayan rivers: an overview. Sediment Problems and Sediment Management in Asian River Basins (Proceedings of the Workshop held at Hyderabad, India, September 2009). *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 349, 21-36.

- Macdonald, R., Solomon, S.M., Cranston, R.E., Welch, H.E., Yunker, M.B., Gobeil, C., 1998. A sediment and organic carbon budget for the Canadian Beaufort shelf. *Marine Geology*, 144, 255-273.

- Maillet, G.M., Vella, C., Berné, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). Marine Geology, 234, 159–177.

- Malini, H., Rao, N.K., 2004. Coastal erosion and habitat loss along the Godavari delta front - a fallout of dam construction. *Current Science*, 87, 1232-1236.

- Mariño, M.G., 1992. Implications of climatic change on the Ebro Delta. In: Jeftic, L., Milliman J.D., Sestini, G. (Eds.), *Climatic Change and the Mediterranean*. Edward Arnold, London, 304-327.

- Marriner, N., Flaux, C., Morhange, C. Kaniewski, D., 2012. Nile Delta's sinking past: Quantifiable links with Holocene compaction and climate-driven changes in sediment supply? *Geology*, 40, 1083-1086.

- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 3, 257-264.

- Meade, R.H., Moody, J.A., 2010. Causes for the decline of suspended-sediment discharge in the Mississippi River system, 1940–2007. *Hydrological Processes*, 24, 35–49.

- Mikhailov, V.N., 1997. *Mouth areas of the rivers of Russia and adjacent countries: past, present and future.* Moscow, GEOS, 413 p.

- Mikhailov, V.N., Korotaev, V.N., Mikhailova, M.V., Congxian, L., Shuguang, L., 2001. Hydrological Regime and Morphodynamics of the Yangtze River Mouth Area. *Water Resources*, 28, 4, 351–363.

- Mikhailov, V.N., Mikhailova, M.V., 2003. Deltas as Indicators of Natural and Human-Induced Changes in the Regimes of Rivers and Seas. *Water Resources*, 30, 6, 602–612.

- Milliman, J.D., Quraishee, G.S., Beg, M.A.A., 1984. Sediment discharge from the Indus River to the ocean: past, present and future. In: Haq, B.U., Milliman, J.D. (Eds.), *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 65–70.

- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1–21.

- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers, *The Journal of Geology*, 525–544.

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press: 392 p.

- Mohanti M., Swain, M.R., 2004. Mahanadi River Delta, East Coast of India: An Overview of Evolution and Dynamic Process. Department of Geology, Utakal university, Vani vihar, [URL]: http://www.megadelta.ecnu.edu.cn.

- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Sternberg, R.W., Figueiredo, A.G., Faria, L.E.C., 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125, 177–192.

- Okazawa, H., Toyoda, H., Suzuki, S., Shimada, S., Nishimaki, R., 2009. Long-term-discharge analysis using the EPA method for the Tana River in Kenya. *Journal of Arid Land Studies*, 19, 1, 57-60.

- Orme, A.R., 1996. Coastal environments. In: Adams, W.M., Goudie, A.S., Orme, A.R. (Eds.), *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press, 238-266.

- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475–512.

- Panin, N., 1989, Danube delta. Genesis, evolution and sedimentology. *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique*, *Géographie*, 33, 25-36.

- Panin N., 2009. Contribution to the study of the sediment sink processes within the Danube – Black Sea system. *Geo-Eco-Marina*, 15, 29-35.

- Panin, N., Jipa, D., 2002. Danube River sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. *Estuarine, Coastal Shelf Science*, 54, 3, 551–562.

- Paulian, R., 1984. Madagascar: a microcontinent between Africa and Asia. In: Jolly, A., Oberlé P., Albignac R. (Eds.), *Key Environments: Madagascar*. Oxford: Pergamon Press, 1-26.

- Pereira, L.C.C., Vila-Concejo, A., Trindade, W.N., Short, A.D., 2011. Influence of high-energy conditions on beach changes in tide-dominated (Amazon, Brazil) and wave-dominated (NSW, Australia) coastal environments. *Journal of Coastal Research*, 64, 115-119.

- Pranzini, E., 1994. The erosion of the Ombrone River delta. *EUROCOAST*, Lisbon, September 1994: 133-147.

- Psuty, N.P., 1967. *The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico*. Coastal Studies Institut Publications, 18, 51 p.

- Randrianarijaona, P. 1983. The erosion of Madagascar. *Ambio*, 12: 308-311.

- Rao, N.K., Subraelu, P., Kumar, K.C.V., Demudu, G., Malini, B.H., Rajawat, A., 2010. Impacts of sediment retention by dams on delta shoreline recession: evidences from the Krishna and Godavari deltas, India, *Earth surface processes and landform*s, 35, 7, 817-827.

- Restrepo, J.D., Kjerve, B.J., 2000a. Magdalena River: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, 235, 137-149.

- Restrepo, J.D., Kjerve, B.J., 2000b. Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes, with focus on the Rio San Juan. *Journal of Hydrology*, 108, 17-33.

- Restrepo, J.D., Lopez, S.A., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 1–21.

- Restrepo, J.C., Schrottke, K., Traini, C., Ortiz, J.C., Orejarena, A., Otero, L., Higgins, A., Marriaga, L., 2016. Sediment transport and geomorphological change in a high-discharge tropical delta (Magdalena River, Colombia): Insights from a period of intense change and human intervention (1990–2010). *Journal of Coastal Research*, 32, 3, 575-589.

- Rodriguez, A.B., Hamilton,M.D., Anderson, J.B., 2000. Facies and evolution of the modern Brazos Delta, Texas; wave versus flood influence. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 283–295.

- Saito, Y., 2001. Deltas in Southeast and East Asia: Their evolution and current problems. In: Mimura, N., Yokoki, H. (Eds.), *Global Change and Asia Pacific Coasts*. Proceedings of APN/SURVAS/LOICZ Joint Conference on Coastal Impacts of Climate Change and Adaptation in the Asia-Pacific Region, APN, Kobe, Japan, November 14- 16, 2000, 185-191.

- Schwartz, M.L., 2005. Encyclopedia of coastal science, Dordrecht, Springer.

- Smith, S.E., Abdel-Kader, A., 1988. Coastal erosion along the Egyptian Delta. *Journal of Coastal Research*, 4, 2, 245-255.

- Stanley, J.D., Clemente, P.L., 2017. Increased Land Subsidence and Sea-Level Rise are Submerging Egypt's Nile Delta Coastal Margin, *Geological Society of America*, 27, 5, 4-11.

- Syvitski, J., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376–380.

- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of Deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57, 261-282.

- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C.J., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2, 681-689.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

- *The National Atlas of Russia. Vol. 2. Nature, ecology*. 2007. Roscartography, Moscow, Russia, 496 p.

- Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine geology*, 70, 27-39.

- Vespremeanu, E., Vespremeanu-Stroe, A., Constantinescu, Ş., 2004. The Black Sea level oscillations in the last 150 years. *Analele Universităţii Bucureşti - seria Geografie*, 53, 69-76.

- Walford, H.L., White, N.J., Sydow, J.C., 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth and Planetary Science Letters*, 238, 49-63.

- Walling, D.E., 1996. Hydrology and rivers. In: Adams, W.M., Goudie, A.S., Orme, A.R. (Eds.), *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press, 103-121.

- Wang, H., Saito, Y., Zhang, Y., Bi, N., Sun, X., Yang, Z., 2011. Recent changes of sediment flux to the western Pacific Ocean from major rivers in East and Southeast Asia. *Earth-Science Reviews*, 108, 80-100.

- Wang, H., Yang, Z., Saito, Y., Liu, J.P., Sun, X., 2006. Interannual and seasonal variation of the Huanghe (Yellow River) water discharge over the past 50 years: connections to impacts from ENSO events and dams. *Global Planetary Change*, 50, 212-225.

- Warne, A. G., Meade, R. H., White, W. A., Guevara, E. H., Gibeaut, J., Smyth, R. C., Aslan, A., Tremblay, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44, 273-307.

- Wasson, R.J., Olive, L.L., Rosewall, C.J., 1996. Rates of erosion and sediment transport in Australia. *International Association of Hydrological Sciences Publications*. 236, 139-148.

- Win, S.H., 2011. *Sediment dynamics in Irrawaddy River, Myanmar*. [Dissertation] National University of Singapore, 265 p.

- Wright, L.D., 1985. River deltas. In: Davis, A.R. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 1-76.

- Yang, S.L., Belkin, I.M., Belkina, A.I., Zhao, Q.Y., Zhu, J., Ding, P.X., 2003. Delta response to decline in sediment supply from the Yangtze River: evidence of the recent four decades and expectations for the next half-century. *Estuarine, Coastal Shelf Science*. 57, 689-699.

Annexe E : Références bibliographiques des données quantitatives relatives aux forçages marins étudiés

Annexe E

Delta	Amazone	Amou-Daria	Arno	Baram	Brazos
Marée de vives- eaux					
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008		Syvitski & Saito, 2007	Lambiase et al., 2002; Sandal, 1996	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1981, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004			Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	
Hauteur significative des vague	Monteiro et al., 2010				Gibeaut et al., 2000
Transport longshore	Wells & Coleman, 1978; Eisma et al., 1991			Coleman & Huh, 2004	
Max de hauteur de vague	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	meas.ncsu		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015			
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015			
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015			

Annexe E

Delta	Burdekin	Ceyhan - Seyhan	Chao Phraya	Colorado (Mexique)	Colorado (Texas)
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004		
Amplitude de marée	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007	Coleman & Huh, 2004	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004		Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004		
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004		King & Prickett, 1998
Transport longshore					
Max de hauteur de vague		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Colville	Danube	Dniepr	Ebre	Fly
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Amplitude de marée		Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Walsh, 2004
Puissance des vagues sur la côte		Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004		Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	walsh, 2004
Transport longshore		Panin, 2003			
Max de hauteur de vague		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin		Tessler et al., 2015, Panin, 2003	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015, Jimenez & Sanchez-Arcilla, 1997, Mikhailova, 2003	Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Delta	Ganges-Brahmapoutre	Godavari	Grijalva	Fleuve Jaune
Marée de vives- eaux	De Vriend, 2009	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Amplitude de marée	kuehl et al., 1997, Michels et al., 1998	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004			Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004
Transport longshore				
Max de hauteur de vague	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Indus	Ayeyarwady	Klang	Krishna
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Transport longshore	Coleman & Huh, 2004			
Max de hauteur de vague	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Léna	Limpopo	Mackenzie	Magdalena	Mahanadi
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopez, 2008	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte				Restrepo & Lopez, 2008, Coleman & Huh, 2004, Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Davis 1996	
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Murali et al., 2009
Transport longshore				Restrepo & Lopez, 2008	
Max de hauteur de vague					
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007, Restrepo & Lopes, 2008	Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015, Restrepon, Lopes, 2007	Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Mangoky	Mékong	Mississippi	Murray
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Amplitude de marée	Rakotomavo, 2010	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte			Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	
Hauteur significative des vague		Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Transport longshore				
Max de hauteur de vague				
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Hausse du niveau marin		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Amplitude de marée M2		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	

Annexe E

Delta	Niger	Nil	Ombrone	Orange
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004, Obowu & Abam, 2014	Coleman & Huh, 2004, Smith and Adbel-Kader, 1988		
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Cipriani, 2013	Syvitski & Saito, 2007
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004		
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004, Obowu & Abam, 2014	Coleman & Huh, 2004		
Transport longshore	Obowu & Abam, 2014	Smith and Adbel-Kader, 1988		
Max de hauteur de vague				
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015, GIEC, 2007, Musa et al., 2014	Tessler et al., 2015, Smith and Adbel-Kader, 1988		
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		

Annexe E

Delta	Ord	Orénoque	Paraiba del Sol	Parana	Pearl
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	Zong, 2009
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007 ((1)), Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Kruger et al., 2006	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004				
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004		Coleman & Huh, 2004	
Transport longshore		Coleman & Huh, 2004			
Max de hauteur de vague					
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial		Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	
Hausse du niveau marin		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015, Huang et al., 2004
Amplitude de marée M2		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour		Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Petchora	Pô	Rhône
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008
Puissance des vagues sur la côte			Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Sabatier, 2001
Transport longshore			
Max de hauteur de vague			
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015, Jimenez & Sanchez-Arcilla, 1997
Amplitude de marée M2		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Sao Francisco	Sénégal	Shatt el Arab
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004
Transport longshore	Coleman & Huh, 2004	Coleman & Huh, 2004	
Max de hauteur de vague			
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial			Syvitski & Saito, 2007
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe E

Delta	Fleuve Rouge	Tana	Vistule	Volga	Volta
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004				
Amplitude de marée	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Tana and Athi rivers development autoritary, 1985	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	Dei, 2010
Puissance des vagues sur la côte					
Hauteur significative des vague	Coleman & Huh, 2004			Kosarev, 2005	
Transport longshore					
Max de hauteur de vague					
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007		Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007	
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015

Delta	Yangtze-Kiang	Yukon	Zaïre	Zamberzi	Moulouya
Marée de vives- eaux	Coleman & Huh, 2004, Shen et al., 1988		Coleman & Huh, 2004		
Amplitude de marée	Shen et al., 1988	Syvitski & Saito, 2007, Orton & Reading, 1993; Howell et al., 2008	Denamiel et al., 2013	Ruby et Sete, 2002	
Puissance des vagues sur la côte	Coleman 1968, Coleman & Prior 1980, Coleman, 1981, Davis 1996, Coleman & Huh, 2004				
Hauteur significative des vague	Li et al., 1983, Schubel et al., 1984, Chen et al., 1985, 1988, Zhu, 1993, Li & Wang, 1998, Saito et al., 2001, Coleman & Huh, 2004		Droz et al., 1996		
Transport longshore					
Max de hauteur de vague					
Indice pouvoir marin/indice pouvoir fluvial	Syvitski & Saito, 2007	Syvitski & Saito, 2007			
Hausse du niveau marin	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Amplitude de marée M2	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Occurrence vagues extrêmes, 30 ans de temps de retour	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015

Références de l'Annexe E

- Allen, J.R.L., 1964. The Nigerian continental margin: bottom sediments, submarine morphology and geological evolution. *Marine Geology*, 1, 289-332.

- Chen, J., Zhu, H., Dong, Y., Sun, J., 1985. Development of the Changjiang Estuary and its submerged delta. *Continental Shelf Research*, 4, 47–56.

- Chen, J., Shen, H., Yu, C. (Eds.), 1988. *Processes of Dynamics and Geomorphology of the Changjiang Estuary*. Shanghai Scientific and Technical Publications, Shanghai, 454 p.

- Cipriani, L.E., Pranzini, E., Vitale, G., Wetzel, L., 2013. Adaptation to beach erosion at Maremma Regional Park (Tuskany, Italy), *Geo-Eco-Marina*, 19, 65-75.

- Coleman, J.M., 1968. Deltaic evolution. In: Fairbridge, R.W., *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold, New York, 255-260.

- Coleman, J.M., 1981. *Deltas: Processes of deposition and models for exploration* (2nd ed.). Minneapolis, MN, Burgess Publishing Company, 124 p.

- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. *Major Deltas of the World: A Perspective from Space*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA, www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1981. Deltaic environments of deposition. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone depositional environments*. AAPG Memoir 31, 139-178.

- Davis, R.A., 1996. *The evolving coasts*. Scientific American Library, N.Y.C., N.Y., 233 p.

- Denamiel, C., Budgell, W.P., Toumi, R., 2013. The Congo River plume: Impact of the forcing on the far-field and near-field dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 118, 964-989.

- De Vriend, H., 2009. *Towards sustainable development of deltas: Aquaterra research on trends and responses*. [Presentation] Deltares, Delft, January 11, 2009.

- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin*, 108, 3, 253-269.

- Eisma, D., Augustinus, P.R.E.F., Alexander, C., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28, 3, 181-192.

- Gibeaut, J.C., White, W.A., Hepner, T., Gutierrez, R., Tremblay, T.A., Smyth, R., Andrews, J., 2000. *Gulf of Mexico Shoreline Change from the Brazos River to Pass Cavallo*. [Report], Texas Shoreline Change Project, Bureau of Economic Geology, 16 p.

- GIEC, 2007. *Natural System responses to climate Change Drivers, Working group 11: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Inter Governmental panel on Climate Change*. [URL]: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch5s5-5-2-2.html (last access: February 2015).

- Howell, J.A., Skorstad, A., MacDonald, A.C., Fordham, A., Flint, S.S., Fjellvoll, B., Manzocchi, T., 2008. Sedimentological parameterization of shallow-marine reservoirs. *Petroleum Geosciences*, 14, 17-34.

- Huang, Z., Zong, Y., Zhang, W.,2004. Coastal inundation due to sea level rise in the Pearl River Delta, China. *Natural hazards*, 33, 2, 247-264.

- Jimenez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., 1997. Physical Impacts of Climatic Change on Deltaic Coastal Systems (II): Driving Terms, *Climatic Change*, 35, 95-118.

- King, D.B., Prickett, T.L., 1998. *Mouth of the Colorado River, Texas, Monitoring Program*. [Report], US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, CHL 98-2, 100 p.

- Kosarev, A.N., 2005. Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. In: Kostianoy, A.G., Kosarev, A.N. (Eds), *The Caspian Sea Environment*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 5-31.

- Krüger, G.C.T., De Carvalho, C.E.V., Suzuki, M.S., 2006. Dissolved nutrient, Chlorophyll a and DOC dynamic under distinct riverine discharges and tidal cycles regimes at the Paraíba do Sul River Estuary, R.J., Brazil. *Journal of Coastal Research*, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, 39, 724 - 730.

- Kuehl, S.A., Levy, B.M., Moore, W.S., Allison, M.A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges–Brahmaputra river system. *Marine Geology*, 144, 81–96.

- Lambiase, J.J., Abdul Rahim, A.A., Cheong, Y.P., 2002. Facies distribution and sedimentary processes on the modern Baram Delta: implications for the reservoir sandstones of NW Borneo. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 69-78.

- Li, C., Li, P., Cheng, X., 1983. The influence of marine factors on sedimentary characteristics of Yangtze River channel below Zhenjiang. *Acta Geographica Sinica*, 38, 128–140.

- Li, C., Wang, P. (Eds.), 1998. *Late Quaternary Stratigraphical Study in the Changjiang River-Mouth Area*. China Science Press, Beijing, 222 p.

- Michels, K.H., Kudrass, H.R., Hubscher, C., Suckow, A., Wiedicke, M., 1998. The submarine delta of the Ganges–Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. *Marine Geology*, 149, 133–154.

- Mikhailova, M.V., 2003. Transformation of the Ebro river delta under the impact of intense human-induced reduction of sediment runoff. *Water Resources*, 30, 4, 370–378.

- Monteiro, M.C., Pereira, L.C.C., Oliveira, S.M.O., 2009. Morphodynamic changes of a macrotidal sand beach in the Brazilian Amazon Coast (Ajuruteua-Pará). *Journal Coastal Research*, 56, 103-107.

- Murali, R.M., Shrivastava, D., Vethamony, P., 2009. Monitoring shoreline environment of Paradip, east coast of India using remote sensing. *Current Science*, 97, 1, 79-84.

- Musa, Z.N., Popescu, I., Mynett, A., 2014. The Niger Delta's vulnerability to river floods due to sea level rise. *Natural Hazards Earth System Science*, 14, 3317-3329.

- Obowu, C.D., Abam, T.K.S., 2014. Spatial and Multi-Temporal Change Analysis of the Niger Delta Coastline Using Remote Sensing and Geographic Information System (GIS). *International Journal of Remote Sensing Applications*, 4, 1, 41-47.

- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475–512.

- Panin, N., 2003. The Danube Delta. Geomorphology and Holocene Evolution: a Synthesis. In: *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9, 4. 247-262.

- Rakotomavo, A., 2010. *Etat des lieux et dynamique de la mangrove du delta de Mangoky (Sud-Ouest de Madagascar).* [Dissertation] Ecole Supérieure des Sciences Agronomiques, Université d'Antananarivo, 170 p.

- Restrepo, J.D., Lopez, S.A., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 1–21.

- Ruby, J., Sete, M., 2002. *Sea level variation in the coast of Mozambique: A contribution to the Africa-America GLOSS News*. 5 p. [URL]: http://www.mares.io.usp.br/aagn/51/mocambique/mocambique.htm.

- Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône. [Dissertation], University of Aix-Marseille 3, 272 p.

- Saito, Y., Yang, Z., Hori, K., 2001. The Huanghe Yellow River and Changjiang Yangtze River deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. *Geomorphology*, 41, 219-231.

- Sandal, S.T. (Ed.), 1996. *The Geology and Hydrocarbon Resources of Negara Brunei Danissalam*. Syabas, Bandar Seri Begawan. Brunei Shell Petroleum Company Sendirian Berhad and Brunei Museum, Brunei Darussalam, 243 p.

- Schubel, J.R., Shen, H.T., Park, M.J., 1984. A comparison of some characteristic sedimentation processes of estuaries entering the Yellow Sea. *Proceedings of Korea–U.S. Seminar and Workshop, Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea*. KIER, Seoul, 286–308.

- Shen, H., Guo, C., Zhu, H., Xu, H., Yun, C., Chen, B., 1988. A discussion on the change and origin of turbidity maximum in the Changjiang Estuary. In: Chen, J., Shen, H., Yu, C. (Eds.), *Process of Dynamics and Geomorphology of the Changjiang Estuary*. Shanghai Scientific and Technical Publishers, Shanghai, 216–228.

- Smith, S.E., Abdel-Kader, A., 1988. Coastal erosion along the Egyptian Delta. *Journal of Coastal Research*, 4, 2, 245-255.

- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of Deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57, 261-282.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

- Usoro, E.J., 1985. Nigeria. In: Bird, E.C.F., Schwartz, M.L. (Eds.), *The World's Coastline.* Van Nostrand Reinhold, New York, 607-613.

- Walsh, J.P., Nittrouer, C.A., Palinkas, C.M., Ogston, A.S., Sternberg, R.W., Brunskill, G.J., 2004. Clinoform mechanics in the Gulf of Papua, New Guinea. *Continental Shelf Research*, 24, 19, 2487-2510.

- Wells, J.T., Coleman, J.M., 1978. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. *Geology*, Mijnbouw, 57, 353–359.

- Zhu, D. (Ed.), *The Encyclopedia of Chinese River Systems*. Qingdao Publication, Qingdao, 642 p.

Annexe F : Références bibliographiques des données relatives aux enjeux, occupations et activités anthropiques

Annexe F

Delta	Amazone	Amou-Daria	Arno	Baram
Infrastructures	GRanD database			GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	Votrin (2003), Tessler et al., 2015		
Nombre de barrages	GRanD database		Caporali et al., 2005	
Nombre de barrages majeurs	GRanD database			GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database			GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database			GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database			GRanD database
Degré de régulation	GRanD database			
Principale utilisation des barrages	GRanD database			GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		

Annexe F

Delta	Brazos	Burdekin	Ceyhan -Seyhan
Infrastructures		GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	Texas State Library and Archives Commission (2010)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	
Nombre de barrages			
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant		Tessler et al., 2015	
Volume du réservoir		Tessler et al., 2015	
Indice de conditionnement anthropique		Tessler et al., 2015	
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)		Tessler et al., 2015	
Surface imperméable (bassin + delta)		Tessler et al., 2015	
Epuisement des eaux souterraines		Tessler et al., 2015	
Extraction de gaz et fluides		Tessler et al., 2015	
Efficacité des investissements du gouvernement		Tessler et al., 2015	
PIB par habitant		Tessler et al., 2015	

Annexe F

Delta	Chao Phraya	Colorado (Mx)	Colorado (Tx)	Danube
Infrastructures	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015		ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages				McKinney, 2008
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Dniepr	Ebre	Fly	Ganges-Brahmapoutre
Infrastructures	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages				Lethner, 2011
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Godavari	Grijalva	Fleuve Jaune	Indus
Infrastructures	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages			UNESCO Office in Beijing & IRTCES	Lethner, 2011
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Ayeyarwady	Krishna	Léna	Limpopo
Infrastructures	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages				
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Mackenzie	Magdalena	Mahanadi	Mangoky
Infrastructures		GRanD database	GRanD database	
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	Rakotomavo, 2009
Nombre de barrages				
Nombre de barrages majeurs		GRanD database	GRanD database	
Capacité de réservoir des barrages majeurs		GRanD database	GRanD database	
Surface des réservoirs		GRanD database	GRanD database	
Débit moyen au réservoir		GRanD database	GRanD database	
Degré de régulation		GRanD database	GRanD database	
Principale utilisation des barrages		GRanD database	GRanD database	
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	

Annexe F

Delta	Mékong	Mississippi	Murray	Niger
Infrastructures		GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015		ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages		UNESCO Office in Beijing & IRTCES, Lethner, 2011	Lethner, 2011	
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015		Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Nil	Orange	Ord	Orénoque
Infrastructures	Smith and Adbel-Kader, 1988		GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015			ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages	UNESCO Office in Beijing & IRTCES, Lethner, 2011			
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015			Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Paraiba del Sol	Parana	Pearl	Pô
Infrastructures	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Densité population (Bassin + Delta)		ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages		Lethner, 2011		
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	
Densité de population dans le bassin versant		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant		Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Rhône	Sao Francisco	Sénégal	Shatt el Arab
Infrastructures	GRanD database		GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015
Nombre de barrages				Lethner, 2011
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Fleuve Rouge	Tana	Vistule	Volga
Infrastructures	GRanD database			GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Nombre de barrages				UNESCO Office in Beijing & IRTCES, Lethner, 2011
Nombre de barrages majeurs	GRanD database			GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database			GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database			GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database			GRanD database
Degré de régulation	GRanD database			GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database			GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	

Annexe F

Delta	Volta	Yangtze-Kiang	Yukon	Zaïre
Infrastructures	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Nombre de barrages		Lethner, 2011		
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database		GRanD database
Densité de population dans le bassin versant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Volume du réservoir	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Indice de conditionnement anthropique	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Surface imperméable (bassin + delta)	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Epuisement des eaux souterraines	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Extraction de gaz et fluides	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
Efficacité des investissements du gouvernement	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015
PIB par habitant	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015	Tessler et al., 2015

Annexe F

Delta	Zambèze	Cunene	Moulouya	Medjerda
Infrastructures	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité population (Bassin + Delta)	ORNL, 2004		ORNL, 2004, Tessler et al., 2015	INS, 2005
Nombre de barrages	Lethner, 2011			Arif, 2012
Nombre de barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Capacité de réservoir des barrages majeurs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Surface des réservoirs	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Débit moyen au réservoir	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Degré de régulation	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Principale utilisation des barrages	GRanD database	GRanD database	GRanD database	GRanD database
Densité de population dans le bassin versant			Tessler et al., 2015	
Volume du réservoir			Tessler et al., 2015	
Indice de conditionnement anthropique			Tessler et al., 2015	
Discontinuité des zones humides (bassin + delta)			Tessler et al., 2015	
Surface imperméable (bassin + delta)			Tessler et al., 2015	
Epuisement des eaux souterraines			Tessler et al., 2015	
Extraction de gaz et fluides			Tessler et al., 2015	
Efficacité des investissements du gouvernement			Tessler et al., 2015	
PIB par habitant			Tessler et al., 2015	

Références de l'Annexe F

- Smith, S.E., Abdel-Kader, A., 1988. Coastal erosion along the Egyptian Delta. *Journal of Coastal Research*, 4, 2, 245-255.

- Votrin, V., 2003. Transboundary Water Disputes in Central Asia: Using Indicators of Water Conflict in Identifying Water Conflict Potential. [Master Dissertation], Vrije Universiteit Brussel, Faculty of Medicine and Pharmacy, [URL]: http://www.transboundarywaters.orst.edu/publications/abst_docs/related_research/votrin/votrin_thesis.html.

- Texas State Library and Archives Commission: Database 2010. *Texas Counties: 2010 Population Density*. U.S. Census Bureau.

- Rakotomavo A., Fromard, D., 2009. Stratégies d'utilisation des ressources végétales chez les Vezo et les Masikoro du delta de Mangoky (Madagascar). *Bois et forêts des tropiques*, 300, 2, 45-55. [URL] : http://bft.cirad.fr/cd/BFT_300_45-55.pdf.

- ORNL (Oak Ridge National Laboratory), 2004. *Landscan Population Dataset*. URL: http://www.ornl.gov/sci/gist/landscan/.

- INS (Institut National de la Statistique de Tunisie), 2005. *Recensement général de la population et de l'habitat en Tunisie (2004) : Premiers résultats : Volume 1*. [Rapport], 167 p.

- Caporali, E., Rinaldi, M., Casagli, N., 2005. The Arno River Floods. *Giornale di Geologia Applicata*, 1, 177-192.

- McKinney, D.C., 2008. "*Danube River" Transboundary Water Challenges: Case Studies*. University of Texas, Austin, 3 p.

- GRanD (Global Reservoir and Dam) Database: Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rodel, R., Sindorf, N., Wisser. D., 2011. High resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9, 9, 494-502.

- Tessler, Z.D., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Foufoula-Georgiou, E., 2015. Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-643.

- UNESCO (Office in Beijing), IRTCES (International Research and Training Center on Erosion and Sedimentation), 2011. *Sediment Issues & Sediment Management in Large River Basins Interim Case Study Synthesis Report*. International Sediment Initiative, [Report], 88 p.

- Arif, S., 2012. *Coût de la Dégradation des Ressources En Eaux : Le Bassin Versant de la Medjerda*. Atelier de Concertation. [Présentation], Sustainable Water Integrated Management, European Union, 7 December, 2012.

Annexe G : Métadonnées des données spatiales satellitaires, cartographiques et de relevés de terrain

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Amazon	1984	25	7	LT52250601984207CUB01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,04 m	WGS 84 UTM zone 22N			36,74 m
		17	8	LT52260581984230CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,18 m	WGS 84 UTM zone 22N			47,08 m
		19	8	LT52240601984232CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,16 m	WGS 84 UTM zone 22N			42,63 m
		26	8	LT52250581984239CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,69 m	WGS 84 UTM zone 22N			34,93 m
		26	8	LT52250591984239CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,04 m	WGS 84 UTM zone 22N			36,18 m
		28	8	LT52230601984241CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	45,03 m	WGS 84 UTM zone 22N			54,18 m
		11	9	LT52250581984255CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	9,78 m	WGS 84 UTM zone 22N			31,67 m
		21	11	LT52260571984326CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	8,54 m	WGS 84 UTM zone 22N			31,31 m
		23	12	LT52260571984358CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,87 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,52 m
		23	12	LT52260581984358CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,98 m	WGS 84 UTM zone 22N			35,61 m
		13	10	LT52250581984287CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,73 m	WGS 84 UTM zone 22N			43,75 m
		22	10	LT52240601984296CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,85 m	WGS 84 UTM zone 22N			48,37 m
		25	10	LT52240601985298CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,16 m	WGS 84 UTM zone 22N			38,62 m
	1991	2	11	LT52250581991306CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,51 m	WGS 84 UTM zone 22N			34,35 m
		2	11	LT52250601991306CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	13,14 m	WGS 84 UTM zone 22N			32,87 m
		4	11	LT52230601991308CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,6 m	WGS 84 UTM zone 22N			40,86 m
		9	11	LT52260581991313CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,49 m	WGS 84 UTM zone 22N			39,46 m
		11	11	LT52240601991315CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,45 m	WGS 84 UTM zone 22N			48,06 m
		18	11	LT52250591991322CUB01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,84 m	WGS 84 UTM zone 22N			36,07 m
		8	10	LT52260571991281CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,76 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,36 m
		8	10	LT52260581991281CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,58 m	WGS 84 UTM zone 22N			47,39 m
		17	10	LT52240601991283CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	5,4 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,61 m
		17	10	LT52250591991290CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,04 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,19 m
		17	10	LT52250601991290CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	39,49 m	WGS 84 UTM zone 22N			49,67 m
	2002	14	9	LE72240602002257CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,8 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,36 m
		21	9	LE72250582002264CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,71 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,25 m
		5	9	LE72250592002248EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,75 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,18 m
		21	9	LE72250592002264CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,02 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,19 m
		21	9	LE72250602002264EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	0,03 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		12	9	LE72260572002255CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,26 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,3 m
		28	9	LE72260582002271EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,53 m	WGS 84 UTM zone 22N			30,16 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2014	6	8	LC82240602014218LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		12	12	LC82240602014346LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		3	12	LC82250582014337LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		3	12	LC82250592014337LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		3	12	LC82250602014337LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		10	12	LC82260572014344LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		10	12	LC82260582014344LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
		2	11	LE72240602014306CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 22N			30,13 m
Arno	2004	30	5	LE71920302004151ASN01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,87 m	WGS 84 UTM zone 32N			30,18 m
	2015	8	7	LC81920302015189LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	1974	22	1	LM11410481974022AAA06	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	63,76 m	WGS 84 UTM zone 47N			101,55 m
		22	1	LM11410491974022AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,75 m	WGS 84 UTM zone 47N			83,77 m
		23	1	LM11420491974023AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,14 m	WGS 84 UTM zone 47N			81,57 m
		6	1	LM11430491974006AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	42,55 m	WGS 84 UTM zone 46N			89,77 m
		24	1	LM11430491974024AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,95 m	WGS 84 UTM zone 46N			82,04 m
	1978	3	11	LM31410481978307AAA02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,32 m	WGS 84 UTM zone 47N			90,14 m
		3	11	LM31410491978307AAA02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,75 m	WGS 84 UTM zone 47N			85,18 m
		17	10	LM31420481978290AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,7 m	WGS 84 UTM zone 47N			85,93 m
		22	11	LM31420491978326AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,24 m	WGS 84 UTM zone 47N			82,98 m
		5	11	LM31430491978309AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	55,95 m	WGS 84 UTM zone 46N			96,84 m
	1988	4	4	LT51320481988095BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,66 m	WGS 84 UTM zone 47N			35,97 m
		4	4	LT51320491988095BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,41 m	WGS 84 UTM zone 47N			45,73 m
		11	4	LT51330491988102BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,03 m	WGS 84 UTM zone 46N			36,18 m
	1992	27	2	LT51320481992058BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,04 m	WGS 84 UTM zone 47N			35,11 m
		14	3	LT51320481992074BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,49 m	WGS 84 UTM zone 47N			42,16 m
		27	2	LT51320491992058BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,74 m	WGS 84 UTM zone 47N			34,96 m
		18	2	LT51330491992049BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,34 m	WGS 84 UTM zone 46N			38,11 m
		21	3	LT51330491992081BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,29 m	WGS 84 UTM zone 46N			35,77 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Ayeyarwady	1999	21	11	LE71320481999325SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	46,28 m	WGS 84 UTM zone 47N			55,22 m
		21	11	LE71320491999325SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,25 m	WGS 84 UTM zone 47N			52,71 m
	2000	2	2	LE71310492000033SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,51 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,23 m
		7	11	LE71320482000312SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	8,62 m	WGS 84 UTM zone 47N			31,33 m
		7	11	LE71320492000312EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,74 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,5 m
		31	1	LE71330492000031SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,91 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,38 m
		3	3	LE71330492000063SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	13,38 m	WGS 84 UTM zone 46N			32,96 m
		7	2	LE71340492000038SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,77 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,5 m
	2005	22	2	LE71320482005053PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,31 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,31 m
		10	3	LE71320482005069PFS01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,06 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,2 m
		10	3	LE71320492005069PFS01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,37 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,22 m
		17	3	LE71330492005076PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	10,63 m	WGS 84 UTM zone 46N			31,95 m
		27	3	LT51310492005086BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,68 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,35 m
		2	3	LT51320482005061BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,93 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,53 m
		18	3	LT51320482005077BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,59 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,24 m
		18	3	LT51320492005077BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,61 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,34 m
		25	3	LT51330492005084BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,89 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,26 m
	2008	11	4	LT51320482008102BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,03 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,28 m
		11	4	LT51320492008102BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,06 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,28 m
		18	4	LT51330492008109BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,77 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,18 m
		4	5	LT51330492008125BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,28 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,43 m
		20	5	LT51330492008141BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,39 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,32 m
		29	5	LT51320492008150BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,46 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,32 m
		1	8	LT51320492008214BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,85 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,26 m
		24	8	LT51330492008237BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,72 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,25 m
		9	4	LE71320482010099PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,76 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,36 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2010	25	4	LE71320482010115SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,7 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,17 m
		9	4	LE71320492010099PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	7,36 m	WGS 84 UTM zone 47N			31,01 m
		25	4	LE71320492010115SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,98 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,19 m
		16	4	LE71330492010106PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,46 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,23 m
		25	3	LT51310492010084BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,98 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,19 m
		1	4	LT51320482010091BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,12 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,2 m
		1	4	LT51320492010091BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,25 m	WGS 84 UTM zone 47N			30,21 m
		23	3	LT51330492010082BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,32 m	WGS 84 UTM zone 46N			30,43 m
	2015	30	3	LC81320482015089LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
		30	3	LC81320492015089LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
		6	4	LC81330492015096LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
Baram	1978	26	6	LM21280571978177AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,15 m	WGS 84 UTM zone 50N			88,66 m
	1979	3	6	LM21280571979154AAA12	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	7,61 m	WGS 84 UTM zone 50N			79,41 m
	1990	18	6	LT51190571990169BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,02 m	WGS 84 UTM zone 50N			42,53 m
		4	7	LT51190571990185BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,64 m	WGS 84 UTM zone 50N			48,21 m
	1995	22	10	LT51190571995295CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,41 m	WGS 84 UTM zone 50N			47,26 m
	2005	9	10	LE71190572005282EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,58 m	WGS 84 UTM zone 50N			33,92 m
		29	7	LT51190572005210BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,13 m	WGS 84 UTM zone 50N			38,6 m
	2015	19	3	LC81190572015078LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 50N			30,13 m
Brazos	1974	25	6	LM10260401974176GDS03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,51 m	WGS 84 UTM zone 15N			80,96 m
		26	6	LM10270401974177AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,14 m	WGS 84 UTM zone 15N			86,91 m
	1984	30	12	LT50260401984365AAA03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,73 m	WGS 84 UTM zone 15N			39,62 m
	1985	8	1	LT50250401985008XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,4 m	WGS 84 UTM zone 15N			42,8 m
	1995	19	12	LT50250401994353XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	35,59 m	WGS 84 UTM zone 15N			46,63 m
		26	12	LT50260401994360XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,95 m	WGS 84 UTM zone 15N			35,59 m
	2005	28	3	LE70250402005087EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,05 m	WGS 84 UTM zone 15N			36,19 m
		4	6	LC80250402015155LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2015	12	2	LC80250402015043LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
		19	2	LC80260402015050LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
Burdekin	1974	9	6	LM11000731974160AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	57,94 m	WGS 84 UTM zone 55S			98 m
		9	6	LM11000741974160AAA03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	7,54 m	WGS 84 UTM zone 55S			79,4 m
	1980	1	7	LM31000731980183ASA00	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	98,76 m	WGS 84 UTM zone 55S			126,5 m
		1	7	LM31000741980183ASA00	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,46 m	WGS 84 UTM zone 55S			79,17 m
		2	7	LM31010731980184ASA00	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,62 m	WGS 84 UTM zone 55S			90,77 m
	1985	20	6	LM50940731985171ASA00	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,86 m	WGS 84 UTM zone 55S			42,42 m
		24	9	LM50940731985267ASA00	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	11,45 m	WGS 84 UTM zone 55S			32,23 m
		20	6	LM50940741985155ASA00	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	32,31 m	WGS 84 UTM zone 55S			44,17 m
		24	9	LM50940741985267ASA00	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,24 m	WGS 84 UTM zone 55S			50,27 m
		26	10	LM50940741985299ASA00	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,55 m	WGS 84 UTM zone 55S			35,91 m
	1990	10	2	LT50940731990041ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,59 m	WGS 84 UTM zone 55S			39,53 m
		15	4	LT50940731990105ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,65 m	WGS 84 UTM zone 55S			38,92 m
		18	6	LT50940731990169ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,02 m	WGS 84 UTM zone 55S			47,73 m
		10	2	LT50940741990041ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	38,53 m	WGS 84 UTM zone 55S			48,91 m
		15	4	LT50940741990105ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,83 m	WGS 84 UTM zone 55S			46,05 m
		18	6	LT50940741990169ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	7,7 m	WGS 84 UTM zone 55S			31,09 m
	1995	18	7	LT50940731995199ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	49,43 m	WGS 84 UTM zone 55S			57,88 m
		16	6	LT50940741995167ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,12 m	WGS 84 UTM zone 55S			34,65 m
		18	7	LT50940741995199ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,23 m	WGS 84 UTM zone 55S			52,69 m
	1999	29	12	LE70940731999363ASA00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,39 m	WGS 84 UTM zone 55S			38,14 m
		29	12	LE70940741999363ASA00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,49 m	WGS 84 UTM zone 55S			40,78 m
	2000	25	8	LE70940732000238EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,27 m	WGS 84 UTM zone 55S			42,7 m
	2005	19	5	LE70940732005139ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,31 m	WGS 84 UTM zone 55S			47,95 m
		19	5	LE70940742005139ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	41,36 m	WGS 84 UTM zone 55S			51,17 m
		2	1	LT50940732005002ASA02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	14,51 m	WGS 84 UTM zone 55S			33,44 m
		2	1	LT50940742005002ASA02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	45,61 m	WGS 84 UTM zone 55S			54,66 m
		18	6	LE70940732010169ASA00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,16 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,29 m
		20	7	LE70940732010201ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,72 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,17 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2010	18	6	LE70940742010169ASA00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,78 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,5 m
		20	7	LE70940742010201ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,48 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,16 m
		2	2	LT50940732010033ASA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,45 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,22 m
		2	2	LT50940742010033ASA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,91 m	WGS 84 UTM zone 55S			30,38 m
	2014	14	12	LC80940732014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 55S			30,13 m
		14	12	LC80940742014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 55S			30,13 m
Ceyhan-Seyhan	1984	29	9	LT51750351984273XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	22,84 m	WGS 84 UTM zone 36N			37,8 m
		29	9	LT51750341984273XXX07	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,78 m	WGS 84 UTM zone 36N			35,5 m
	2016	17	6	LC81750342016169LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		17	6	LC81750352016169LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
Chao Phraya	1996	23	5	LT51290511996144CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	12,6 m	WGS 84 UTM zone 47N			32,65 m
	2005	6	4	LE71290512005096PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
	2015	28	5	LC81290512015148LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
		29	6	LC81290512015180LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
Colorado (Mx)	1984	13	4	LT50380381984129PAC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	26,32 m	WGS 84 UTM zone 11N			40 m
	2016	14	4	LC80380382016105LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 11N			30,13 m
Colorado (Tx)	1985	14	4	LT50250401985104XXX09	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	8,45 m	WGS 84 UTM zone 15N			31,29 m
	1995	5	2	LT50250401995036XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,65 m	WGS 84 UTM zone 15N			30,24 m
	2005	28	3	LE70250402005087EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,31 m	WGS 84 UTM zone 15N			30,43 m
	2015	12	2	LC80250402015043LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
		23	3	LC80260402015082LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
Colville	1985	17	7	LT50750101985198AAA04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 5N			30,13 m
	2015	4	7	LC80750102015185LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 5N			30,13 m
	1984	16	10	LM51820721984290AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,07 m	WGS 84 UTM zone 32S			33,68 m
	1986	6	10	LT51820721986279XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,43 m	WGS 84 UTM zone 32S			38,79 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Cumene	1987	15	3	LT51820721987074XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,01 m	WGS 84 UTM zone 32S			36,16 m
	1989	7	5	LT51820721989127JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,64 m	WGS 84 UTM zone 32S			34,41 m
	1990	24	4	LT51820721990114JSA02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,16 m	WGS 84 UTM zone 32S			36,25 m
	1991	29	5	LT51820721991149JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	28,34 m	WGS 84 UTM zone 32S			41,36 m
	1992	28	3	LT51820721992088JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,84 m	WGS 84 UTM zone 32S			43,83 m
	1993	2	5	LT51820721993122JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,08 m	WGS 84 UTM zone 32S			33,69 m
	1994	21	5	LT51820721994141JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,57 m	WGS 84 UTM zone 32S			38,87 m
	1995	22	4	LT51820721995112JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,10 m	WGS 84 UTM zone 32S			34,64 m
	1996	4	2	LT51820721996035JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	32,85 m	WGS 84 UTM zone 32S			44,57 m
	1997	11	4	LT51820721997101JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	11,14 m	WGS 84 UTM zone 32S			32,12 m
	1998	30	4	LT51820721998120JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	22,30 m	WGS 84 UTM zone 32S			37,48 m
	2000	12	10	LT51820722000286JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,67 m	WGS 84 UTM zone 32S			43,71 m
	2003	6	11	LT51820722003310JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,27 m	WGS 84 UTM zone 32S			35,76 m
	2004	13	3	LT51820722004073JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32S			30,13 m
	2006	22	5	LT51820722006142JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,11 m	WGS 84 UTM zone 32S			44,76 m
	2007	9	5	LT51820722007129JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32S			30,13 m
	2008	11	5	LT51820722008132JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,79 m	WGS 84 UTM zone 32S			38,39 m
	2010	17	5	LT51820722010137JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	32,22 m	WGS 84 UTM zone 32S			44,11 m
	2015	31	5	LC81820722015151LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32S			30,13 m
Danube	1978	5	8	LM31950281978217FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,13 m	WGS 84 UTM zone 35N			82,65 m
		5	8	LM31950291978217FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,87 m	WGS 84 UTM zone 35N			86 m
	1979	20	10	LM21950281979293AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,97 m	WGS 84 UTM zone 35N			82,89 m
		23	9	LM31950291979266XXX03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,2 m	WGS 84 UTM zone 35N			81,34 m
	1989	11	7	LT41810281989192XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,05 m	WGS 84 UTM zone 35N			36,75 m
		11	7	LT41810291989192XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	41,31 m	WGS 84 UTM zone 35N			51,13 m
	1995	17	5	LT51810281995137XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	37,19 m	WGS 84 UTM zone 35N			47,86 m
		17	5	LT51810291995137XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,42 m	WGS 84 UTM zone 35N			50,41 m
	1999	7	12	LE71800281999341SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,91 m	WGS 84 UTM zone 35N			35,57 m
		7	1	LE71800291999341SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,71 m	WGS 84 UTM zone 35N			56,42 m
	2005	12	1	LE71810282005012ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,5 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,23 m
		12	1	LE71810292005012ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,38 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,16 m
		13	6	LT51810282005180MTI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,09 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,28 m
		13	6	LT51810292005164MTI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,67 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,17 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2010	26	1	LE71810282010026ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,86 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,51 m
		26	1	LE71810292010026ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,49 m	WGS 84 UTM zone 35N			30,23 m
		26	5	LT51810282010146MTI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 35N			30,13 m
		26	5	LT51810292010146MTI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 35N			30,13 m
		15	3	LE71810282010074ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 35N			30,13 m
		15	3	LE71810292010074ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 35N			30,13 m
	2014	24	12	LC81800292014358LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 35N			30,13 m
Dniepr	1974	7	5	LM11920281974127GMD03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,36 m	WGS 84 UTM zone 36N			80,72 m
	1978	14	10	LM31930281978287AAA03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,36 m	WGS 84 UTM zone 36N			81,88 m
	1984	25	9	LT51790281984269XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	28,31 m	WGS 84 UTM zone 36N			41,34 m
	1989	13	7	LT41790281989194XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,31 m	WGS 84 UTM zone 36N			40,66 m
	1995	4	6	LT51790281995155XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,16 m	WGS 84 UTM zone 36N			35,17 m
	2000	25	6	LE71790282000177EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	26,98 m	WGS 84 UTM zone 36N			40,44 m
	2005	4	4	LE71790282005094ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		9	7	LE71790282005190ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
	2010	18	4	LE71790282010108ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
	2014	14	10	LC81790282014287LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
Ebre	1985	10	4	LM51980321985100AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,17 m	WGS 84 UTM zone 31N			40,57 m
	1990	21	7	LT41980321990202XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	5,46 m	WGS 84 UTM zone 31N			30,62 m
	2000	22	1	LE71980322000022EDC01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,18 m	WGS 84 UTM zone 31N			30,29 m
	2004	18	12	LE71980322004353ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	28,02 m	WGS 84 UTM zone 31N			41,14 m
	2010	1	1	LE71980322010001ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2011	5	2	LE71980322011036ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2012	7	1	LE71980322012007ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2013	9	1	LE71980322013009ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2014	4	1	LC81980322014004LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		22	12	LC81980322014356LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
Fly	1972	18	8	LM11050661972231AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,8 m	WGS 84 UTM zone 54S			81,25 m
	1989	3	1	LT50980661989003ASA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	38,4 m	WGS 84 UTM zone 54S			48,8 m
	1997	6	9	LT50980661997249ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	42,7 m	WGS 84 UTM zone 54S			52,26 m
	2005	24	2	LE70980662005055ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		20	3	LT50980662005079ASA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		21	4	LT50980662005111ASA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
	2014	26	12	LC80980662014360LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
	2015	27	1	LC80980662015027LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
	1973	21	2	LM11480451973052AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			79,04 m
		28	3	LM11470451973087GDS02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	65,78 m	WGS 84 UTM zone 46N			102,83 m
		2	5	LM11460441973122AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			79,04 m
		2	5	LM11460451973122AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,40 m	WGS 84 UTM zone 46N			90,66 m
	1980	2	2	LM31470451980033AAA07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			79,04 m
		19	2	LM31460451980050AAA10	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			79,04 m
		19	2	LM31460441980050AAA10	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			79,04 m
		21	2	LM31480451980052AAA08	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	70,12 m	WGS 84 UTM zone 45N			105,66 m
		16	11	LM31470441980321AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			79,04 m
	1989	28	1	LT41370451989028XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		21	1	LT41360451989021XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		21	1	LT41360441989021XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		19	1	LT41380451989019AAA02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
	1994	18	11	LT51370451994322ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		13	12	LT51360451994347ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		13	12	LT51360441994347ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		11	12	LT51380451994345ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
	1999	8	12	LE71370451999312SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		15	12	LE71380451999319SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Gange-Brahmapoutre	1999	19	12	LE71360451999353EDC01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		19	12	LE71360441999353EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
	2002	23	11	LE71380452002327SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		11	12	LE71360452002345SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		11	12	LE71360442002345SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		18	12	LE71370452002352SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		8	10	LE71360452002281BKT00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
	2003	24	3	LE71370452003083SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		1	3	LE71360452003060SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		1	3	LE71360442003060SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		16	4	LE71380452003106ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		18	5	LE71380452003138BKT00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
	2006	25	4	LT51370452006115BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		20	5	LT51360452006140BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		19	6	LT51380452006170BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		21	6	LT51360442006172BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,80 m	WGS 84 UTM zone 46N			35,51 m
		21	12	LT51370452006355BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		14	12	LT51360442006348BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,57 m	WGS 84 UTM zone 46N			36,48 m
		28	10	LT51360452006332BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		14	12	LT51360452006348BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,53 m	WGS 84 UTM zone 46N			40,81 m
	2007	13	1	LT51380452007013BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	13,13 m	WGS 84 UTM zone 45N			32,86 m
	2011	17	1	LT51370452011017BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		5	8	LT51360452011186BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		5	8	LT51360442011186BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		28	8	LT51370452011209BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,90 m	WGS 84 UTM zone 46N			34,54 m
		20	9	LT51380452011232KHC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		8	11	LT51380452011312KHC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		10	11	LT51360452011314BKT01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		10	11	LT51360442011314KHC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
	2014	15	4	LC81370452014105LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		24	4	LC81360452014114LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		24	4	LC81360442014114LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		22	4	LC81380452014112LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		25	11	LC81370452014329LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		4	12	LC81360442014338LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		20	12	LC81360452014354LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 46N			30,13 m
		18	12	LC81380452014352LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
Godavari	2008	1	3	LE71410482008061SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		1	3	LE71410492008061SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		8	3	LE71420492008068SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		29	2	LT51420492008060BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
	2015	13	3	LC81410482015072LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		13	3	LC81410492015072LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		16	2	LC81420492015047LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		20	3	LC81420492015079LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
Drijalva	1986	15	1	LT50210471986015XXX09	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
		11	3	LT50220471986070XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
	2000	22	2	LE70210472000046EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
		22	2	LE70220472000053EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2015	12	4	LC80220472015102LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
		5	4	LC80210472015095LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 15N			30,13 m
Indus	1975	24	3	LM21620441975083XXX02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		25	3	LM21630431975084XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		25	3	LM21630441975084AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		8	3	LM21640431975067GMD07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
	1978	14	12	LM31640431978348AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
	1979	17	1	LM31620441979017AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		18	1	LM31630431979018AAA03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		18	1	LM31630441979018AAA03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
		1	1	LM31640431979001AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			79,04 m
	1991	4	2	LT51520431991035ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		30	12	LT51510441991364ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	1992	19	3	LT51510441992079ISP00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		27	4	LT51520431992118XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	1999	27	12	LT51520431999361AAA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	2000	14	2	LE71510442000045SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		5	2	LE71520432000036SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		8	3	LE71520432000068SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		29	2	LT51520432000060XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	2005	10	1	LE71510442005010PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		17	1	LE71510442005010PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		11	2	LE71510442005042PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		27	2	LE71510442005058PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		17	1	LE71520432005017PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		18	2	LE71520432005049PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		24	1	LE71510442010024SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2010	31	1	LE71520432010031SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		16	1	LT51510442010016KHC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		23	1	LT51520432010023KHC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	2014	29	12	LC81510442014363LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
	2015	5	1	LC81520432015005LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		5	1	LC81520442015005LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
		12	1	LC81530432015012LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 42N			30,13 m
Klang	1988	29	2	LT51270581988060BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
	2015	30	5	LC81270582015150LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
	2016	26	2	LC81270582016057LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 47N			30,13 m
Krishna	2008	1	3	LE71410482008061SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		1	3	LE71410492008061SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		8	3	LE71420492008068SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		29	2	LT51420492008060BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
	2015	13	3	LC81410482015072LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		13	3	LC81410492015072LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		16	2	LC81420492015047LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
		20	3	LC81420492015079LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 44N			30,13 m
Lena	2014	14	9	LC81290092014257LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 52N			30,13 m
	1979	31	5	LM21790771979151AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			79,04 m
	1986	22	5	LT51670771986142XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
	1990	26	2	LT51670771990057JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
		2	6	LT51670771990153JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
		18	7	LT51670771995199JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Limpopo	1995	18	7	LT51670781995199JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
		31	5	LT51670771995151JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
	2000	20	5	LE71670772000141EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
	2005	11	2	LE71670772005042ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
	2010	5	9	LE71670772010248ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
		5	9	LE71670782010248ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
	2015	19	3	LC81670772015078LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
		19	3	LC81670782015078LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36S			30,13 m
Mackenzie	2015	21	6	LC80640112015172LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 8N			30,13 m
		21	6	LC80640122015172LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 8N			30,13 m
Magdalena	1973	2	1	LM10090521973002AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			79,04 m
		2	1	LM10090531973002AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			79,04 m
		3	1	LM10100521973003AAA06	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			79,04 m
		3	1	LM10100531973003AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			79,04 m
	1985	24	1	LT50090521985024XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		24	1	LT50090531985024XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
	1990	6	1	LT50090521990006CPE04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		6	1	LT50090531990006CPE04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
	2000	14	3	LE70090522000074EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		14	3	LE70090532000074EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
	2005	7	1	LE70090522005007ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		7	1	LE70090532005007ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
	2010	21	1	LE70090522010021EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		21	1	LE70090532010021EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		29	1	LT50090522010029CHM01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		29	1	LT50090532010029CHM01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
	2015	28	2	LC80090522015059LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
		28	2	LC80090532015059LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 18N			30,13 m
Mahanadi	2005	13	11	LE71400462005317SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		13	11	LE71400472005317SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		6	11	LE71390462005310PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		24	12	LE71390452005358PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
	2006	9	1	LE71390452006009PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		9	1	LE71390462006009PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
	2015	9	5	LC81400462015129LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		9	5	LC81400472015129LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		18	5	LC81390452015138LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		18	5	LC81390462015138LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
		15	3	LC81390452015074LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 45N			30,13 m
Mangoky	1973	9	2	LM11720751973040FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			79,04 m
		15	6	LM11720751973166AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			79,04 m
	1985	17	1	LT51610751985017AAA09	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
	1990	4	3	LT51610751990063JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
		21	4	LT51610751990111JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
	1995	18	3	LT51610751995077XXX00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
	2000	23	3	LE71610752000083SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
	2009	3	12	LE71610752009347ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
		29	12	LE71610752009363ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2014	1	11	LC81610752014305LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
	2015	20	1	LC81610752015020LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 38S			30,13 m
Medjerda	1972	9	11	LM12060341972314AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			79,04 m
	1984	11	7	LT51910341984193XXX15	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	1987	8	10	LT51910341987281XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	1988	27	1	LT41920341988027XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2000	16	8	LE71910342000229SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2005	27	6	LE71910342005178ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2010	9	6	LE71910342010160EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2015	1	7	LC81910342015182LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
		8	7	LC81920342015189LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	1973	02	1	LM11340531973002AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	51,54 m	WGS 84 UTM zone 48N			94,36 m
		20	1	LM11340531973020FAK05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	90,55 m	WGS 84 UTM zone 48N			120,2 m
		08	5	LM11340531973128AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			79,04 m
		06	8	LM11340531973218GDS03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	181,50 m	WGS 84 UTM zone 48N			197,96 m
		01	3	LM11340531973003AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,57 m	WGS 84 UTM zone 48N			80,76 m
		20	1	LM11340541973020FAK05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	0	WGS 84 UTM zone 48N			79,04 m
		02	8	LM11350531973039FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,96 m	WGS 84 UTM zone 48N			86,43 m
	1975	01	4	LM21340531975091AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	79,81 m	WGS 84 UTM zone 48N			112,33 m
		22	11	LM21350541975326FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	48,80 m	WGS 84 UTM zone 48N			92,89 m
	1976	01	2	LM21340531976032AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	94,74 m	WGS 84 UTM zone 48N			123,38 m
	1978	02	12	LM31340531978336FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	6,35 m	WGS 84 UTM zone 48N			79,3 m
		12	3	LM31350541978337AAA01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,27 m	WGS 84 UTM zone 48N			81,36 m
	1979	25	1	LM31340531979025XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	67,03 m	WGS 84 UTM zone 48N			103,64 m
		25	1	LM31340541979025XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,51 m	WGS 84 UTM zone 48N			81,66 m
		26	1	LM31350531979026AAA06	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	106,22 m	WGS 84 UTM zone 48N			132,4 m
		26	1	LM31350531979026AAA02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	94,71 m	WGS 84 UTM zone 48N			123,36 m
	1984	25	11	LM51260531984330FFF03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	0	WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		29	3	LM41250531989088AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,93 m	WGS 84 UTM zone 48N			46,12 m
		29	3	LT41250531989088XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	14,20 m	WGS 84 UTM zone 48N			33,3 m
		06	4	LT51250531989096BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,61 m	WGS 84 UTM zone 48N			42,24 m
		29	3	LM41250541989088AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	68,98 m	WGS 84 UTM zone 48N			75,27 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	1989	24	1	LT41250541989024XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	26,12 m	WGS 84 UTM zone 48N			39,87 m
		31	1	LT41260531989031XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		02	9	LT41250541989040XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		29	3	LT41250541989088XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		04	5	LT41260541989031XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		04	6	LT51250541989096BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1990	06	3	LT51260541990154BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1994	14	11	LT51250531994318CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,06 m	WGS 84 UTM zone 48N			41,86 m
		04	4	LT51250541994094DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		11	5	LT51260531994309BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		21	11	LT51260531994325CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		23	12	LT51260541994357DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1995	02	2	LT51250531995033CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	12,30 m	WGS 84 UTM zone 48N			32,54 m
		06	3	LT51250531995065CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		19	12	LT51250531995353CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		02	9	LT51260531995040CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		16	10	LT51250541995289CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,68 m	WGS 84 UTM zone 48N			37,11 m
		12	10	LT51260531995040CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1996	21	2	LT51250531996052CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,65 m	WGS 84 UTM zone 48N			35,43 m
		24	3	LT51250531996084CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,17 m	WGS 84 UTM zone 48N			33,73 m
		20	1	LT51260541996020CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		21	2	LT51250541996052CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1997	27	3	LT51250531997086DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		13	1	LT51260531997013DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		13	1	LT51260541997013DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		21	10	LT51250541997294DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1999	07	7	LT51250531999188DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		07	7	LT51250541999188DKI00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2000	02	8	LE71250532000215SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		06	11	LE71250532000311SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		23	6	LT51250542000175DKI01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2001	06	9	LE71250532001249SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	39,77 m	WGS 84 UTM zone 48N			49,89 m
		11	12	LE71250532001345SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		22	4	LE71260532001113DKI01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		18	12	LE71260532001352SGS01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2002	13	2	LE71250532002044SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,58 m	WGS 84 UTM zone 48N			35,93 m
		23	7	LE71250532002204SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,44 m	WGS 84 UTM zone 48N			42,83 m
		11	10	LE71250532002284SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		27	10	LE71250532002300SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	12,11 m	WGS 84 UTM zone 48N			32,47 m
		14	12	LE71250532002348SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,54 m	WGS 84 UTM zone 48N			35,91 m
		02	4	LE71260532002035SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		24	3	LE71260542002083SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2003	05	4	LE71250532003095ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	13,25 m	WGS 84 UTM zone 48N			32,91 m
		22	1	LE71260532003022SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		22	1	LE71260542003022SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		02	7	LE71260532003038SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2004	05	5	LT51210532005124BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2006	06	8	LT51250542006159BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2008	06	6	LT5125053200615	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2009	08	2	LT51250532009039BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		12	3	LT51250532009071BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		09	12	LT51250532009343BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		02	8	LT512505420009039BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		03	12	LT51250542009071BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		12	9	LT51250542009343BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		14	1	LT5126053200914BKT00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		14	1	LT5126054200914BKT00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2010	05	7	LT5125053201086BKT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2013	26	5	LC81250532013146LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		27	6	LC81250532013179LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,57 m	WGS 84 UTM zone 48N			34,87 m
		17	10	LC81250532013290LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		18	11	LC81250532013322LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	41,27 m	WGS 84 UTM zone 48N			51,09 m
		26	3	LC81250532013085LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		05	1	LC81260532013121LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		05	1	LC81260542013121LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		27	3	LC81250542013178LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		17	10	LC81250542013290LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		25	11	LC81260532013329LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		27	12	LC81260532013361LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		13	3	LC81250542013085LGN01	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2014	01	12	LC81260532014012LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		14	1	LC81260542014028LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
				236 _6	Carte topographique IGN	1,62 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	25,97 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	26,17 m
				236 _13E	Carte topographique IGN	1,58 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	9,24 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1945	9,78 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	1927			236 _10e	Carte topographique IGN	1,80 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	28,28 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	28,47 m
				239 _13E	Carte topographique IGN	1,74 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	12,87 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1945	13,28 m
				236 _2	Carte topographique IGN	1,75 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	21,52 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	21,77 m
				236 _10W	Carte topographique IGN	1,68 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	2,60 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	4,17 m
				236 _6E	Carte topographique IGN	1,59 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	7,40 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1946	8,07 m
				239 _15W	Carte topographique IGN	1,59 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	12,31 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	12,72 m
				236 _9E	Carte topographique IGN	1,59 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	13,65 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	14,02 m
				239 _10	Carte topographique IGN	1,58 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	16,10 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	16,41 m
				239 _14E	Carte topographique IGN	1,65 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	23,52 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	23,74 m
	1928													

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Mékong	1950			239 _5E	Carte topographique IGN	1,59 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	7,50 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	8,16 m
				239 _5W	Carte topographique IGN	1,59 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	13,42 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1945	13,8 m
				239 _14W	Carte topographique IGN	1,70 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	28,50 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	28,68 m
				239 _14E	Carte topographique IGN	1,67 m			Hanoï ellipsoïde de Clarke 1880, carroyage de Bonne	28,50 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000	1950	28,68 m
	1961			DS009023006DV178	CORONA	7 m				10.9 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.25 m
				DS009023006DV179	CORONA	7 m				12.1 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.25 m
				DS009023006DV187	CORONA	7 m				10.9 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.25 m
				DS009023006DV186	CORONA	7 m				11.97 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.14 m
				DS009023006DV189	CORONA	7 m				12.12 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.27 m
				DS009023006DV188	CORONA	7 m				12.21 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.35 m
				DS009023006DV185	CORONA	7 m				12.12 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.27 m
				DS009023006DV184	CORONA	7 m				11.97 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14.14 m
				DS009023006DV183	CORONA	7 m				11.5 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.75 m
				DS009023006DV182	CORONA	7 m				11.8 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		14 m
				DS009023006DV181	CORONA	7 m				11.49 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.74 m
				DS009023006DV180	CORONA	7 m				11.34 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.61 m
				DS009023006DV190	CORONA	7 m				11.2 m	WGS 84 UTM zone 48N	1/25000		13.5 m
				L70 145926_1_c	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 145926_2_c	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1459271	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1459272	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 145981_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	1965			L70 145982_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1459292	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1459292_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463292_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463294_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463302_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463303_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463283	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1462283_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1462274_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1461271_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1461272_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1461273_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1460272	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1460264	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1460261	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1460263_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463291_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1460284_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
				L70 1460293_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1459293_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1462281_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1463293_GEO	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
				L70 1462282	Carte topographique USGS				Spheroïde Everest	5 m	lian Datum UTM 1960 zone	1/50000		5,73 m
	2002		12	01_ 527333002121903254 31B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	01_ 527333002121903254 31B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	2003		1	527 333303012303531 12B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 333303012303531 12B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 433103011903294 72B4West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 433103011903294 72B4Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 433203011903295 62B4West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 433203011903295 62B4Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			7	527 533103073103174 62B4West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			7	527 533103073103174 62B4Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 632903020903254 32B7West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 632903020903254 32B7Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 633003020903255 12B7West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 633003020903255 12B7Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	02_ 527232903011403254 02B1West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	02_ 527232903011403254 02B1Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
			1	03_ 5273330030114032 5471B9West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	03_ 5273330030114032 5471B9Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	04_ 5273333030123035 3112B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	04_ 5273333030123035 3112B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	05_ 5273332030208034 5261B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	05_ 5273332030208034 5261B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	2006		12	527 3333061219032458 2B0	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 4332061224032836 1B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 4332061224032836 1B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 6329061204031255 1B7West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 6329061204031255 1B7Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 6330061204031304 1B2West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 6330061204031304 1B2Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	06_ 5273331061219032 4412B8West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	06_ 5273331061219032 4412B8Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	07_ 5273332061219032 4502B4West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	07_ 5273332061219032 4502B4Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	08_ 5274333061224032 8441B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
			12	08_ 52743330612240328441B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	09_ 52733300612290332091B8West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	09_ 52733300612290332091B8Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	2007		1	527 53310701290335561B6West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 53310701290335561B6Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			6	527 63310706130337572B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			6	527 63310706130337572B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	10_ 52733300702090324152B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	10_ 52733300702090324152B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 43311102030344592B6West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 43311102030344592B6Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 43321102030345072B6West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			2	527 43321102030345072B6Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 53311101190333282B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 53311101190333282B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 53321112120341232B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	527 53321112120341232B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			4	527 63291104080313262B8West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			4	527 63291104080313262B8Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	11_ 52723291112020333292B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	2011		12	11_ 52723291112020333292B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2011		12	12_ 527233011120203333382B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	12_ 527233011120203333382B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	13_ 527132911120170344512B0West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			12	13_ 527132911120170344512B0Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			5	14_ 527333111050803363720West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			5	14_ 527333111050803363720Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			7	15_ 527333211072003320820West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			7	15_ 527333211072003320820Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	2012		1	527 633012010203365020West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 633012010203365020Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 633112010203365920West	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
			1	527 633112010203365920Est	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 48N			3,75 m
	1980	13	12	LM20220391980348AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,95 m				81,28 m
		31	12	LM20220391980366XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	9,46 m				79,61 m
		13	12	LM20220401980348AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,45 m				92,19 m
		31	12	LM20220401980366XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					79,04 m
		14	12	LM20230391980349AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					79,04 m
		14	12	LM20230401980349AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,44 m				90,68 m
		15	12	LM20240391980350AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,34 m				83,64 m
		15	12	LM20240401980350AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					79,04 m
		16	12	LM20250391980351AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,18 m				81,58 m
		17	12	LM20260391980352AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	49,66 m				93,35 m
		25	10	LT50210391990298AAA03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		9	10	LT50210401990282XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		25	10	LT50210401990298AAA03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	22,77 m				37,76 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Mississippi	1990	1	11	LT50220391990305XXX06	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		1	11	LT50220401990305XXX06	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		8	11	LT50230391990312XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		8	11	LT50230401990312XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	12,01 m				32,43 m
		30	10	LT50240391990303XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,58 m				43,64 m
		30	10	LT50240401990303XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		18	10	LT50210392005291GNC01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		18	10	LT50210402005291GNC01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		9	10	LT50220392005282GNC01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		9	10	LT50220402005282GNC01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		16	10	LT50230392005289EDC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,25 m				35,75 m
		16	10	LT50230402005289EDC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,28 m				30,3 m
		23	10	LT50240392005296EDC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		23	10	LT50240402005296EDC00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	7,55 m				31,06 m
	2014	14	12	LC80210392014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		14	12	LC80210402014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		5	12	LC80220392014339LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		5	12	LC80220402014339LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		12	12	LC80230392014346LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		12	12	LC80230402014346LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
	2015	28	7	LC80190392015209LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		19	7	LC80200392015200LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		4	8	LC80200392015216LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		26	7	LC80210392015207LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		26	7	LC80210402015207LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		2	8	LC80220392015214LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		2	8	LC80220402015214LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		24	7	LC80230392015205LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		24	7	LC80230402015205LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		31	7	LC80240392015212LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		7	8	LC80250392015219LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
Moa	1975	5	3	LM22150551975064GMD07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,06 m	WGS 84 UTM zone 29N			91,99 m
	1986	12	1	LT52010551986012XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,03 m	WGS 84 UTM zone 29N			43,25 m
	1991	2	1	LT42010551991002XXX05	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,68 m	WGS 84 UTM zone 29N			34,43 m
	2000	12	2	LE72010552000043MPS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 29N			30,13 m
	2006	28	2	LE72010552006059EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 29N			30,13 m
	2009	24	3	LE72010552009083EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 29N			30,13 m
	2015	13	2	LC82010552015044LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 29N			30,13 m
		1	3	LC82010552015060LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 29N			30,13 m
Moulouya	1974	23	1	LM12140361974023AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	49,4 m	WGS 84 UTM zone 30N			93,21 m
	1980	15	5	LM32140361980136AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,29 m	WGS 84 UTM zone 30N			80,91 m
	1984	24	11	LT51990361984329XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,13 m	WGS 84 UTM zone 30N			38,6 m
	1988	16	3	LT41990361988076XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,55 m	WGS 84 UTM zone 30N			45,09 m
	2000	1	3	LE71990362000061SGS02	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	12,47 m	WGS 84 UTM zone 30N			32,6 m
	2005	11	2	LE71990362005042ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 30N			30,13 m
	2010	16	5	LE71990362010136ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 30N			30,13 m
	2015	7	6	LC81990362015158LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 30N			30,13 m
ray	1988	18	1	LT50960851988018ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		18	1	LT50960861988018ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		18	1	LT50970841988010ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		18	1	LT50970851988010ASA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Mul	2016	7	1	LC80960852015365LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
		7	1	LC80970852016007LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 54S			30,13 m
Niger	1990	12	2	LM41890561990043AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		12	2	LM41890571990043AAA03	L1-5 MSS (5)	30 m (120 m T (6))	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		22	12	LT41880571990356XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		10	10	LT41890571990283XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		20	12	LT41900561990354XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
	1999	8	12	LE71870571999342EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		29	11	LE71880561999333AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		29	11	LE71880571999333AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		6	12	LE71890561999340EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		6	12	LE71890571999340EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		13	12	LE71900561999347AGS01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
	2005	13	1	LE71880572005013ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		4	1	LE71890562005004ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		4	1	LE71890572005004ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		11	1	LE71900562005011ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
	2014	16	12	LC81880562014350LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		16	12	LC81880572014350LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		23	12	LC81890562014357LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		23	12	LC81890572014357LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
		14	12	LC81900552014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		14	12	LC81900562014348LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG					30,13 m
Nil	1973	9	5	LM11890381973129AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,11 m	WGS 84 UTM zone 36N			86,09 m
		10	5	LM11900381973130AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	38,77 m	WGS 84 UTM zone 36N			88,04 m
		10	5	LM11910381973041AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,53 m	WGS 84 UTM zone 36N			82,76 m
		22	7	LM11910381973203FAK03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,2 m	WGS 84 UTM zone 36N			80,49 m
		10	2	LM11910391973041AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,94 m	WGS 84 UTM zone 36N			89,02 m
	1988	16	5	LT41780381988137XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,5 m	WGS 84 UTM zone 36N			43,59 m
		29	3	LT41780391988089XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,62 m	WGS 84 UTM zone 36N			33,93 m
	1990	3	8	LT41770381990215AAA04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	13,14 m	WGS 84 UTM zone 36N			32,87 m
		3	8	LT41770391990215AAA03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,8 m	WGS 84 UTM zone 36N			36,05 m
		25	7	LT41780381990206XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,39 m	WGS 84 UTM zone 36N			30,16 m
		4	8	LT51760381990216XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,38 m	WGS 84 UTM zone 36N			38,75 m
		4	8	LT51760391990216XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,72 m	WGS 84 UTM zone 36N			33,98 m
	2005	26	2	LE71760382005057ASN01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		5	3	LE71770382005064ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		5	3	LE71770392005064ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		24	2	LE71780382005055ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		31	5	LE71780392005151ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
	2015	13	6	LC81770382015164LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		20	6	LC81780392015171LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		22	6	LC81760382015173LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		19	4	LC81760382015109LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		26	4	LC81770382015116LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		26	4	LC81770392015116LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		17	4	LC81780382015107LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 36N			30,13 m
		11	8	LM12060301972224AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,81 m	WGS 84 UTM zone 32N			80,81 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Ombrone	1972	11	8	LM12060311972224AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,1 m	WGS 84 UTM zone 32N			85,69 m
		12	8	LM12070301972225AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,33 m	WGS 84 UTM zone 32N			90,14 m
	1985	2	5	LT51920301985122XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	1990	27	7	LT41920301990208XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2000	20	6	LE71920302000172EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2005	10	2	LE71920302005041ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2010	4	9	LE71920302010247ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
	2014	7	9	LC81920302014250LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 32N			30,13 m
Orange	1984	23	6	LT51770801984175AAA04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,04 m	WGS 84 UTM zone 33S			40,48 m
	1986	4	11	LT51770801986308AAA09	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,9 m	WGS 84 UTM zone 33S			41,06 m
	1987	23	1	LT51770801987023XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	46,38 m	WGS 84 UTM zone 33S			55,3 m
	1989	5	6	LT51770801989156JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	35,7 m	WGS 84 UTM zone 33S			46,71 m
	1990	24	6	LT51770801990175JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	38,22 m	WGS 84 UTM zone 33S			48,66 m
	1991	11	6	LT51770801991162JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	35,87 m	WGS 84 UTM zone 33S			46,84 m
	1992	13	6	LT5177080199216 5JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	5,3 m	WGS 84 UTM zone 33S			30,59 m
	1993	2	7	LT51770801993183JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,42 m	WGS 84 UTM zone 33S			35,31 m
	1994	22	8	LT51770801994234JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,71 m	WGS 84 UTM zone 33S			53,08 m
	1995	6	6	LT51770801995157JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,59 m	WGS 84 UTM zone 33S			39,53 m
	1996	4	3	LT51770801996064JSA01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	24,94 m	WGS 84 UTM zone 33S			39,11 m
	1997	10	5	LT51770801997130JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	21,05 m	WGS 84 UTM zone 33S			36,75 m
	1998	30	6	LT51770801998181JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,13 m	WGS 84 UTM zone 33S			44,78 m
	1999	11	7	LE71770801999192EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	33,86 m	WGS 84 UTM zone 33S			45,32 m
	2000	37	6	LE71770802000179EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,11 m	WGS 84 UTM zone 33S			53,41 m
	2001	30	6	LE71770802001181EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	28,77 m	WGS 84 UTM zone 33S			41,65 m
	2002	3	7	LE71770802002184JSA00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	41,08 m	WGS 84 UTM zone 33S			50,94 m
	2003	16	3	LE71770802003075EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,45 m	WGS 84 UTM zone 33S			50,43 m
	2004	22	6	LE71770802004174ASN01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,17 m	WGS 84 UTM zone 33S			35,18 m
	2005	9	6	LE71770802005160ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	3,59 m	WGS 84 UTM zone 33S			30,34 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2006	11	5	LE71770802006131ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,51 m	WGS 84 UTM zone 33S			30,46 m
	2007	15	6	LE71770802007166ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,19 m	WGS 84 UTM zone 33S			36,26 m
	2008	14	4	LE71770802008105ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	8,45 m	WGS 84 UTM zone 33S			31,29 m
	2009	19	5	LE71770802009139ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,85 m	WGS 84 UTM zone 33S			54,03 m
	2010	22	5	LE71770802010142ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,58 m	WGS 84 UTM zone 33S			36,48 m
	2011	10	6	LE71770802011161ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	35,8 m	WGS 84 UTM zone 33S			46,79 m
	2012	12	6	LE71770802012164ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,12 m	WGS 84 UTM zone 33S			50,17 m
	2013	25	6	LC81770802013206LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,14 m	WGS 84 UTM zone 33S			35,69 m
	2014	10	6	LC81770802014161LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	9,25 m	WGS 84 UTM zone 33S			31,51 m
	2015	13	6	LC81770802015164LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,15 m	WGS 84 UTM zone 33S			47,06 m
Ord	2015	5	7	LC81070702015186LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 52S			30,13 m
	1986	23	12	LT52320541986357XXX08	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,16 m	WGS 84 UTM zone 20N			41,93 m
		30	12	LT52330531986364XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,18 m	WGS 84 UTM zone 20N			40,57 m
		28	11	LT52330541986332XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,51 m	WGS 84 UTM zone 20N			30,46 m
		30	12	LT52330541986364XXX13	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	30,71 m	WGS 84 UTM zone 20N			43,02 m
		20	2	LT50010531986051XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	14,38 m	WGS 84 UTM zone 20N			33,38 m
		8	3	LT50010531986067XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,88 m	WGS 84 UTM zone 20N			56,57 m
		24	3	LT50010531986083XXX10	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	42,56 m	WGS 84 UTM zone 20N			52,14 m
	1990	24	12	LT40010531990358XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	10,62 m	WGS 84 UTM zone 20N			31,94 m
		13	3	LT42320541990072XXX06	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,76 m	WGS 84 UTM zone 20N			38,37 m
		24	8	LT42330531989236XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	1,84 m	WGS 84 UTM zone 20N			30,18 m
		7	1	LT52330541990007XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,81 m	WGS 84 UTM zone 20N			38,4 m
	1999	8	11	LE72330541999312AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		27	1	LE70010532000018AGS01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		7	4	LE70010532000098SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Orénoque	2000	27	1	LE72330532000027EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		25	10	LE72330542000299AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		12	12	LE72330542000347AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		17	10	LT52330542000291AAA02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
	2009	7	9	LE70010532009250ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		9	9	LE72320542009252EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		14	7	LE72330532009195EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		15	8	LE72330532009227EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		30	7	LE72330542009211EDC00.	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		31	8	LE72330542009243EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
	2014	15	10	LC80010532014288LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		17	10	LC82320542014290LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		8	10	LC82330532014281LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		8	10	LC82330542014281LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		9	11	LC82330542014313LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
		16	10	LE72330542014289ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
	2015	3	1	LC80010532015003LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 20N			30,13 m
	1976	21	1	LM22310751976021AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,32 m	WGS 84 UTM zone 24S			81,61 m
	1985	16	2	LT52160751985050CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	29,95 m	WGS 84 UTM zone 24S			42,48 m
		23	3	LT52160751985082CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,77 m	WGS 84 UTM zone 24S			34,48 m
	1990	16	1	LT52160751990016CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,1 m	WGS 84 UTM zone 24S			30,4 m
	1995	20	4	LT52160751995110CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,68 m	WGS 84 UTM zone 24S			53,89 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Paraiba do Sol	2000	30	7	LE72160752000212EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	26,36 m	WGS 84 UTM zone 24S			40,03 m
	2005	1	1	LE72160752005001EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,78 m	WGS 84 UTM zone 24S			34,98 m
		9	1	LT52160752005009CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	49,71 m	WGS 84 UTM zone 24S			58,12 m
	2010	16	2	LE72160752010047EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	34,23 m	WGS 84 UTM zone 24S			45,6 m
		9	2	LT52160752010039CUB01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	35,97 m	WGS 84 UTM zone 24S			46,92 m
	2015	21	1	LC82160752015021LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG	2,53 m	WGS 84 UTM zone 24S			30,23 m
Parana	1980	2	11	LM32410841980307AAA07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,25 m	WGS 84 UTM zone 21S			82,39 m
	1985	18	2	LT52250841985049CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	17,79 m	WGS 84 UTM zone 21S			34,99 m
	1990	15	1	LT52250841990015CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	27,63 m	WGS 84 UTM zone 21S			40,88 m
	1995	3	4	LT52250841995093CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
	2000	3	1	LE72250842000003CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
	2004	31	12	LE72250842004366ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
		23	12	LT52250842004358CUB01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
	2009	18	10	LT52250842009291CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
	2010	14	1	LE72250842010014EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
	2014	19	12	LC82250842014353LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 21S			30,13 m
Pearl	2015	13	2	LC81210442015044LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 49N			30,13 m
		19	1	LC81220442015019LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 49N			30,13 m
		19	1	LC81220452015019LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 49N			30,13 m
Petchora	1985	9	9	LT51740121985252KIS00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	1990	6	8	LT51740121990218KIS00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		13	8	LT51750121990225KIS00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2005	11	6	LE71730122005164ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		11	6	LE71750122005162ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2014	8	8	LC81740122014220LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Po	1975	24	2	LM22060291975055AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	18,34 m	WGS 84 UTM zone 33N			81,14 m
		24	2	LM22070291975038XXX01	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	23,12 m	WGS 84 UTM zone 33N			82,36 m
	1984	11	7	LT51910291984193XXX08	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	28,48 m	WGS 84 UTM zone 33N			41,46 m
		15	10	LT51910291984289XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	20,55 m	WGS 84 UTM zone 33N			36,47 m
	1985	2	5	LT51920291985122XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	11,71 m	WGS 84 UTM zone 33N			32,32 m
		2	5	LT51920291985154AAA08	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,9 m	WGS 84 UTM zone 33N			34,06 m
		2	5	LT51920291985202AAA03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	19,17 m	WGS 84 UTM zone 33N			35,71 m
	2000	13	2	LE71920292000044EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33N			30,13 m
	2010	8	2	LE71920292010039ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33N			30,13 m
	2014	12	12	LC81920292014346LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33N			30,13 m
	1975	23	7	LM22110301975204AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			79,04 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0807	Photographie aérienne IGN	0,47 m			RGF93	0,56 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,89 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0809	Photographie aérienne IGN	0,47 m			RGF93	0,60 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,9 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0811	Photographie aérienne IGN	0,47 m			RGF93	0,58 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,89 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0826	Photographie aérienne IGN	0,5 m			RGF93	0,93 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19927		2,99 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0829	Photographie aérienne IGN	0,46 m			RGF93	1,24 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19926		3,09 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0831	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	1,46 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		3,19 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0833	Photographie aérienne IGN	0,47 m			RGF93	1,05 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19926		3,02 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0835	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,90 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,98 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	1977	24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0837	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,61 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,9 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0839	Photographie aérienne IGN	0,46 m			RGF93	0,92 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,98 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0841	Photographie aérienne IGN	0,46 m			RGF93	0,59 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,89 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0848	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,61 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,9 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0863	Photographie aérienne IGN	0,37 m			RGF93	1,27 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		3,09 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0931	Photographie aérienne IGN	0,36 m			RGF93	2,29 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		3,63 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0945	Photographie aérienne IGN	0,49 m			RGF93	0,72 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,93 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0948	Photographie aérienne IGN	0,49 m			RGF93	0,63 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,91 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0950	Photographie aérienne IGN	0,49 m			RGF93	0,57 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,89 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0952	Photographie aérienne IGN	0,49 m			RGF93	0,51 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,88 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0954	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,69 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,92 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0956	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,52 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,88 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0958	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,30 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19925		2,85 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Rhone		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0960	Photographie aérienne IGN	0,48 m			RGF93	0,71 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19 925		2,92 m
		24	8	CIPLI-0341_1977_FR2904_LOT9_0961	Photographie aérienne IGN	0,36 m			RGF93	1,72 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 19 925		3,3 m
	1987	21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0036	Photographie aérienne IGN	2,67 m			RGF93	4,27 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 726		5,76 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0038	Photographie aérienne IGN	0,66 m			RGF93	1,14 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		3,09 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0078	Photographie aérienne IGN	0,66 m			RGF93	0,66 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,95 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0080	Photographie aérienne IGN	0,68 m			RGF93	0,55 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,93 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0082	Photographie aérienne IGN	0,66 m			RGF93	0,74 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,97 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0084	Photographie aérienne IGN	0,71 m			RGF93	4,86 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		5,65 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0085	Photographie aérienne IGN	0,69 m			RGF93	4,91 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		5,69 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0086	Photographie aérienne IGN	0,68 m			RGF93	1,67	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		3,33 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0087	Photographie aérienne IGN	0,67 m			RGF93	1,41 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		3,2 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0091	Photographie aérienne IGN	0,68 m			RGF93	0,58 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,93 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0111	Photographie aérienne IGN	0,49 m			RGF93	2,08 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		3,52 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0113	Photographie aérienne IGN	0,66 m			RGF93	0,71 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,96 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0115	Photographie aérienne IGN	0,67 m			RGF93	0,69 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,96 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0117	Photographie aérienne IGN	0,67 m			RGF93	0,68 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,95 m
		21	4	C2844-0071_1987_F2844-3044_0119	Photographie aérienne IGN	0,66 m			RGF93	0,78 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 30 725		2,98 m
		21	6	LT51960301987172XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		6	7	C96SAA1251_1996_FD30-34_0674	Photographie aérienne IGN	2,4 m			RGF93	7,02 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 27 500		7,92 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	1996	6	7	C96SAA1251_1996_FD30-34_0689	Photographie aérienne IGN	2,5 m			RGF93	7,75 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 27 500		8,61 m
		1	7	nc	Photographie aérienne	0,51 m			RGF93	2,64 m	Lambert 93 II étendu CC (8	1 / 15 000		3,88 m
	1998	23	5	DEPT 13 CA98S00912	Photographie aérienne IGN BD ORTHO V1	0,5 m			RGF93	NC	Lambert 93 II étendu CC (8	1/25 000		#####
	2002	1	7	Relevés de terrain DGPS					RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			2,8 m
		19	7	5049262020719104331 1A3	SPOT 5 MS+PS (9)	2,5 m	3	60 * 60 km	WGS 1984		WGS 84 UTM zone 31N			3,75 m
	2005	15	7	Relevés de terrain DGPS					RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			2,8 m
		9	9	Relevés de terrain DGPS					RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			2,8 m
		10	3	LE71960302005069ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2011	24	5	BD ORTHO® v4 2011 - DEPT 13	Photographie aérienne IGN BD ORTHO	0,5 m			RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			2,84 m
		14	9	Ortho Littorale V2 - MEDDE	Photographie aérienne IGN Ortho littorale V2	0,5 m			RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			2,84 m
				666-2015-0789-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0789-6270-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0792-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0792-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0792-6270-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0795-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0795-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0798-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0801-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0804-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0804-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0807-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0807-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0810-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0813-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0816-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0816-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0819-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0819-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0822-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0822-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m
				666-2015-0825-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93		Lambert 93 II étendu CC (8)			3,17 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2015			666-2015-0825-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0825-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0825-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0825-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0828-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0828-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0828-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0828-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0831-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0831-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0831-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0834-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0834-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0837-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0837-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0840-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0843-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0843-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0846-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0846-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0846-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0846-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0849-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0849-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0849-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0849-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0852-6252-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0852-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0852-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0852-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0855-6255-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0855-6258-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0855-6261-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0855-6264-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
				666-2015-0855-6267-L93	SPOT 6 MS+PS (9)	1,5 m	5	60 * 60 km	RGF93	Lambert 93 II étendu CC (8)				3,17 m
		25	1	LC81960302015025LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		10	2	LC81960302015041LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		17	5	LC81960302015137LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		2	6	LC81960302015153LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
Sao Francisco	1985	5	2	LT52140671985036CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 24S			30,13 m
	1990	18	1	LT52140671990018CUB00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 24S			30,13 m
	2000	7	2	LE72140672000038CUB00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 24S			30,13 m
	2010	10	3	LE72140672010097EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 24S			30,13 m
	2015	7	1	LC82140672015007LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 24S			30,13 m
Sénégal	1972	30	9	LM12200481972274AAA06	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,49 m	WGS 84 UTM zone 28N			83,05 m
		30	9	LM12200491972274AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	32,89 m	WGS 84 UTM zone 28N			85,61 m
		5	11	LM12200491972310AAA02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	41,96 m	WGS 84 UTM zone 28N			89,49 m
		19	10	LM12210481972293AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	46,47 m	WGS 84 UTM zone 28N			91,69 m
	1985	21	1	LT52050481985021XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		21	1	LT52050491985021XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	1988	10	3	LT42050481988070XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		10	3	LT42050491988070XXX09	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	2000	28	4	LE72050482000119EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		28	4	LE72050492000119EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	2005	5	2	LE72050482005036EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		5	2	LE72050492005036EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	2010	2	1	LE72050482010002ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		2	1	LE72050492010002ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	2015	8	1	LC82050482015008LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
		8	1	LC82050492015008LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 28N			30,13 m
	1975	25	7	LM21770391975206AAA04	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	45,42 m	WGS 84 UTM zone 39N			91,16 m
		25	7	LM21780391975207AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	40,17 m	WGS 84 UTM zone 39N			88,67 m
		19	6	LM31770391980171AAA09	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,56 m	WGS 84 UTM zone 39N			90,25 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Shatt el Arab	1980	26	7	LM31780391980208AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	25,93 m	WGS 84 UTM zone 39N			83,19 m
		26	7	LM31780401980208AAA03	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,45 m	WGS 84 UTM zone 39N			92,19 m
	1985	13	1	LT51650391985013XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,55 m	WGS 84 UTM zone 39N			34,37 m
		13	1	LT51650401985013XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	42,31 m	WGS 84 UTM zone 39N			51,94 m
	1990	12	6	LT41650391990163XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	48,12 m	WGS 84 UTM zone 39N			56,77 m
		12	6	LT41650401990163XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	16,55 m	WGS 84 UTM zone 39N			34,37 m
	2000	31	1	LE71650392000031SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		31	1	LE71650402000031SGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2005	21	1	LE71640392005021PFS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		28	1	LE71650392005028ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		28	1	LE71650402005028ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2010	11	2	LE71650392010042ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		11	2	LE71650402010042ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2015	1	1	LC81650392015032LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		1	1	LC81650402015032LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
Fleuve Rouge	1995	24	11	LT51260461995328CLT00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2005	27	11	LE71260462005331EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2014	11	10	LC81260462014284LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	2015	13	4	LE71260452015103EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
		13	4	LE71260462015103EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 48N			30,13 m
	1985	9	3	LT51660621985068XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
		25	3	LT51660621985084XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	1994	29	11	LT51660621994333XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2003	19	3	LE71660622003078ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
Tana	2003	25	7	LE71660622003206ASN02	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2013	16	10	LC81660622013289LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2014	3	10	LC81660622014276LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
Vistule	1998	12	8	LT51900221998224KIS00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 34N			30,13 m
	2015	2	7	LE71900222015183NSG00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 34N			30,13 m
Volga	1980	23	6	LM31810271980175AAA08	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			79,04 m
		23	6	LM31810281980175AAA08	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			79,04 m
		23	6	LM31810291980175AAA08	L1-5 MSS (5)	79 m	4-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			79,04 m
	1989	16	7	LT41680281989197XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		7	7	LT41690281989188XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2005	10	6	LE71680282005161ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		1	6	LE71690282005152ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
	2014	14	8	LC81680282014226LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		15	9	LC81680282014258LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
		6	9	LC81690282014249LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 39N			30,13 m
Volta	1975	3	11	LM22060561975307AAA02	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	43,62 m	WGS 84 UTM zone 31N			90,28 m
		28	12	LM22070561975362GDS07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	47,14 m	WGS 84 UTM zone 31N			92,03 m
		28	12	LM22070561975362GDS07	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	39,19 m	WGS 84 UTM zone 31N			88,23 m
	1985	16	4	LT51920561985106XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	15,65 m	WGS 84 UTM zone 31N			33,95 m
		6	3	LT51930561985065XXX01	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	44,25 m	WGS 84 UTM zone 31N			53,53 m
	1988	12	2	LT41920561988043XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		3	2	LT41930561988034XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2000	28	1	LE71920562000028AGS00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
		4	2	LE71930562000035EDC00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2009	29	12	LE71930562009363ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2010	7	1	LE71920562010007ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
	2014	28	12	LC81920562014362LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
	2015	4	1	LC81930562015004LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 31N			30,13 m
Yangtze Kiang	2015	12	3	LC81180382015071LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 51N			30,13 m
		12	3	LC81180392015071LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 51N			30,13 m
		12	3	LC81180402015071LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 51N			30,13 m
		12	3	LC81180412015071LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 51N			30,13 m
Fleuve Jaune	2015	5	6	LC81210342015156LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 50N			30,13 m
		12	6	LC81220332015163LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 50N			30,13 m
Yukon	2015	21	6	LC80800162015172LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 3N			30,13 m
		23	6	LC80780162015174LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 3N			30,13 m
Zaïre	1989	22	7	LT41830641988204XXX04	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	32,19 m	WGS 84 UTM zone 33S			44,09 m
		19	3	LT41830641989078XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	46,84 m	WGS 84 UTM zone 33S			55,69 m
		19	3	LT41830651989078XXX03	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	31,9 m	WGS 84 UTM zone 33S			43,87 m
		22	2	LT41840641989053XXX02	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	36,78 m	WGS 84 UTM zone 33S			47,54 m
	1998	26	7	LT51830641998207JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,21 m	WGS 84 UTM zone 33S			30,42 m
		26	7	LT51830651998207JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG	4,36 m	WGS 84 UTM zone 33S			30,44 m
	1999	22	8	LE71830641999234EDC01	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
	2004	23	11	LE71830642004328ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		23	11	LE71830652004328ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		30	11	LE71840642004335ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
	2010	20	8	LE71830642010232ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		20	8	LE71830652010232ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m

Delta	Année	Jour	Mois	Nom de la donnée	Capteur	Résolution	Bandes	Emprise	Système de coordonnées	RMS	Transformation	Echelle	Année de réédition	Erreur de position (Ep)
		11	8	LE71840642010223ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
	2014	12	2	LC81830642014043LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		22	7	LC81830642014203LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		12	2	LC81830652014043LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		22	7	LC81830652014203LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		19	2	LC81840642014050LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
		27	6	LC81840642014178LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 33S			30,13 m
Zambèze	1972	1	8	LM11780731972214AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			79,04 m
	1979	28	8	LM21780731979240AAA05	L1-5 MSS (5)	79 m	4-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			79,04 m
	1989	27	8	LT51660731989239JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2003	22	11	LT51660732003326JSA00	L4-5 TM (1)	30 m (120 m T (6))	1-7	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2010	25	5	LE71660732010145ASN00	L7 ETM+ (2) SLC (3)	30 m (60 m T (6), 15 m P (7))	1-8	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m
	2014	20	11	LC81660732014324LGN00	L8 OLI-TIRS (4)	30 m (100 m T (6), 15 m P (7))	1-10	170*183 km	WGS 84 EPSG		WGS 84 UTM zone 37S			30,13 m

Notes de l'Annexe G

(1) TM : Thematic Mapper

(2) ETM+ : Enhanced Thematic Mapper Plus

(3) SLC : Scan Line Corrector

(4) OLI-TIRS : Operation Land Imagery - Thermal InfraRedSensor

(5) MSS : Multispectral Scanner

(6) T : Thermal

(7) P : Panchromatic

(8) CC : Conic Conforme

(9) MS+PS : Multispectral + Pseudocolor

Annexe H : Scripts de traitement des climats de houles (Base de données ERA-40)

Figures de rose des houles, climat de houles

```
% fich='delta.nc';

v=ncinfo(fich);
v.Variables.Name

t=ncread(fich,'time');
dat=datenum(1900,0,0,double(t),0,0);
lon=ncread(fich,'longitude');
lat=ncread(fich,'latitude');
% mwp=ncread(fich,'mwp'); % période
% mwd=ncread(fich,'mwd'); % direction
% swh=ncread(fich,'swh'); % Hauteur sig (vagues de vent + houles combinées)

mwp=ncread(fich,'mwp'); % période
mwd=ncread(fich,'mwd'); % direction
swh=ncread(fich,'swh'); % Hauteur significative (vagues de vent + houles combinées)

nlat=size(lat,1);
nlon=size(lon,1);
LON=lon*ones(1,nlat);
LAT=ones(nlon,1)*lat';
OK=~isnan(swh(:,:,1));

[Y,M,D,H,MN,S] = datevec(dat);

% pour sortir un tableau des coordonnées des points ERA40 dans un fichier
% txt
% diary('ERA40_delta.txt')
%     [LON(:) LAT(:) OK(:)]
% diary off
fid=fopen(['era40Month.txt'],'w');
fprintf(fid,'lat lon 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12\r\n');
% SWH(isnan(SWH)) = Inf;
% SWH(~isfinite(SWH))=[]
% swh(isnan(swh)) = Inf;
% swh(~isfinite(swh))=[]
```

```
for j=1:nlat
   for i=1:nlon
% for j=1:4
%     for i=1:5
      if(~OK(i,j))
         continue;
      end

      SWH=squeeze(swh(i,j,:));
      MWP=squeeze(mwp(i,j,:));
      MWD=squeeze(mwd(i,j,:));
      vh=0.:1:5;
      szh=size(vh,2);
      [nh,ih]=histc(SWH,vh);
      vdir=(0:20:360);
      [climath, climatp, climatstdp, recap] = calc_climat(SWH,MWP,MWD,vh,vdir);
      ndir=size(vdir,2);
      perc=0.75
      [swhmens] = calc_mens(SWH,dat,perc)
      fprintf(fid,'%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f %f\r\n', lat(j), lon(i), swhmens);

      climath=zeros(szh,ndir);   % hauteur
      climatp=zeros(szh,ndir);   % période
      climatstdp=zeros(szh,ndir);    % écart type sur la période

      % histogramme 2d
      v=[SWH M];
      cv=cell(2,1);
      cv{1}=vdir;
      cv{2}=[1:12];
      [N,C]=hist3(v,cv)
      [N,C]

      for l=1:szh
         jj=find(ih == l);
         [nd,id]=histc(MWD(jj),vdir);
         climath(l,:)=nd;
         for m=1:ndir
```

```
        nn=find(id == m);
        climatp(l,m)=mean(MWP(jj(nn)));
        climatstdp(l,m)=std(MWP(jj(nn)));
    end
end
climatpc=climath/sum(climath(:));      % climat en poucentage
[vsh,ih]=sort(climatpc(:),'descend');   %   tri décroissant
cvsh=cumsum(vsh)   ;                    % pourcentage cumulé
mm=find(cvsh >= 0.8);
jj=(1:mm(1));
[iii,jjj]= ind2sub(size(climath),ih(jj));
kkk=sub2ind(size(climath),iii,jjj);

recap=[vdir(jjj)' vh(iii)'  vsh(jj) cvsh(jj)  climatp(kkk)];
fid=fopen(['climaSYNTH' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.txt'],'w');
fprintf(fid,'dir hauteur pourc cumpourc period\r\n');
for k=1:size(recap,1)
    fprintf(fid,'%d %f %f %f %f\r\n', recap(k,:));
end
fclose(fid);

['climatH' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.txt']
fid=fopen(['climatH' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.txt'],'w');
for l=1:ndir-1
    fprintf(fid,'%d ',vdir(l));
end
fprintf(fid,'\r\n');;
for jj=1:szh
    for l=1:ndir-1
        fprintf(fid,'%d ',climath(jj,l));
    end
    fprintf(fid,'\r\n');
end
fclose(fid);

fid=fopen(['climatP' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.txt'],'w');
for l=1:ndir-1
    fprintf(fid,'%d ',vdir(l));
```

```
end
for jj=1:szh
    for l=1:ndir-1
        fprintf(fid,'%d ',climatp(jj,l));
    end
    fprintf(fid,'\r\n');
end
fclose(fid);


% figures
figure(1)
clf
subplot(411)
plot(tnum,SWH)
datetick('x')
ylabel('Hs')
grid
subplot(412)
plot(tnum,MWP)
datetick('x')
ylabel('Per')
grid
subplot(413)
plot(tnum,MWD,'.')
datetick('x')
ylabel('Dir')
grid
subplot(414)
hist(MWD,36)
title(['lat : ' num2str(lat(j)) ' lon : ' num2str(lon(i))])
print('-dpng',['climat_Pgraph' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.png'],'-painters');
figure(2)
clf
ax=axes();
Options.AngleNorth=90;
Options.AngleEast=0;
Options.ndirections=size(vdir,2)-1;
```

```
        Options.vWinds=[0 1 2 3 4 5 6 7 8];
        Options.TitleString=['lat : ' num2str(lat(j)) ' lon : ' num2str(lon(i))];
        Options.LabLegend='HS (m)';
        Options.LegendVariable='Hs';
        Options.height=256;
        Options.width=256;
        % Options.MaxFrequency=3;
        Options.FreqLabelAngle=50;
        Options.axes=ax;
        [figure_handle,count,speeds,directions,Table] = WindRose(90-MWD,SWH,Options);
        print('-dpng',['climat_P' num2str(lat(j)) 'long' num2str(lon(i)) '.png'],'-painters');

    % end
% end
```

Fonction pour calcul du climat de houles maximales mensuelles : périodes

```
function [mwpmens] = calc_mens(MWP,dat,perc)

% Calcul de la hauteur significative mensuelle maximale = moyenne des hauteurs de houle
% supérieures à perc %
%   MWP: Période moyenne des houles
%   perc: valeur en % des périodes minimales à conserver pour chaque mois
%   dat: date

[Y,M,D,H,MN,S] = datevec(dat);
mwpmens=zeros(12,1);
for m=1:12
    jj=find(M == m);
    n=size(jj,1);
    [mwptrie,kk]=sort(MWP(jj));
    p = ((1:n)-0.5)' ./ n;
    perc = 0.80
    kk=find(p > perc);
    % plot(swhtrie,p,swhtrie(kk),p(kk),'r')
    mwpmens(m)=mean(mwptrie(kk));
end
end

SWH(isnan(SWH)) = Inf;
SWH(~isfinite(SWH))=[]
mwd(isnan(mwd)) = Inf;
mwd(~isfinite(mwd))=[]
mwp(isnan(mwp)) = Inf;
mwp(~isfinite(mwp))=[]

Moyenne_hauteur = mean(SWH(:))
Moyenne_periode = mean(MWP(:))
```

Fonction pour calcul du climat de houles maximales mensuelles : hauteurs

```
function [swhmens] = calc_mens(SWH,dat,perc)

% Calcul de la hauteur significative mensuelle maximale = moyenne des hauteurs de houle
% supérieures à perc %
%   SWH: Hauteur moyenne des houles
%   perc: valeur en % des périodes minimales à conserver pour chaque mois
%   dat: date

[Y,M,D,H,MN,S] = datevec(dat);
swhmens=zeros(12,1);
for m=1:12
    jj=find(M == m);
    n=size(jj,1);
    [swhtrie,kk]=sort(MWP(jj));
    p = ((1:n)-0.5)' ./ n;
    perc = 0.80
    kk=find(p > perc);
    % plot(swhtrie,p,swhtrie(kk),p(kk),'r')
    swhmens(m)=mean(swhtrie(kk));
end
end

SWH(isnan(SWH)) = Inf;
SWH(~isfinite(SWH))=[]
mwd(isnan(mwd)) = Inf;
mwd(~isfinite(mwd))=[]
mwp(isnan(mwp)) = Inf;
mwp(~isfinite(mwp))=[]

Moyenne_hauteur = mean(SWH(:))
Moyenne_periode = mean(MWP(:))
```

Calcul du climat des houles maximales mensuelles : hauteurs

```
fich='delta.nc';

v=ncinfo(fich);
v.Variables.Name

t=ncread(fich,'time');
dat=datenum(1900,0,0,double(t),0,0);
lon=ncread(fich,'longitude');
lat=ncread(fich,'latitude');
mwp=ncread(fich,'mwp'); % période
mwd=ncread(fich,'mwd'); % direction
swh=ncread(fich,'swh'); % Hauteur significative (vagues de vent + houles combinées)



nlat=size(lat,1);
nlon=size(lon,1);
LON=lon*ones(1,nlat);
LAT=ones(nlon,1)*lat';
OK=~isnan(swh(:,:,1));

[Y,M,D,H,MN,S] = datevec(dat);

for j=1:nlat
    for i=1:nlon
% for j=1:4
%     for i=1:5
        if(~OK(i,j))
            continue;
        end
        SWH=squeeze(swh(i,j,:));
        MWP=squeeze(mwp(i,j,:));
        MWD=squeeze(mwd(i,j,:));
        vh=0.:1:5;
        swh=size(vh,2);
        [nh,ih]=histc(SWH,vh);
        vdir=(0:20:360);
```

```
        [climath, climatp, climatstdp, recap] = calc_climat(SWH,MWP,MWD,vh,vdir);
        ndir=size(vdir,2);
        perc=0.80
        [swhmens] = calc_mens(SWH,dat,perc)
    end
end
```

Calcul du climat des houles maximales mensuelles : périodes

```
fich='delta.nc';

v=ncinfo(fich);
v.Variables.Name

t=ncread(fich,'time');
dat=datenum(1900,0,0,double(t),0,0);
lon=ncread(fich,'longitude');
lat=ncread(fich,'latitude');
mwp=ncread(fich,'mwp'); % période
mwd=ncread(fich,'mwd'); % direction
swh=ncread(fich,'swh'); % Hauteur significative (vagues de vent + houles combinées)

nlat=size(lat,1);
nlon=size(lon,1);
LON=lon*ones(1,nlat);
LAT=ones(nlon,1)*lat';
OK=~isnan(swh(:,:,1));

[Y,M,D,H,MN,S] = datevec(dat);

for j=1:nlat
    for i=1:nlon
% for j=1:4
%     for i=1:5
        if(~OK(i,j))
            continue;
        end

        SWH=squeeze(swh(i,j,:));
```

```
        MWP=squeeze(mwp(i,j,:));
        MWD=squeeze(mwd(i,j,:));
        vh=0.:1:5;
        mwp=size(vh,2);
        [nh,ih]=histc(MWP,vh);
        vdir=(0:20:360);
        [climath, climatp, climatstdp, recap] = calc_climat(SWH,MWP,MWD,vh,vdir);
        ndir=size(vdir,2);
        perc=0.80
        [mwpmens] = calc_mens(MWP,dat,perc)
    end
end
```

Annexe I : Métadonnées des stations de débits (Base de données GRDC)

River	Amazon	Amazon	Amazon	Amazon	Amazon	Amazon
Identifiant Number of station (GRDC)	3618000	3620000	3621000	3623100	3625000	3629000
Date of last change	10.1.2011	10.1.2011	10.1.2011	10.1.2011	11.1.2011	13.1.2011
Date of first import	10.1.2011	10.1.2011	10.1.2011	30.9.1996	11.1.2011	30.9.1996
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.7	99.1	98.4	100	100	99.3
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	94.1	92.3	92.3	92.1	50	68.1
Mean annual depth (mm)	1387	1551	1516	1485	1612	1138
Mean annual volume (km^3/yr)	3959	1760	3256	1471	2852	5326
Mean annual streamflow (m^3/s)	125531	55807	103234	46653	90437	168883
Totally earliest data available	2010	2010	2010	2010	2010	1998
Totally latest data available	1977	1972	1972	1973	2007	1927
Percentage of missing values (monthly data)				0		30
Number of Years of monthly data				15		71
Monthly data available until				1993		1998
Monthly data available from				1979		1928
Percentage of missing values (daily data)	0.5	3.3	4.6	2.1	0	30.1
Number of Years of daily data	34	39	39	38	4	72
Daily data available until	2010	2010	2010	2010	2010	1998
Daily data available from	1977	1972	1972	1973	2007	1927
Altitude (m)		53		71	40	37
Area (x 10^3 km²)	2854	1135	2148	991	1769	4680
Longitude (°)	-59.65	-67.94	-60.61	-68.75	-63.03	-55.51
Latitude (°)	-3.06	-3.1	-3.31	-3.45	-4.06	-1.95

River	Amazon	Amu Darya	Amu Darya	Mekong	Mekong
Identifiant Number of station (GRDC)	3629001	2917100	2917110	2569010	2369010
Date of last change	13.1.2011	4.12.2003	4.12.2003	25.3.2002	25.3.2002
Date of first import	13.1.2011	20.2.1992	12.12.1995	25.3.2002	25.3.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.8	98.8	99.8		100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	90.2	95.3	67.2	0	21.4
Mean annual depth (mm)	1202	96	170	-999	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	5628	43	53	-999	87
Mean annual streamflow (m^3/s)	178451	1370	1666	0	2766
Totally earliest data available	2008	1973	1989	1974	1973
Totally latest data available	1968	1931	1932	1963	1960
Percentage of missing values (monthly data)		2.9	30.5		
Number of Years of monthly data		43	58		
Monthly data available until		1973	1989		
Monthly data available from		1931	1932		
Percentage of missing values (daily data)	6.2	1.1	29	42.6	58.9
Number of Years of daily data	41	38	54	12	14
Daily data available until	2008	1973	1989	1974	1973
Daily data available from	1968	1936	1936	1963	1960
Altitude (m)	37	72	241	-1	0
Area (x 10^3 km^2)	4680	450	309		
Longitude (°)	-55.51	59.7	65.25	104.93	105.13
Latitude (°)	-1.92	42.28	37.83	11.56	10.71

River	Mekong	Black Volta	Black Volta	Black Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	2369011	1931025	1531050	1931055
Date of last change	25.3.2002	18.2.1992	25.9.2007	18.2.1992
Date of first import	25.3.2002	18.2.1992	28.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)		97.8	97.1	95.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	0	87.1	70.2	27.3
Mean annual depth (mm)	-999	125	30	132
Mean annual volume (km^3/yr)	-999	0	3	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	0	11	88	3
Totally earliest data available	1964	1986	2007	1983
Totally latest data available	1961	1956	1951	1962
Percentage of missing values (monthly data)		9.2	0	66
Number of Years of monthly data		31	24	22
Monthly data available until		1986	1974	1983
Monthly data available from		1956	1951	1962
Percentage of missing values (daily data)	28.1		37.7	
Number of Years of daily data	4		33	
Daily data available until	1964		2007	
Daily data available from	1961		1975	
Altitude (m)		323	224	383
Area (x 10^3 km^2)		3	94	1
Longitude (°)	105.45	-4.82	-2.92	-4.68
Latitude (°)	10.33	11.32	10.63	11.08

River	Black Volta	Black Volta	Black Volta	Black Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	1931070	1531100	1931180	1931190
Date of last change	18.2.1992	25.9.2007	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	10.1.1992	28.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.2	98.3	99.5	97.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	97	58.6	97	64.3
Mean annual depth (mm)	99	66	56	46
Mean annual volume (km^3/yr)	0	9	1	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	14	281	26	29
Totally earliest data available	1987	2007	1988	1982
Totally latest data available	1955	1950	1956	1955
Percentage of missing values (monthly data)	1.8	0	0	31.1
Number of Years of monthly data	33	25	33	28
Monthly data available until	1987	1974	1988	1982
Monthly data available from	1955	1950	1956	1955
Percentage of missing values (daily data)	6.7	56.5		
Number of Years of daily data	7	33		
Daily data available until	1983	2007		
Daily data available from	1977	1975		
Altitude (m)	296	35		248
Area (x 10^3 km²)	5	134	15	20
Longitude (°)	-4.47	-2.03	-3.55	-3.48
Latitude (°)	11.47	8.15	12.52	12.73

River	Black Volta	Black Volta	Black Volta	Black Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	1931295	1431300	1931370	1931400
Date of last change	18.2.1992	1.7.1998	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	18.2.1992	17.1.1992	18.2.1992	10.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.4	94.4	98.8	99
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	20	97.3	97.6
Mean annual depth (mm)	39	33	28	48
Mean annual volume (km^3/yr)	1	4	1	3
Mean annual streamflow (m^3/s)	25	115	33	102
Totally earliest data available	1983	1993	1991	1991
Totally latest data available	1956	1979	1955	1951
Percentage of missing values (monthly data)	0	50	0.7	0.6
Number of Years of monthly data	28	4	37	41
Monthly data available until	1983	1982	1991	1991
Monthly data available from	1956	1979	1955	1951
Percentage of missing values (daily data)		80.8		0
Number of Years of daily data		15		1
Daily data available until		1993		1977
Daily data available from		1979		1977
Altitude (m)	247		238	228
Area (x 10^3 km²)	20	112	37	67
Longitude (°)	-3.4	-2.71	-2.92	-2.92
Latitude (°)	12.75	9.19	11.78	10.57

River	Black Volta	Black Volta	Black Volta	Blue Nile	Blue Nile
Identifiant Number of station (GRDC)	1931445	1931460	1931475	1563100	1663100
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.5.2011
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	96.2	95	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	90	61.1	45.5	71.4	98.8
Mean annual depth (mm)	24	27	32	-999	152
Mean annual volume (km^3/yr)	1	1	3	77	49
Mean annual streamflow (m^3/s)	18	44	82	2433	1565
Totally earliest data available	1985	1986	1985	1975	1982
Totally latest data available	1976	1969	1975	1969	1900
Percentage of missing values (monthly data)	0	16.7	27.2	7.4	1.1
Number of Years of monthly data	10	18	11	7	83
Monthly data available until	1985	1986	1985	1975	1982
Monthly data available from	1976	1969	1975	1969	1900
Percentage of missing values (daily data)					
Number of Years of daily data					
Daily data available until					
Daily data available from					
Altitude (m)			214		363
Area (x 10^3 km²)	24	51	80	0	325
Longitude (°)	-2.82	-2.82	-2.77	35	32.55
Latitude (°)	12.17	11.02	9.68	11	15.62

River	Blue Nile	Blue Nile	Blue Nile	Blue Nile	Blue Nile
Identifiant Number of station (GRDC)	1563500	1663500	1563750	1663800	1563800
Date of last change	27.3.1996	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	13.1.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	98.6	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	85.7	100	100
Mean annual depth (mm)	1043	-999	-999	233	221
Mean annual volume (km^3/yr)	2	45	7	49	15
Mean annual streamflow (m^3/s)	55	1438	210	1548	461
Totally earliest data available	1980	1982	1975	1982	1979
Totally latest data available	1978	1912	1969	1912	1976
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	4.8	0	0
Number of Years of monthly data	3	71	7	71	4
Monthly data available until	1980	1982	1975	1982	1979
Monthly data available from	1978	1912	1969	1912	1976
Percentage of missing values (daily data)	0				
Number of Years of daily data	3				
Daily data available until	1980				
Daily data available from	1978				
Altitude (m)	1900				
Area (x 10^3 km²)	2			210	66
Longitude (°)	37.03	33.47	37	34.38	38.18
Latitude (°)	11.37	13.55	10	11.85	11.07

River	Brahmaputra	Brahmaputra	Brahmaputra	Brazos
Identifiant Number of station (GRDC)	2651100	2151100	2851300	4150500
Date of last change	28.7.1995	30.6.1998	18.2.1992	25.11.2015
Date of first import	18.2.1992	30.6.1998	18.2.1992	30.9.1997
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	96.8	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	45.8	81.5	54.2	31.9
Mean annual depth (mm)	1085	194	1428	55
Mean annual volume (km^3/yr)	690	30	578	6
Mean annual streamflow (m^3/s)	21880	941	18335	205
Totally earliest data available	1992	1982	1979	2015
Totally latest data available	1969	1956	1956	1903
Percentage of missing values (monthly data)	44.8		38.7	0
Number of Years of monthly data	24		24	20
Monthly data available until	1992		1979	1984
Monthly data available from	1969		1956	1965
Percentage of missing values (daily data)	0	10.3		14.8
Number of Years of daily data	8	27		113
Daily data available until	1992	1982		2015
Daily data available from	1985	1956		1903
Altitude (m)	19		49	9
Area (x 10^3 km^2)	636	153	405	117
Longitude (°)	89.67	91.88	91.7	-95.76
Latitude (°)	25.18	29.28	26.13	29.58

River	Brazos	Brazos	Brazos	Burdekin	Burdekin
Identifiant Number of station (GRDC)	4150501	4150502	4150503	5101200	5101201
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	24.1.2013	24.1.2013
Date of first import	13.9.2001	13.9.2001	13.9.2001	18.2.1992	26.1.1998
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.7	99.9	99.9	99.9	99.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	35.9	98.7	98.9	98.4	98.8
Mean annual depth (mm)	32	11	7	77	33
Mean annual volume (km^3/yr)	2	1	0	10	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	72	21	9	316	137
Totally earliest data available	2015	2015	2015	2012	2001
Totally latest data available	1938	1938	1923	1950	1921
Percentage of missing values (monthly data)				14.4	15
Number of Years of monthly data				45	36
Monthly data available until				1994	1956
Monthly data available from				1950	1921
Percentage of missing values (daily data)	0.7	0	0	0.1	0.1
Number of Years of daily data	78	78	93	63	81
Daily data available until	2015	2015	2015	2012	2001
Daily data available from	1938	1938	1923	1950	1921
Altitude (m)	123	306	378	9	3
Area (x 10^3 km²)	71	59	40	130	130
Longitude (°)	-97.3	-98.64	-99.27	147.24	147.4
Latitude (°)	31.81	33.02	33.58	-19.77	-19.65

River	Burdekin	Ceyhan	Chao Phraya	Chao Phraya
Identifiant Number of station (GRDC)	5101202	6691650	2964100	2964120
Date of last change	24.1.2013	23.6.1992	28.7.1995	24.4.2002
Date of first import	24.1.2013	20.2.1992	18.2.1992	28.7.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	99.5
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	92.6	76.5	94.7	77.3
Mean annual depth (mm)	88	342	187	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	11	7	21	10
Mean annual streamflow (m^3/s)	363	222	655	322
Totally earliest data available	1976	1986	1994	1997
Totally latest data available	1950	1970	1976	1976
Percentage of missing values (monthly data)		0	0	1
Number of Years of monthly data		14	19	17
Monthly data available until		1983	1994	1994
Monthly data available from		1970	1976	1978
Percentage of missing values (daily data)	0	36.4	0	4.9
Number of Years of daily data	27	12	17	22
Daily data available until	1976	1986	1994	1997
Daily data available from	1950	1975	1978	1976
Altitude (m)	12	13	17	
Area (x 10^3 km^2)	130	20	111	
Longitude (°)	147.23	35.6	100.12	100.45
Latitude (°)	-19.8	36.95	15.67	14.58

River	Chao Phraya	Chao Phraya	Chao Phraya	Chao Phraya
Identifiant Number of station (GRDC)	2964121	2964122	2964123	2964124
Date of last change	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002
Date of first import	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	98.2	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	71.4	95.6	63.6	50
Mean annual depth (mm)	247	198	-999	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	29	22	10	22
Mean annual streamflow (m^3/s)	930	693	306	711
Totally earliest data available	1956	2000	1971	1956
Totally latest data available	1950	1956	1950	1955
Percentage of missing values (monthly data)				
Number of Years of monthly data				
Monthly data available until				
Monthly data available from				
Percentage of missing values (daily data)	0	0	15.2	0
Number of Years of daily data	7	45	22	2
Daily data available until	1956	2000	1971	1956
Daily data available from	1950	1956	1950	1955
Altitude (m)				
Area (x 10^3 km²)	119	111		
Longitude (°)	100.27	100.67	100.45	100.41
Latitude (°)	15.27	15.67	14.58	14.88

River	Chao Phraya	Chao Phraya	Chao Phraya	Chao Phraya
Identifiant Number of station (GRDC)	2964125	2964127	2964128	2964130
Date of last change	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002
Date of first import	24.4.2002	24.4.2002	24.4.2002	28.7.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	98.6	98.6	99.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	50	30	74.2	96.1
Mean annual depth (mm)	-999	-999	-999	118
Mean annual volume (km^3/yr)	21	11	5	14
Mean annual streamflow (m^3/s)	654	343	146	453
Totally earliest data available	1956	1969	1980	2000
Totally latest data available	1955	1950	1950	1950
Percentage of missing values (monthly data)				0
Number of Years of monthly data				17
Monthly data available until				1994
Monthly data available from				1978
Percentage of missing values (daily data)	0	60.5	8	0.3
Number of Years of daily data	2	20	31	51
Daily data available until	1956	1969	1980	2000
Daily data available from	1955	1950	1950	1950
Altitude (m)				
Area (x 10^3 km²)				121
Longitude (°)	100.41	100.33	100.49	100.19
Latitude (°)	14.87	15.01	14.43	15.17

River	Colorado (Tx)	Colorado (Tx)	Colorado (Tx)
Identifiant Number of station (GRDC)	4150450	4150451	4150452
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	27.4.2000	13.9.2001	13.9.2001
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.8	98.1	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	35.9	7.6	98.6
Mean annual depth (mm)	19	18	6
Mean annual volume (km^3/yr)	2	2	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	65	57	8
Totally earliest data available	2015	2015	1979
Totally latest data available	1938	1898	1907
Percentage of missing values (monthly data)	0.4		
Number of Years of monthly data	20		
Monthly data available until	1984		
Monthly data available from	1965		
Percentage of missing values (daily data)	1.9	1.3	0
Number of Years of daily data	78	118	73
Daily data available until	2015	2015	1979
Daily data available from	1938	1898	1907
Altitude (m)	16	123	486
Area (x 10^3 km²)	109	101	43
Longitude (°)	-96.1	-97.69	-99.95
Latitude (°)	29.31	30.24	31.73

River	Colorado (Mx)	Colorado (Mx)	Colorado (Mx)
Identifiant Number of station (GRDC)	4152050	4352100	4152100
Date of last change	25.11.2015	26.1.2005	25.11.2015
Date of first import	21.10.2003	2.3.1999	20.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.8	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.1	91.4	88.8
Mean annual depth (mm)	3	7	17
Mean annual volume (km^3/yr)	2	4	11
Mean annual streamflow (m^3/s)	58	131	337
Totally earliest data available	2015	1995	1983
Totally latest data available	1963	1961	1904
Percentage of missing values (monthly data)		0	0
Number of Years of monthly data		4	11
Monthly data available until		1979	1975
Monthly data available from		1976	1965
Percentage of missing values (daily data)	0	8.7	23.5
Number of Years of daily data	53	35	80
Daily data available until	2015	1995	1983
Daily data available from	1963	1961	1904
Altitude (m)	31	30	31
Area (x 10^3 km^2)	619	632	610
Longitude (°)	-114.63	-114.72	-114.62
Latitude (°)	32.73	32.72	32.73

River	Colorado (Mx)	Colorado (Mx)	Colorado (Mx)
Identifiant Number of station (GRDC)	4152101	4152103	4152450
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	15.7.2002	7.12.2004	20.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.6	100	99.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	66.7	97.6	99
Mean annual depth (mm)	42	28	48
Mean annual volume (km^3/yr)	12	12	14
Mean annual streamflow (m^3/s)	393	391	436
Totally earliest data available	2002	2015	2015
Totally latest data available	1985	1934	1911
Percentage of missing values (monthly data)	1.4		1
Number of Years of monthly data	13		74
Monthly data available until	2001		1984
Monthly data available from	1989		1911
Percentage of missing values (daily data)	25.4	0	0
Number of Years of daily data	18	82	95
Daily data available until	2002	2015	2015
Daily data available from	1985	1934	1921
Altitude (m)	819	206	947
Area (x 10^3 km²)	296	445	290
Longitude (°)	-111.82	-114.74	-111.59
Latitude (°)	36.2	36.02	36.86

River	Colorado (Mx)	Colville	Colville	Congo	Congo
Identifiant Number of station (GRDC)	4152460	4101500	4101501	1147010	1147011
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	24.5.2011	10.12.2004
Date of first import	13.9.2001	7.11.1995	22.11.2005	17.1.1992	2.12.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9		100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	93.2	0	85.7	100	32.1
Mean annual depth (mm)	101	-999	247	362	223
Mean annual volume (km^3/yr)	6	-999	9	1257	211
Mean annual streamflow (m^3/s)	200	0	281	39849	6706
Totally earliest data available	2015	1977	2015	2010	1959
Totally latest data available	1913	1977	2002	1903	1932
Percentage of missing values (monthly data)		0		0	
Number of Years of monthly data		1		81	
Monthly data available until		1977		1983	
Monthly data available from		1977		1903	
Percentage of missing values (daily data)	4.9	0	0.7	0	63.5
Number of Years of daily data	103	1	14	108	28
Daily data available until	2015	1977	2015	2010	1959
Daily data available from	1913	1977	2002	1903	1932
Altitude (m)	1247	3	84		414
Area (x 10^3 km^2)	62	54	36	3475	949
Longitude (°)	-109.29	-150.92	-152.12	15.3	25.45
Latitude (°)	38.81	70.17	69.36	-4.3	-0.35

River	Congo	Congo	Congo	Cunene	Cunene
Identifiant Number of station (GRDC)	1147012	1147013	1447150	1255100	1655100
Date of last change	10.12.2004	10.12.2004	18.2.1992	12.5.2015	19.9.2011
Date of first import	2.12.2004	2.12.2004	18.2.1992	7.8.2007	19.9.2011
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	33.3	32.1	100	90.6	33.3
Mean annual depth (mm)	88	328	373	61	15
Mean annual volume (km^3/yr)	71	1228	1297	6	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	2262	38933	41117	178	45
Totally earliest data available	1959	1959	1983	2013	1973
Totally latest data available	1933	1932	1971	1961	1971
Percentage of missing values (monthly data)			0		
Number of Years of monthly data			13		
Monthly data available until			1983		
Monthly data available from			1971		
Percentage of missing values (daily data)	62.3	63.4		5.9	1.9
Number of Years of daily data	27	28		53	3
Daily data available until	1959	1959		2013	1973
Daily data available from	1933	1932		1961	1971
Altitude (m)	420	272	270	800	
Area (x 10^3 km^2)	810	3747	3475	92	95
Longitude (°)	25.92	15.33	15.32	14.22	13.88
Latitude (°)	-2.95	-4.14	-4.27	-17.4	-17.35

River	Cunene	Cunene	Cunene	Cunene	Cunene	Cunene
Identifiant Number of station (GRDC)	1655101	1655102	1655103	1655104	1655105	1655106
Date of last change	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011
Date of first import	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	19.9.2011
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	96.7	100	100	96.4	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	71.4	50	71.4	63.6	71.4	75
Mean annual depth (mm)	59	82	129	143	264	282
Mean annual volume (km^3/yr)	5	5	5	5	5	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	170	147	169	161	152	120
Totally earliest data available	1973	1973	1973	1973	1973	1973
Totally latest data available	1967	1966	1967	1963	1967	1966
Percentage of missing values (monthly data)						
Number of Years of monthly data						
Monthly data available until						
Monthly data available from						
Percentage of missing values (daily data)	3.3	14.3	0.6	12.7	0.1	0.4
Number of Years of daily data	7	8	7	11	7	8
Daily data available until	1973	1973	1973	1973	1973	1973
Daily data available from	1967	1966	1967	1963	1967	1966
Altitude (m)						
Area (x 10^3 km²)	91	56	41	35	18	13
Longitude (°)	14.52	14.97	15.28	15.08	15.08	15.4
Latitude (°)	-17.28	-16.73	-15.37	-14.9	-14.63	-14.22

River	Cunene	Cunene	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	1655107	1655108	6542100	6242100	6842200
Date of last change	19.9.2011	19.9.2011	11.10.2011	29.11.2004	29.11.2004
Date of first import	19.9.2011	19.9.2011	19.2.1992	20.1.1994	20.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	75	50	100	98.6	66.7
Mean annual depth (mm)	328	190	344	581	311
Mean annual volume (km^3/yr)	3	1	72	46	182
Mean annual streamflow (m^3/s)	83	27	2294	1464	5772
Totally earliest data available	1973	1973	2010	1999	1999
Totally latest data available	1966	1970	1931	1931	1937
Percentage of missing values (monthly data)			0	0	0
Number of Years of monthly data			73	40	34
Monthly data available until			2003	1970	1970
Monthly data available from			1931	1931	1937
Percentage of missing values (daily data)	0.4	1.6	0	1.5	0
Number of Years of daily data	8	4	19	69	8
Daily data available until	1973	1973	2010	1999	1999
Daily data available from	1966	1970	1992	1931	1992
Altitude (m)			81	248	27
Area (x 10^3 km^2)	8	4	210	79	585
Longitude (°)	15.5	15.88	18.87	14.3	22.82
Latitude (°)	-13.77	-13.45	45.85	48.31	44.16

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6742200	6142200	6542200	6742201	6242400
Date of last change	1.7.1998	18.2.2011	11.10.2011	26.2.2010	2.8.2004
Date of first import	20.2.1992	20.2.1992	19.2.1992	19.9.2001	20.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.8	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	99.1	97.5	100	100
Mean annual depth (mm)	307	492	362	294	606
Mean annual volume (km^3/yr)	177	65	91	168	58
Mean annual streamflow (m^3/s)	5602	2050	2891	5321	1846
Totally earliest data available	1990	2008	2009	2008	1975
Totally latest data available	1840	1900	1931	1991	1931
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	15.1	0.7	0
Number of Years of monthly data	149	91	73	12	40
Monthly data available until	1988	1990	2003	2002	1970
Monthly data available from	1840	1900	1931	1991	1931
Percentage of missing values (daily data)	0	0	5.1	0.1	0
Number of Years of daily data	151	109	39	18	45
Daily data available until	1990	2008	2009	2008	1975
Daily data available from	1840	1900	1971	1991	1931
Altitude (m)	44	128	77	64	189
Area (x 10^3 km^2)	576	131	252	571	96
Longitude (°)	22.42	17.11	19.08	21.38	15.59
Latitude (°)	44.7	48.14	45.53	44.81	48.4

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6842400	6242401	6442450	6342500	6742500
Date of last change	29.11.2004	6.1.2012	4.2.1997	23.3.2015	22.12.2011
Date of first import	20.1.1994	14.7.1998	20.1.1994	20.1.1994	20.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	64.4	100	98	98.8	100
Mean annual depth (mm)	306	617	407	493	288
Mean annual volume (km^3/yr)	180	59	70	10	190
Mean annual streamflow (m^3/s)	5707	1879	2215	313	6018
Totally earliest data available	1999	2009	1995	2007	2010
Totally latest data available	1941	1976	1947	1923	1931
Percentage of missing values (monthly data)	0		43.8	9.1	0
Number of Years of monthly data	30		48	57	65
Monthly data available until	1970		1995	1987	2002
Monthly data available from	1941		1948	1931	1938
Percentage of missing values (daily data)	0	0	0	0	0
Number of Years of daily data	8	34	49	85	80
Daily data available until	1999	2009	1995	2007	2010
Daily data available from	1992	1976	1947	1923	1931
Altitude (m)	23	194	103	360	16
Area (x 10^3 km^2)	589	96	172	20	658
Longitude (°)	23.24	15.46	18.33	11.42	25.35
Latitude (°)	43.84	48.38	47.73	48.75	43.63

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6542500	6242500	6442500	6342501	6242501
Date of last change	29.11.2004	17.11.1999	29.11.2004	19.3.2015	6.1.2012
Date of first import	20.1.1994	20.1.1994	20.2.1992	19.3.2015	2.8.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	99.1	98.9	100
Mean annual depth (mm)	320	596	401	451	596
Mean annual volume (km^3/yr)	168	61	74	5	61
Mean annual streamflow (m^3/s)	5322	1920	2336	162	1919
Totally earliest data available	2003	1990	1999	2012	2009
Totally latest data available	1931	1931	1893	1923	1996
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	4.9		
Number of Years of monthly data	73	40	103		
Monthly data available until	2003	1970	1995		
Monthly data available from	1931	1931	1893		
Percentage of missing values (daily data)		0	2.6	0	0
Number of Years of daily data		60	70	90	14
Daily data available until		1990	1999	2012	2009
Daily data available from		1931	1930	1923	1996
Altitude (m)	67	156	100	421	160
Area (x 10^3 km^2)	525	102	184	11	102
Longitude (°)	20.64	16.3	18.95	10.5	16.34
Latitude (°)	44.87	48.25	47.78	48.57	48.36

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6342502	6542600	6342600	6442600	6842700
Date of last change	18.3.2015	20.1.1994	25.3.2015	29.11.2004	29.11.2004
Date of first import	18.3.2015	20.1.1994	20.1.1994	20.1.1994	20.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	97.6	100	98.9	98.6	69.6
Mean annual depth (mm)	303	319	395	355	292
Mean annual volume (km^3/yr)	1	182	14	74	192
Mean annual streamflow (m^3/s)	39	5762	444	2354	6092
Totally earliest data available	2013	1970	2013	1999	1999
Totally latest data available	1929	1931	1923	1930	1931
Percentage of missing values (monthly data)		0	0	32.3	0
Number of Years of monthly data		40	40	65	40
Monthly data available until		1970	1970	1995	1970
Monthly data available from		1931	1931	1931	1931
Percentage of missing values (daily data)	0.5		0	0.4	0
Number of Years of daily data	85		91	70	8
Daily data available until	2013		2013	1999	1999
Daily data available from	1929		1923	1930	1992
Altitude (m)	492	62	324	80	15
Area (x 10^3 km^2)	4	570	35	209	658
Longitude (°)	9.73	21.4	12.14	18.67	25.35
Latitude (°)	48.27	44.8	49.02	46	43.63

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6342800	6742800	6842800	6842900	6342900
Date of last change	20.3.2015	22.12.2011	29.11.2004	29.11.2004	18.3.2015
Date of first import	21.5.1997	20.1.1994	20.1.1994	20.1.1994	20.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	99.1	100	69.6	62.7	99.1
Mean annual depth (mm)	425	250	291	282	586
Mean annual volume (km^3/yr)	20	177	195	194	45
Mean annual streamflow (m^3/s)	640	5618	6190	6157	1425
Totally earliest data available	2013	2010	1999	1999	2013
Totally latest data available	1900	1931	1931	1941	1900
Percentage of missing values (monthly data)	0	1.4	0	0	0
Number of Years of monthly data	94	72	40	29	91
Monthly data available until	1994	2002	1970	1969	1991
Monthly data available from	1901	1931	1931	1941	1901
Percentage of missing values (daily data)	0	0	0	0	0
Number of Years of daily data	114	80	8	8	114
Daily data available until	2013	2010	1999	1999	2013
Daily data available from	1900	1931	1992	1992	1900
Altitude (m)	300	3	12	7	288
Area (x 10^3 km^2)	47	709	670	690	77
Longitude (°)	13.12	27.09	25.95	27.26	13.5
Latitude (°)	48.68	44.68	43.86	44.13	48.58

River	Danube	Danube	Danube	Danube	Danube
Identifiant Number of station (GRDC)	6742900	6342910	6342920	6342970	6342980
Date of last change	22.12.2011	25.3.2015	25.3.2015	20.3.2015	22.8.2012
Date of first import	19.2.1992	20.3.2001	20.3.2001	9.8.2012	9.8.2012
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	99.2
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.9	98.8	98.9	97.6	94.3
Mean annual depth (mm)	253	420	382	305	537
Mean annual volume (km^3/yr)	204	11	14	1	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	6468	352	456	26	13
Totally earliest data available	2010	2009	2012	2013	2008
Totally latest data available	1921	1925	1925	1929	1922
Percentage of missing values (monthly data)	0				
Number of Years of monthly data	82				
Monthly data available until	2002				
Monthly data available from	1921				
Percentage of missing values (daily data)	2.5	0	0	0.4	4.6
Number of Years of daily data	80	85	88	85	87
Daily data available until	2010	2009	2012	2013	2008
Daily data available from	1931	1925	1925	1929	1922
Altitude (m)	1	331	308	543	657
Area (x 10^3 km²)	807	26	38	3	1
Longitude (°)	28.72	12.01	12.75	9.4	8.68
Latitude (°)	45.22	48.95	48.88	48.07	47.93

River	Dneipr	Dneipr	Dneipr	Ebro	Ebro
Identifiant Number of station (GRDC)	6980800	6980801	6980802	6226300	6226400
Date of last change	4.12.2003	28.10.2003	28.10.2003	2.2.1996	19.2.1992
Date of first import	20.2.1992	28.10.2003	28.10.2003	2.2.1996	19.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	100	71.4	93.1
Mean annual depth (mm)	102	132	88	338	484
Mean annual volume (km^3/yr)	47	43	43	9	20
Mean annual streamflow (m^3/s)	1492	1368	1352	270	621
Totally earliest data available	1984	1970	1988	1984	1984
Totally latest data available	1952	1950	1959	1929	1913
Percentage of missing values (monthly data)	0			27.4	5.9
Number of Years of monthly data	33			56	72
Monthly data available until	1984			1984	1984
Monthly data available from	1952			1929	1913
Percentage of missing values (daily data)	0.1	0	0		
Number of Years of daily data	30	21	30		
Daily data available until	1984	1970	1988		
Daily data available from	1955	1950	1959		
Altitude (m)	44				189
Area (x 10^3 km^2)	463	328	482	25	40
Longitude (°)	35.15	30.52	33.18	-1.69	-0.9
Latitude (°)	47.92	50.43	46.77	42.18	41.67

River	Ebro	Euphrates	Euphrates	Euphrates	Euphrates
Identifiant Number of station (GRDC)	6226800	2595300	2595400	6395100	6695200
Date of last change	24.3.2004	18.2.1992	24.3.2004	20.2.1992	23.6.1992
Date of first import	15.7.1998	18.2.1992	18.2.1992	20.2.1992	20.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	73.6	77.8	34	100	86.4
Mean annual depth (mm)	182	139	68	269	327
Mean annual volume (km^3/yr)	15	37	19	31	21
Mean annual streamflow (m^3/s)	485	1164	589	972	663
Totally earliest data available	1999	1972	1972	1979	1980
Totally latest data available	1913	1964	1923	1976	1937
Percentage of missing values (monthly data)	23.5	3	64	0	0
Number of Years of monthly data	87	9	50	4	36
Monthly data available until	1999	1972	1972	1979	1972
Monthly data available from	1913	1964	1923	1976	1937
Percentage of missing values (daily data)					20
Number of Years of daily data					6
Daily data available until					1980
Daily data available from					1975
Altitude (m)	8	56	28	307	688
Area (x 10^3 km^2)	84	264	274	114	64
Longitude (°)	0.52	42.82	44.27	38.25	38.73
Latitude (°)	40.82	33.63	32.72	36.53	38.8

River	Euphrates	Ganges	Ganges	Ganges	Godavari
Identifiant Number of station (GRDC)	6695250	2646100	2646200	2846800	2856200
Date of last change	20.5.1997	18.2.1992	10.5.1996	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	23.6.1992	18.2.1992	28.7.1995	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	98.6	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	33.3	71.4	75	84	91.7
Mean annual depth (mm)	337	450	405	455	129
Mean annual volume (km^3/yr)	5	381	343	380	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	166	12086	10881	12037	126
Totally earliest data available	1986	1975	1992	1973	1979
Totally latest data available	1975	1969	1985	1949	1968
Percentage of missing values (monthly data)	39	15.5	1.2	16	8.3
Number of Years of monthly data	11	7	8	25	12
Monthly data available until	1985	1975	1992	1973	1979
Monthly data available from	1975	1969	1985	1949	1968
Percentage of missing values (daily data)	36.4		1.2		
Number of Years of daily data	12		8		
Daily data available until	1986		1992		
Daily data available from	1975		1985		
Altitude (m)		14	14	-999	387
Area (x 10^3 km^2)	16	847	846	835	31
Longitude (°)	38.48	89.03	89.03	87.92	76.37
Latitude (°)	39.45	24.08	24.08	25	19.2

River	Godavari	Godavari	Godavari	Godavari	Yellow River
Identifiant Number of station (GRDC)	2856300	2856320	2856500	2856900	2180700
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	21.12.1994
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	25.6.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	99.9	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	88.9	88.9	91.7	92.4	100
Mean annual depth (mm)	93	88	132	322	58
Mean annual volume (km^3/yr)	5	8	14	96	40
Mean annual streamflow (m^3/s)	164	242	431	3053	1260
Totally earliest data available	1979	1979	1979	1979	1988
Totally latest data available	1971	1971	1968	1901	1953
Percentage of missing values (monthly data)	11.1	11.1	8.3	6.5	0
Number of Years of monthly data	9	9	12	79	36
Monthly data available until	1979	1979	1979	1979	1988
Monthly data available from	1971	1971	1968	1901	1953
Percentage of missing values (daily data)					
Number of Years of daily data					
Daily data available until					
Daily data available from					
Altitude (m)	304	299	124		280
Area (x 10^3 km²)	56	87	103	299	688
Longitude (°)	77.82	77.98	79.45	81.78	111.37
Latitude (°)	18.87	18.87	18.83	16.92	34.82

River	Yellow River	Yellow River	Yellow River	Yellow River
Identifiant Number of station (GRDC)	2180710	2180711	2180712	2180800
Date of last change	25.6.1992	10.10.2007	10.10.2007	7.6.2005
Date of first import	25.6.1992	10.10.2007	10.10.2007	25.6.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	98.6	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	90	69.5
Mean annual depth (mm)	62	169	35	61
Mean annual volume (km^3/yr)	42	21	1	44
Mean annual streamflow (m^3/s)	1347	654	23	1411
Totally earliest data available	1958	1997	1997	2004
Totally latest data available	1919	1978	1978	1946
Percentage of missing values (monthly data)	0			4.7
Number of Years of monthly data	40			43
Monthly data available until	1958			1988
Monthly data available from	1919			1946
Percentage of missing values (daily data)		0	11.3	0.6
Number of Years of daily data		20	20	1
Daily data available until		1997	1997	2004
Daily data available from		1978	1978	2004
Altitude (m)	295			92
Area (x 10^3 km²)	688	122	21	730
Longitude (°)	111.15	106.67	98.2	113.65
Latitude (°)	34.82	39.13	34.9	34.92

River	Indus	Indus	Ayeyarwady	Lena	Lena
Identifiant Number of station (GRDC)	2335200	2335950	2260500	2903420	2903421
Date of last change	18.2.1992	24.3.2004	10.5.1996	31.7.2013	8.6.2004
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	10.1.1992	20.2.1992	6.9.2000
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	61.4	100	98.7	100
Mean annual depth (mm)	301	109	2176	221	324
Mean annual volume (km^3/yr)	80	90	257	536	2
Mean annual streamflow (m^3/s)	2532	2868	8137	17002	48
Totally earliest data available	1979	1979	1988	2011	1990
Totally latest data available	1973	1936	1978	1934	1955
Percentage of missing values (monthly data)	0	29.5	0	0	0
Number of Years of monthly data	7	44	11	67	36
Monthly data available until	1979	1979	1988	2000	1990
Monthly data available from	1973	1936	1978	1934	1955
Percentage of missing values (daily data)			0	0.2	
Number of Years of daily data			11	77	
Daily data available until			1988	2011	
Daily data available from			1978	1935	
Altitude (m)	258	13	74	0	
Area (x 10^3 km^2)	265	832	118	2430	5
Longitude (°)	72.25	68.37	96.1	127.65	107
Latitude (°)	33.9	25.37	21.98	70.7	53.82

River	Lena	Lena	Lena	Lena	Lena	Lena
Identifiant Number of station (GRDC)	2903422	2903423	2903424	2903425	2903426	2903427
Date of last change	8.6.2004	6.9.2000	8.6.2004	8.6.2004	8.6.2004	12.12.2005
Date of first import	6.9.2000	6.9.2000	6.9.2000	6.9.2000	6.9.2000	6.9.2000
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.7	100	100	100	100	99.2
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	87.3	19.6	100	77.6
Mean annual depth (mm)	164	125	143	157	253	302
Mean annual volume (km^3/yr)	3	4	6	11	35	133
Mean annual streamflow (m^3/s)	90	120	189	355	1125	4219
Totally earliest data available	1990	1977	1990	1986	1990	2002
Totally latest data available	1936	1969	1912	1936	1936	1936
Percentage of missing values (monthly data)	0.3	0	10.6	77.3	1.8	14.9
Number of Years of monthly data	55	9	79	51	55	64
Monthly data available until	1990	1977	1990	1986	1990	1999
Monthly data available from	1936	1969	1912	1936	1936	1936
Percentage of missing values (daily data)					0.4	12.4
Number of Years of daily data					52	67
Daily data available until					1988	2002
Daily data available from					1937	1936
Altitude (m)						
Area (x 10^3 km²)	17	30	42	71	140	440
Longitude (°)	105.88	105.13	105.23	105.65	108.32	113.17
Latitude (°)	53.97	54.82	55.13	56.77	57.78	59.73

River	Lena	Lena	Lena	Lena	Limpopo
Identifiant Number of station (GRDC)	2903428	2903429	2903430	2903431	1196400
Date of last change	12.12.2005	8.6.2004	14.12.2005	8.6.2004	23.4.2015
Date of first import	6.9.2000	6.9.2000	17.11.1995	6.9.2000	3.5.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.8	100	100	100	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	100	94.7	93.2
Mean annual depth (mm)	279	246	197	-999	5
Mean annual volume (km^3/yr)	215	221	484	129	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	6818	7006	15355	4102	16
Totally earliest data available	2002	1999	2002	1994	2002
Totally latest data available	1933	1936	1951	1976	1959
Percentage of missing values (monthly data)	3.2	3.1	0	5.3	52.2
Number of Years of monthly data	67	64	17	19	43
Monthly data available until	1999	1999	1994	1994	2001
Monthly data available from	1933	1936	1978	1976	1959
Percentage of missing values (daily data)	0.4	0	0		1.4
Number of Years of daily data	63	43	52		44
Daily data available until	2002	1992	2002		2002
Daily data available from	1940	1950	1951		1959
Altitude (m)					770
Area (x 10^3 km^2)	770	897	2460		98
Longitude (°)	120.7	129.6	126.8	126.35	27.97
Latitude (°)	60.48	61.83	72.37	72.4	-22.95

River	Limpopo	Limpopo	Limpopo	Limpopo	Limpopo
Identifiant Number of station (GRDC)	1896500	1496500	1896501	1896502	1196550
Date of last change	18.2.1992	20.9.2011	19.9.2011	19.9.2011	24.4.2015
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	19.9.2011	19.9.2011	3.5.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	83.3	99	96.4	100	99.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	50	78.1	73.7	86.2	81.6
Mean annual depth (mm)	41	13	14	12	8
Mean annual volume (km^3/yr)	14	3	6	3	2
Mean annual streamflow (m^3/s)	449	87	187	105	53
Totally earliest data available	1979	1990	1988	1993	1992
Totally latest data available	1976	1959	1970	1965	1955
Percentage of missing values (monthly data)	15.6	2.8			35.9
Number of Years of monthly data	4	22			33
Monthly data available until	1979	1980			1987
Monthly data available from	1976	1959			1955
Percentage of missing values (daily data)		23.3	18.9	3.6	13.7
Number of Years of daily data		32	19	29	38
Daily data available until		1990	1988	1993	1992
Daily data available from		1959	1970	1965	1955
Altitude (m)	23				423
Area (x 10^3 km^2)	342	209	417	266	201
Longitude (°)	33	29.98	33.54	32.43	29.99
Latitude (°)	-24.5	-22.22	-24.74	-23.46	-22.22

River	Limpopo	Murray	Mississippi	Mackenzie	Mackenzie
Identifiant Number of station (GRDC)	1196551	5202045	4126250	4208005	4208020
Date of last change	24.4.2015	27.1.2009	25.11.2015	23.11.2015	23.11.2015
Date of first import	3.5.2002	30.5.1995	8.2.2006	23.10.2000	9.3.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.8	99	99.8	99.2
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	87	94.6	69.6	66.7	97.6
Mean annual depth (mm)	7	1156	-999	171	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	1	0	112	217	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	42	4	3559	6880	140
Totally earliest data available	2014	1983	2015	2012	2013
Totally latest data available	1992	1947	1993	1938	1972
Percentage of missing values (monthly data)	45.3	0.7		31.6	1
Number of Years of monthly data	10	37		56	24
Monthly data available until	2001	1983		1993	1996
Monthly data available from	1992	1947		1938	1973
Percentage of missing values (daily data)	4.5	0.7	14.8	21.3	3.2
Number of Years of daily data	23	37	23	75	42
Daily data available until	2014	1983	2015	2012	2013
Daily data available from	1992	1947	1993	1938	1972
Altitude (m)	428	638	0		
Area (x 10^3 km^2)	201	0		1270	
Longitude (°)	29.99	152.66	-91.2	-121.36	-133.76
Latitude (°)	-22.23	-30.28	29.7	61.87	68.37

River	Mackenzie	Mackenzie	Mackenzie	Magdalena
Identifiant Number of station (GRDC)	4208025	4208150	4208300	3103300
Date of last change	23.11.2015	23.11.2015	23.11.2015	24.3.2004
Date of first import	9.3.1995	20.5.1999	20.5.1999	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.6	99.8	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	95.2	57.7	27.5	95
Mean annual depth (mm)	176	172	136	896
Mean annual volume (km^3/yr)	292	270	132	231
Mean annual streamflow (m^3/s)	9249	8551	4172	7317
Totally earliest data available	2013	2013	1997	1990
Totally latest data available	1972	1943	1958	1971
Percentage of missing values (monthly data)	0	33	58.9	5
Number of Years of monthly data	25	54	36	20
Monthly data available until	1996	1996	1996	1990
Monthly data available from	1972	1943	1961	1971
Percentage of missing values (daily data)	1.9	27.2	61.7	
Number of Years of daily data	42	71	40	
Daily data available until	2013	2013	1997	
Daily data available from	1972	1943	1958	
Altitude (m)		50	150	1170
Area (x 10^3 km^2)	1660	1570	970	257
Longitude (°)	-133.74	-126.84	-117.54	-74.92
Latitude (°)	67.46	65.27	61.26	10.27

River	Magdalena	Magdalena	Mahanadi	Mangoky	Mangoky
Identifiant Number of station (GRDC)	3103450	3103500	2855800	1389090	1389100
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	97.4	98.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	75	81.3	100	65	93.3
Mean annual depth (mm)	552	1051	450	356	290
Mean annual volume (km^3/yr)	9	78	59	19	15
Mean annual streamflow (m^3/s)	275	2481	1883	601	460
Totally earliest data available	1974	1984	1970	1983	1965
Totally latest data available	1971	1969	1965	1964	1951
Percentage of missing values (monthly data)	0	18.8	0	31.6	0
Number of Years of monthly data	4	16	6	20	15
Monthly data available until	1974	1984	1970	1983	1965
Monthly data available from	1971	1969	1965	1964	1951
Percentage of missing values (daily data)					
Number of Years of daily data					
Daily data available until					
Daily data available from					
Altitude (m)		1570			
Area (x 10^3 km^2)	16	74	132	53	50
Longitude (°)	-75.33	-74.38	83.67	43.87	44
Latitude (°)	2.9	6.5	20.42	-21.83	-21.9

River	Mackenzie	Mackenzie	Mejerda	Mejerda	Mekong
Identifiant Number of station (GRDC)	4115105	4115106	1201100	1201500	2569001
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	18.2.1992	18.2.1992	25.3.2002
Date of first import	7.12.2004	7.12.2004	18.2.1992	18.2.1992	25.3.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.7	99.9	100	100	
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	96.3	85.8	100	100	0
Mean annual depth (mm)	962	1505	64	28	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	3	4	0	1	-999
Mean annual streamflow (m^3/s)	85	115	3	18	0
Totally earliest data available	2015	2015	1979	1979	1971
Totally latest data available	1989	1910	1976	1976	1965
Percentage of missing values (monthly data)			0	0	
Number of Years of monthly data			4	4	
Monthly data available until			1979	1979	
Monthly data available from			1976	1976	
Percentage of missing values (daily data)	0	12.7			56.3
Number of Years of daily data	27	106			7
Daily data available until	2015	2015			1971
Daily data available from	1989	1910			1965
Altitude (m)		261	192	67	0
Area (x 10^3 km²)	3	2	1	21	
Longitude (°)	-122.77	-122.47	8.43	9.52	105.29
Latitude (°)	44.07	44.12	36.27	36.58	11.26

River	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong
Identifiant Number of station (GRDC)	2569002	2569003	2569004	2369005	2569005
Date of last change	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002
Date of first import	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	99.1	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	92.9	81.8	81.8	50	37.1
Mean annual depth (mm)	618	642	658	-999	653
Mean annual volume (km^3/yr)	410	424	425	266	415
Mean annual streamflow (m^3/s)	12998	13441	13479	8433	13152
Totally earliest data available	1973	1974	1970	1961	1994
Totally latest data available	1960	1964	1960	1960	1960
Percentage of missing values (monthly data)					
Number of Years of monthly data					
Monthly data available until					
Monthly data available from					
Percentage of missing values (daily data)	1.8	2.4	5.2	0	59.6
Number of Years of daily data	14	11	11	2	35
Daily data available until	1973	1974	1970	1961	1994
Daily data available from	1960	1964	1960	1960	1960
Altitude (m)	-1	-1	-1	0	37
Area (x 10^3 km^2)	663	660	646		635
Longitude (°)	104.94	105.47	106.02	105.9	105.95
Latitude (°)	11.58	12	12.48	10.27	13.53

River	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong
Identifiant Number of station (GRDC)	2969010	2969012	2969020	2469050	2469072
Date of last change	25.3.2002	10.5.1996	26.3.2002	25.3.2002	25.3.2002
Date of first import	11.1.1994	4.6.1992	26.3.2002	11.1.1994	11.1.1994
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	99.7	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	97.1	37.5	89.3	97.1	97
Mean annual depth (mm)	448	426	-999	458	463
Mean annual volume (km^3/yr)	85	86	135	123	138
Mean annual streamflow (m^3/s)	2683	2717	4273	3892	4388
Totally earliest data available	1993	1987	1994	1993	1992
Totally latest data available	1960	1980	1967	1960	1960
Percentage of missing values (monthly data)	0	35.5		23.4	23.4
Number of Years of monthly data	32	8		12	12
Monthly data available until	1991	1987		1991	1991
Monthly data available from	1960	1980		1980	1980
Percentage of missing values (daily data)	0.7	35.5	5	0.7	0.8
Number of Years of daily data	34	8	28	34	33
Daily data available until	1993	1987	1994	1993	1992
Daily data available from	1960	1980	1967	1960	1960
Altitude (m)	357	355		267	158
Area (x 10^3 km^2)	189	201		268	299
Longitude (°)	100.08	100.13	180	102.14	102.62
Latitude (°)	20.27	20.24	90	19.89	17.93

River	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong	Mekong
Identifiant Number of station (GRDC)	2969090	2969095	2969100	2969101	2469102
Date of last change	26.3.2002	26.3.2002	26.3.2002	26.3.2002	25.3.2002
Date of first import	11.1.1994	11.1.1994	25.6.1992	26.3.2002	25.3.2002
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	96	100	98.6	89.7	84.6
Mean annual depth (mm)	461	577	640	691	636
Mean annual volume (km^3/yr)	139	215	250	289	237
Mean annual streamflow (m^3/s)	4418	6826	7929	9178	7519
Totally earliest data available	1993	1993	1993	1994	1972
Totally latest data available	1969	1962	1924	1966	1960
Percentage of missing values (monthly data)	23.4	3.3	0		
Number of Years of monthly data	12	30	68		
Monthly data available until	1991	1991	1991		
Monthly data available from	1980	1962	1924		
Percentage of missing values (daily data)	0	0	0.7	7	2
Number of Years of daily data	25	22	34	29	13
Daily data available until	1993	1993	1993	1994	1972
Daily data available from	1969	1972	1960	1966	1960
Altitude (m)	154	131	124	89	130
Area (x 10^3 km^2)	302	373	391	419	373
Longitude (°)	102.72	104.8	104.74	105.5	104.81
Latitude (°)	17.88	17.4	16.54	15.32	17.39

River	Mekong	Mekong	Mekong	Mississippi	Mississippi
Identifiant Number of station (GRDC)	2469260	2469261	2969430	4119100	4119101
Date of last change	25.3.2002	25.3.2002	25.3.2002	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	11.1.1994	25.3.2002	25.3.2002	17.1.1992	6.12.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	98.3	100	99.6	99.6
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	94.1	100	96.2	94.4	100
Mean annual depth (mm)	557	629	447	115	164
Mean annual volume (km^3/yr)	304	345	130	11	3
Mean annual streamflow (m^3/s)	9633	10954	4136	348	83
Totally earliest data available	1993	1964	1992	2015	2015
Totally latest data available	1960	1960	1967	1892	1945
Percentage of missing values (monthly data)	31.9				
Number of Years of monthly data	12				
Monthly data available until	1991				
Monthly data available from	1980				
Percentage of missing values (daily data)	3.7	0.1	0	1.7	0
Number of Years of daily data	34	5	26	124	71
Daily data available until	1993	1964	1992	2015	2015
Daily data available from	1960	1960	1967	1892	1945
Altitude (m)	86	80	194	208	360
Area (x 10^3 km^2)	545	549	292	95	16
Longitude (°)	105.8	105.89	101.67	-93.11	-93.71
Latitude (°)	15.12	14.32	17.9	44.93	46.54

River	Mississippi	Mississippi	Mississippi	Mississippi
Identifiant Number of station (GRDC)	4119300	4119650	4119800	4127500
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	13.9.2001	27.4.2000	20.2.1992	13.9.2001
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.9	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	99.3	99.3	91.8	98.1
Mean annual depth (mm)	196	199	210	170
Mean annual volume (km^3/yr)	61	44	93	498
Mean annual streamflow (m^3/s)	1920	1400	2963	15807
Totally earliest data available	2015	2015	1987	1980
Totally latest data available	1878	1873	1927	1928
Percentage of missing values (monthly data)		5	5.5	
Number of Years of monthly data		20	58	
Monthly data available until		1984	1984	
Monthly data available from		1965	1927	
Percentage of missing values (daily data)	0.1	0.1	3.1	0
Number of Years of daily data	138	143	55	53
Daily data available until	2015	2015	1987	1980
Daily data available from	1878	1873	1933	1928
Altitude (m)	146	172		29
Area (x 10^3 km²)	308	222	444	2928
Longitude (°)	-91.37	-90.25	-90.18	-91.24
Latitude (°)	40.39	41.78	38.89	33.56

River	Mississippi	Mississippi	Mississippi	Mississippi
Identifiant Number of station (GRDC)	4127501	4127502	4127503	4127800
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	7.12.2004	7.12.2004	7.12.2004	27.4.2000
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9	99.9	99.9	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	95.2	98.6	100	75.9
Mean annual depth (mm)	104	103	94	181
Mean annual volume (km^3/yr)	191	189	170	538
Mean annual streamflow (m^3/s)	6064	5990	5378	17058
Totally earliest data available	2015	2015	2015	2014
Totally latest data available	1933	1942	1880	1928
Percentage of missing values (monthly data)				63.2
Number of Years of monthly data				56
Monthly data available until				1983
Monthly data available from				1928
Percentage of missing values (daily data)	2.4	0	0	1.4
Number of Years of daily data	83	74	136	84
Daily data available until	2015	2015	2015	2014
Daily data available from	1933	1942	1880	1931
Altitude (m)	91	104	116	14
Area (x 10^3 km^2)	1847	1835	1805	2964
Longitude (°)	-89.46	-89.84	-90.18	-90.91
Latitude (°)	37.22	37.9	38.63	32.32

River	Mississippi	Mississippi	Murray	Murray	Murray
Identifiant Number of station (GRDC)	4127930	4127935	5204018	5304140	5204268
Date of last change	25.11.2015	20.2.1992	28.1.2009	3.6.2002	18.2.1992
Date of first import	20.2.1992	20.2.1992	30.5.1995	30.5.1995	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	99.9	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	55.6	100	95.1	97.3	80
Mean annual depth (mm)	143	-999	404	-999	8
Mean annual volume (km^3/yr)	464	564	1	7	8
Mean annual streamflow (m^3/s)	14703	17879	16	212	257
Totally earliest data available	1991	1964	2008	2001	1984
Totally latest data available	1965	1928	1948	1929	1965
Percentage of missing values (monthly data)	25	0	0		20
Number of Years of monthly data	20	37	53		20
Monthly data available until	1984	1964	2000		1984
Monthly data available from	1965	1928	1948		1965
Percentage of missing values (daily data)	77.8		1.4	0	
Number of Years of daily data	10		61	73	
Daily data available until	1991		2008	2001	
Daily data available from	1982		1948	1929	
Altitude (m)	2		319		39
Area (x 10^3 km^2)	3250		1		991
Longitude (°)	-91.62	-91.8	148.05	143.35	141.6
Latitude (°)	31.01	30.98	-36.32	-34.85	-34.19

River	Murray	Murray	Niger	Niger	Niger
Identifiant Number of station (GRDC)	5404270	5404271	1134030	1234090	1134100
Date of last change	25.1.2013	25.1.2013	19.8.2003	6.9.2012	6.9.2012
Date of first import	27.1.1998	25.1.2013	29.1.1992	23.6.1992	29.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.7	99.6	96.9	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	92.9	78.1	57.1	63.2	94.3
Mean annual depth (mm)	6	-999	354	-999	357
Mean annual volume (km^3/yr)	6	6	25	24	43
Mean annual streamflow (m^3/s)	177	187	805	750	1357
Totally earliest data available	2012	2012	2001	2012	2012
Totally latest data available	1985	1949	1967	1975	1907
Percentage of missing values (monthly data)	0		48.4	63.5	16.4
Number of Years of monthly data	16		26	38	106
Monthly data available until	2000		1992	2012	2012
Monthly data available from	1985		1967	1975	1907
Percentage of missing values (daily data)	0	14.6	20.7	8.7	0.8
Number of Years of daily data	28	64	35	28	100
Daily data available until	2012	2012	2001	2002	2006
Daily data available from	1985	1949	1967	1975	1907
Altitude (m)	6		329		290
Area (x 10^3 km^2)	1000		72		120
Longitude (°)	140.28	139.62	-8.67	0.98	-7.55
Latitude (°)	-34.17	-34.35	11.68	14.62	12.87

River	Niger	Niger	Niger	Niger	Niger
Identifiant Number of station (GRDC)	1834101	1834110	1234150	1634200	1234201
Date of last change	6.9.2012	6.9.2012	6.9.2012	6.9.2012	6.9.2012
Date of first import	20.8.2003	20.8.2003	17.1.1992	17.1.1992	20.8.2003
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.9	97.9	98.9	95.4	93.1
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	67.4	55.2	83.3	47.4	24
Mean annual depth (mm)	-999	-999	40	580	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	159	32	28	2	21
Mean annual streamflow (m^3/s)	5055	1015	891	58	669
Totally earliest data available	2012	2012	2012	2011	2009
Totally latest data available	1970	1984	1929	1955	1985
Percentage of missing values (monthly data)	44.4	43.6	34.8	67.6	20.8
Number of Years of monthly data	6	6	84	57	3
Monthly data available until	2012	2012	2012	2011	2009
Monthly data available from	2007	2007	1929	1955	2007
Percentage of missing values (daily data)	12	9.3	13.3	22.3	34.1
Number of Years of daily data	37	19	78	47	18
Daily data available until	2006	2002	2006	2001	2002
Daily data available from	1970	1984	1929	1955	1985
Altitude (m)			176		
Area (x 10^3 km^2)			700	3	
Longitude (°)	6.77	4.13	2.08	-10.75	2.62
Latitude (°)	7.8	11.38	13.52	10.03	12.58

River	Niger	Niger	Niger	Niger	Niger	Niger
Identifiant Number of station (GRDC)	1234250	1134250	1134400	1634400	1134460	1134500
Date of last change	18.2.1992	6.9.2012	27.3.1996	6.9.2012	27.3.1996	6.9.2012
Date of first import	18.2.1992	29.1.1992	29.1.1992	17.1.1992	29.1.1992	29.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99	98.5	96.4	97.3	99.2	99
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	66.7	61.4	57.5	39.1	42.3	61.5
Mean annual depth (mm)	35	304	299	353	192	118
Mean annual volume (km^3/yr)	35	42	42	6	28	33
Mean annual streamflow (m^3/s)	1105	1323	1335	202	874	1057
Totally earliest data available	1990	2012	1992	2009	1992	2012
Totally latest data available	1952	1925	1953	1923	1922	1922
Percentage of missing values (monthly data)	19.6	34.8	33.1	70.2	53.3	47
Number of Years of monthly data	39	88	40	87	71	91
Monthly data available until	1990	2012	1992	2009	1992	2012
Monthly data available from	1952	1925	1953	1923	1922	1922
Percentage of missing values (daily data)		34.2	32.5	43.6	53.4	28.6
Number of Years of daily data		77	40	80	71	80
Daily data available until		2001	1992	2002	1992	2001
Daily data available from		1925	1953	1923	1922	1922
Altitude (m)		274				260
Area (x 10^3 km^2)	1000	137	141	18	143	282
Longitude (°)	3.4	-6.05	-5.37	-9.87	-4.98	-4.22
Latitude (°)	11.88	13.72	13.95	10.65	14.15	14.53

River	Niger	Niger	Niger	Niger	Niger
Identifiant Number of station (GRDC)	1734500	1134600	1134630	1634650	1634700
Date of last change	20.8.2003	27.3.1996	27.3.1996	27.3.1996	27.3.1996
Date of first import	13.1.1992	24.6.1992	29.1.1992	17.1.1992	17.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.2	100	94.8	99.6	97
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	65.3	50	20.5	82.1	40.7
Mean annual depth (mm)	32	-999	-999	496	511
Mean annual volume (km^3/yr)	32	17	31	35	36
Mean annual streamflow (m^3/s)	1004	530	967	1101	1149
Totally earliest data available	2000	1990	1992	1979	1980
Totally latest data available	1952	1987	1954	1952	1954
Percentage of missing values (monthly data)	25.1	50	58.6	10.5	40.3
Number of Years of monthly data	41	4	39	28	27
Monthly data available until	1992	1990	1992	1979	1980
Monthly data available from	1952	1987	1954	1952	1954
Percentage of missing values (daily data)	19.7	50	59	10.6	40.3
Number of Years of daily data	49	4	39	28	27
Daily data available until	2000	1990	1992	1979	1980
Daily data available from	1952	1987	1954	1952	1954
Altitude (m)	155				
Area (x 10^3 km^2)	1000			70	71
Longitude (°)	3.38	-4.23	-3.75	-9.17	-8.91
Latitude (°)	11.87	15.4	16.13	11.25	11.42

River	Niger	Niger	Niger	Niger	Niger
Identifiant Number of station (GRDC)	1134700	1134705	1134730	1134850	1134900
Date of last change	6.9.2012	18.2.1992	19.8.2003	27.3.1996	6.9.2012
Date of first import	24.2.1992	18.2.1992	29.1.1992	29.1.1992	29.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.5	100	97.6	93.2	96.6
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	85.4	100	53.8	56.4	58.7
Mean annual depth (mm)	92	-999	63	98	51
Mean annual volume (km^3/yr)	31	32	22	34	29
Mean annual streamflow (m^3/s)	995	1012	688	1078	906
Totally earliest data available	2012	1988	2001	1992	2012
Totally latest data available	1924	1924	1963	1954	1950
Percentage of missing values (monthly data)	18.6	0	62.3	32.6	36.2
Number of Years of monthly data	89	65	30	39	62
Monthly data available until	2012	1988	1992	1992	2012
Monthly data available from	1924	1924	1963	1954	1951
Percentage of missing values (daily data)	7		24.2	33.3	24
Number of Years of daily data	80		39	39	52
Daily data available until	2003		2001	1992	2001
Daily data available from	1924		1963	1954	1950
Altitude (m)	256		256		242
Area (x 10^3 km²)	340		342	348	566
Longitude (°)	-3.38	-3.22	-3.03	-0.58	0.5
Latitude (°)	16.27	16.13	16.67	16.93	15.67

River	Nile	Nile	Nile	Nile	Nile	Nile
Identifiant Number of station (GRDC)	1662100	1362100	1362200	1662200	1362300	1362400
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.5.2011	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	100	98.7	100	100
Mean annual depth (mm)	-999	14	-999	-999	-999	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	83	39	37	75	47	53
Mean annual streamflow (m^3/s)	2622	1251	1175	2367	1493	1671
Totally earliest data available	1984	1984	1984	1982	1984	1984
Totally latest data available	1912	1973	1973	1908	1973	1973
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	0	0	0	0
Number of Years of monthly data	73	12	12	75	12	12
Monthly data available until	1984	1984	1984	1982	1984	1984
Monthly data available from	1912	1973	1973	1908	1973	1973
Percentage of missing values (daily data)						
Number of Years of daily data						
Daily data available until						
Daily data available from						
Altitude (m)	212	20	51		69	80
Area (x 10^3 km²)		2900				
Longitude (°)	30.48	31.28	31.1	33.65	32.25	32.56
Latitude (°)	19.18	29.7	27.18	17.65	26.05	25.32

River	Nile	Nile	Nile	Orange	Orange	Orange
Identifiant Number of station (GRDC)	1662500	1362500	1362600	1159100	1259150	1259151
Date of last change	18.5.2011	18.2.1992	18.2.1992	28.4.2015	19.9.2011	19.9.2011
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	3.5.2002	28.2.1992	19.9.2011
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	99.9	99.8	99.5	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	99.1	95.1	88.9	81.8
Mean annual depth (mm)	-999	-999	-999	9	184	209
Mean annual volume (km^3/yr)	74	58	87	8	4	2
Mean annual streamflow (m^3/s)	2349	1825	2757	259	115	71
Totally earliest data available	1982	1984	1984	2015	1989	1990
Totally latest data available	1911	1973	1869	1935	1972	1980
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	0.3	1.6	0	
Number of Years of monthly data	72	12	116	67	13	
Monthly data available until	1982	1984	1984	2001	1984	
Monthly data available from	1911	1973	1869	1935	1972	
Percentage of missing values (daily data)				2.8	18.7	0
Number of Years of daily data				81	15	11
Daily data available until				2015	1989	1990
Daily data available from				1935	1975	1980
Altitude (m)		85		152	1400	
Area (x 10^3 km²)				866	20	11
Longitude (°)	32.63	32.9	32.9	17.72	27.58	28.51
Latitude (°)	15.95	24.32	23.96	-28.76	-30.36	-30.06

River	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
Identifiant Number of station (GRDC)	1259152	1159300	1159301	1159302	1159303
Date of last change	19.9.2011	28.4.2015	28.4.2015	28.4.2015	28.4.2015
Date of first import	19.9.2011	3.5.2002	20.9.2011	20.9.2011	20.9.2011
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.8	99.9	98.8	99	97.3
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	63.6	96.3	84.2	90.7	80.9
Mean annual depth (mm)	151	18	15	44	13
Mean annual volume (km^3/yr)	1	6	5	4	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	38	205	162	138	39
Totally earliest data available	1990	2015	2015	2015	1989
Totally latest data available	1980	1936	1959	1962	1922
Percentage of missing values (monthly data)		1			
Number of Years of monthly data		60			
Monthly data available until		2001			
Monthly data available from		1942			
Percentage of missing values (daily data)	25	2.1	8.1	4.5	7.5
Number of Years of daily data	11	80	57	54	68
Daily data available until	1990	2015	2015	2015	1989
Daily data available from	1980	1936	1959	1962	1922
Altitude (m)			947	997	1095
Area (x 10^3 km^2)	8	365	339	99	92
Longitude (°)	28.71	21.24	22.75	23.7	24.44
Latitude (°)	-29.59	-28.46	-29.65	-29.16	-29.81

River	Orange	Orange	Orange	Ord	Ord
Identifiant Number of station (GRDC)	1159650	1159651	1259800	5608090	5608091
Date of last change	28.4.2015	28.4.2015	19.9.2011	8.5.2002	24.4.2009
Date of first import	3.5.2002	20.9.2011	13.1.1992	24.1.1996	24.4.2009
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9	99.5	99.3	97.2	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	92.7	93.1	80	35.3	87.5
Mean annual depth (mm)	117	157	319	143	115
Mean annual volume (km^3/yr)	4	4	1	6	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	138	123	17	205	2
Totally earliest data available	2015	2015	1992	1971	2008
Totally latest data available	1907	1958	1978	1955	1969
Percentage of missing values (monthly data)	0		1.3	41.1	
Number of Years of monthly data	87		7	17	
Monthly data available until	2001		1984	1971	
Monthly data available from	1915		1978	1955	
Percentage of missing values (daily data)	5.3	1.6	4.6	40.5	5.7
Number of Years of daily data	109	58	15	17	40
Daily data available until	2015	2015	1992	1971	2008
Daily data available from	1907	1958	1978	1955	1969
Altitude (m)	1298	1394	2000		
Area (x 10^3 km^2)	37	25	2	45	1
Longitude (°)	26.72	27.36	28.98	128.74	127.6
Latitude (°)	-30.68	-30.34	-29.28	-16.13	-17.43

River	Ord	Ord	Orinoco	Orinoco	Orinoco
Identifiant Number of station (GRDC)	5608095	5608096	3206700	3206720	3206800
Date of last change	8.4.2009	25.1.2013	18.2.1992	30.5.1996	30.5.1996
Date of first import	24.1.1996	25.1.2013	18.2.1992	26.2.1992	26.6.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.7	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	94.3	85.7	100	97	100
Mean annual depth (mm)	99	131	1151	1172	1038
Mean annual volume (km^3/yr)	2	7	906	980	39
Mean annual streamflow (m^3/s)	61	212	28736	31080	1247
Totally earliest data available	2004	2011	1975	1989	1988
Totally latest data available	1970	1998	1973	1923	1978
Percentage of missing values (monthly data)	14		0	1.3	0
Number of Years of monthly data	24		3	67	11
Monthly data available until	1993		1975	1989	1988
Monthly data available from	1970		1973	1923	1978
Percentage of missing values (daily data)	1.3	0		1.3	0
Number of Years of daily data	35	14		67	11
Daily data available until	2004	2011		1989	1988
Daily data available from	1970	1998		1923	1978
Altitude (m)				20	
Area (x 10^3 km^2)	20	51	787	836	38
Longitude (°)	128.85	128.69	-64.78	-63.6	-65.87
Latitude (°)	-17.37	-15.56	7.67	8.15	3.12

River	Paraiba Do Sul	Paraiba Do Sul	Paraiba Do Sul	Parana
Identifiant Number of station (GRDC)	3652810	3652880	3652890	3649150
Date of last change	24.1.2011	24.1.2011	24.1.2011	18.1.2011
Date of first import	13.1.1992	15.10.1996	18.2.1992	18.1.2011
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.5	99.5	98.4
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	89.8	91.9	98.8	83.8
Mean annual depth (mm)	494	429	461	283
Mean annual volume (km^3/yr)	2	20	26	6
Mean annual streamflow (m^3/s)	77	636	811	205
Totally earliest data available	2010	2010	2010	2006
Totally latest data available	1952	1974	1928	1970
Percentage of missing values (monthly data)	0	3.6	0.9	
Number of Years of monthly data	3	19	72	
Monthly data available until	1980	1992	1999	
Monthly data available from	1978	1974	1928	
Percentage of missing values (daily data)	5.6	2.1	1.5	8.8
Number of Years of daily data	59	37	77	37
Daily data available until	2010	2010	2010	2006
Daily data available from	1952	1974	1934	1970
Altitude (m)	573		14	
Area (x 10^3 km²)	5	47	56	23
Longitude (°)	-45.9	-41.75	-41.3	-46.84
Latitude (°)	-23.37	-21.65	-21.75	-13.76

River	Parana	Pearl River	Pearl River	Pearl River	Pearl River
Identifiant Number of station (GRDC)	3649151	4149120	4149121	4149122	4149123
Date of last change	18.1.2011	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	18.1.2011	27.4.2000	13.9.2001	13.9.2001	13.9.2001
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.1	99.9	99.9	99.9	99.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	87.5	98.7	98.7	84.3	98.9
Mean annual depth (mm)	305	526	467	444	444
Mean annual volume (km^3/yr)	2	9	6	4	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	70	284	192	116	33
Totally earliest data available	2006	2015	2015	2015	2015
Totally latest data available	1975	1938	1938	1901	1928
Percentage of missing values (monthly data)		2.2			
Number of Years of monthly data		47			
Monthly data available until		1984			
Monthly data available from		1938			
Percentage of missing values (daily data)	5.7	0	0	14	0
Number of Years of daily data	32	78	78	115	88
Daily data available until	2006	2015	2015	2015	2015
Daily data available from	1975	1938	1938	1901	1928
Altitude (m)		17	48	71	104
Area (x 10^3 km^2)	7	17	13	8	2
Longitude (°)	-47.05	-89.82	-90.09	-90.18	-89.34
Latitude (°)	-14.45	30.79	31.55	32.28	32.8

River	Pechora	Pechora	Pechora	Pechora	Pechora
Identifiant Number of station (GRDC)	6970700	6970701	6970702	6970703	6970704
Date of last change	2.8.2013	8.6.2004	8.6.2004	8.6.2004	8.6.2004
Date of first import	10.8.2000	10.8.2000	15.8.2000	15.8.2000	15.8.2000
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.8	100	97.5	99.6	99.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	50.5	98.5	83.3	92.8	100
Mean annual depth (mm)	459	457	460	497	471
Mean annual volume (km^3/yr)	143	113	94	34	17
Mean annual streamflow (m^3/s)	4538	3596	2992	1064	531
Totally earliest data available	2010	1998	1991	1996	1996
Totally latest data available	1916	1932	1980	1914	1938
Percentage of missing values (monthly data)	49.8	3.7	4.3	4.9	0.3
Number of Years of monthly data	83	67	12	83	59
Monthly data available until	1998	1998	1991	1996	1996
Monthly data available from	1916	1932	1980	1914	1938
Percentage of missing values (daily data)	3.3	2.2			
Number of Years of daily data	31	59			
Daily data available until	2010	1990			
Daily data available from	1980	1932			
Altitude (m)		11			
Area (x 10^3 km²)	312	248	205	68	36
Longitude (°)	52.2	52.1	55.16	57.64	56.2
Latitude (°)	67.6	65.45	65.96	64.28	62.71

River	Pechora	Pechora	Po	Po	Po
Identifiant Number of station (GRDC)	6970705	6970706	6348400	6348500	6348800
Date of last change	8.6.2004	8.6.2004	30.6.1998	30.6.1998	24.3.2004
Date of first import	10.8.2000	15.8.2000	19.2.1992	19.2.1992	19.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.8	99.1	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	97.7	86.4	100	100	98.8
Mean annual depth (mm)	502	540	733	740	681
Mean annual volume (km^3/yr)	5	2	31	41	48
Mean annual streamflow (m^3/s)	153	76	976	1295	1514
Totally earliest data available	1998	1996	1985	1985	1998
Totally latest data available	1913	1975	1924	1965	1918
Percentage of missing values (monthly data)	0.8	4.9	0	0	7.5
Number of Years of monthly data	86	22	56	15	81
Monthly data available until	1998	1996	1979	1979	1998
Monthly data available from	1913	1975	1924	1965	1918
Percentage of missing values (daily data)	0		0	0	0
Number of Years of daily data	10		6	6	6
Daily data available until	1987		1985	1985	1985
Daily data available from	1978		1980	1980	1980
Altitude (m)	119		42	20	8
Area (x 10^3 km^2)	10	4	42	55	70
Longitude (°)	56.85	57.88	9.67	10.55	11.6
Latitude (°)	61.82	61.81	45.02	44.9	44.88

River	Red River	Red River	Red River	Red River	Red River
Identifiant Number of station (GRDC)	4126800	4126801	4126802	4126803	4126804
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	27.4.2000	13.9.2001	13.9.2001	15.7.2002	7.12.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.9	99.9	99.9	99.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	96.4	98.8	75.7	60.9	89.1
Mean annual depth (mm)	158	92	69	19	42
Mean annual volume (km^3/yr)	28	11	8	1	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	874	362	254	32	136
Totally earliest data available	1983	2015	2015	2015	2015
Totally latest data available	1928	1936	1905	1924	1924
Percentage of missing values (monthly data)	1.8			0	
Number of Years of monthly data	56			41	
Monthly data available until	1983			2000	
Monthly data available from	1928			1960	
Percentage of missing values (daily data)	0	0	22.7	38.5	8.3
Number of Years of daily data	56	80	111	92	92
Daily data available until	1983	2015	2015	2015	2015
Daily data available from	1928	1936	1905	1924	1924
Altitude (m)	13	75	116	290	151
Area (x 10^3 km^2)	175	124	115	53	103
Longitude (°)	-92.44	-94.04	-95.5	-98.53	-96.56
Latitude (°)	31.31	33.55	33.88	34.11	33.82

River	Red River	Red River	Red River	Red River	Red River
Identifiant Number of station (GRDC)	4126805	4126806	4113300	4113301	4113302
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015
Date of first import	7.12.2004	7.12.2004	27.4.2000	6.12.2004	6.12.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9	99.5	99.9	99.9	99.8
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.8	94.7	99.1	81.3	96.4
Mean annual depth (mm)	35	-999	39	49	43
Mean annual volume (km^3/yr)	3	18	3	4	2
Mean annual streamflow (m^3/s)	88	556	95	141	76
Totally earliest data available	2015	2015	2015	2015	2015
Totally latest data available	1936	1997	1904	1936	1961
Percentage of missing values (monthly data)			0		
Number of Years of monthly data			97		
Monthly data available until			2000		
Monthly data available from			1904		
Percentage of missing values (daily data)	0	0	0.3	13.6	0.8
Number of Years of daily data	80	19	112	80	55
Daily data available until	2015	2015	2015	2015	2015
Daily data available from	1936	1997	1904	1936	1961
Altitude (m)	191		237	230	252
Area (x 10^3 km²)	80		78	90	56
Longitude (°)	-97.16	-93.86	-97.03	-97.15	-96.84
Latitude (°)	33.73	33.08	47.93	48.57	47.35

River	Red River	Red River	Red River	Red River	Red River
Identifiant Number of station (GRDC)	4113303	4113304	4113305	4213680	4213681
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	23.11.2015	23.11.2015
Date of first import	6.12.2004	6.12.2004	6.12.2004	28.5.1999	29.1.2004
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9	99.8	99.7	100	99.6
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.3	95.1	98.6	99	95.7
Mean annual depth (mm)	42	81	65	38	28
Mean annual volume (km^3/yr)	1	1	1	4	8
Mean annual streamflow (m^3/s)	23	29	21	125	251
Totally earliest data available	2015	2015	2014	2013	2008
Totally latest data available	1901	1975	1942	1912	1962
Percentage of missing values (monthly data)				0	
Number of Years of monthly data				84	
Monthly data available until				1995	
Monthly data available from				1912	
Percentage of missing values (daily data)	0.3	1.2	0.5	0	2.4
Number of Years of daily data	115	41	73	102	47
Daily data available until	2015	2015	2014	2013	2008
Daily data available from	1901	1975	1942	1912	1962
Altitude (m)	263	267	287	230	
Area (x 10^3 km²)	18	11	10	104	278
Longitude (°)	-96.78	-96.8	-96.59	-97.21	-96.93
Latitude (°)	46.86	46.66	46.27	49.01	50.11

River	Red River	Red River	Rhone	Rhone	Rhone
Identifiant Number of station (GRDC)	4213682	4213683	6939050	6139100	6939200
Date of last change	23.11.2015	23.11.2015	15.5.2013	24.3.2004	15.5.2013
Date of first import	29.1.2004	29.1.2004	19.2.1992	19.2.1992	13.4.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)		99.7	100	99.8	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	0	96.4	100	98.8	100
Mean annual depth (mm)	-999	53	1038	564	1081
Mean annual volume (km^3/yr)	-999	6	11	54	6
Mean annual streamflow (m^3/s)	0	193	340	1709	180
Totally earliest data available	2013	2013	2011	1999	2011
Totally latest data available	1967	1958	1904	1920	1905
Percentage of missing values (monthly data)			0	0	0
Number of Years of monthly data			18	80	33
Monthly data available until			1982	1999	1993
Monthly data available from			1965	1920	1961
Percentage of missing values (daily data)	91.7	1.3	0	10.5	0
Number of Years of daily data	47	56	108	19	107
Daily data available until	2013	2013	2011	1979	2011
Daily data available from	1967	1958	1904	1961	1905
Altitude (m)			389	3	429
Area (x 10^3 km²)	122	115	10	96	5
Longitude (°)	-97.14	-97.18	5.97	4.67	6.89
Latitude (°)	49.79	49.55	46.15	43.92	46.35

River	Rhone	Rhone	Rhone	Rhone	Rhone
Identifiant Number of station (GRDC)	6139390	6139391	6139400	6939500	6939501
Date of last change	19.2.1992	22.8.2012	19.2.1992	15.5.2013	15.5.2013
Date of first import	19.2.1992	10.8.2012	19.2.1992	16.1.1992	7.8.2012
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	85.7	100	100
Mean annual depth (mm)	657	930	633	1111	2219
Mean annual volume (km^3/yr)	33	14	32	4	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	1047	454	1025	132	3
Totally earliest data available	1972	1992	1979	2011	2011
Totally latest data available	1900	1920	1973	1941	1956
Percentage of missing values (monthly data)	0		14.3	0	
Number of Years of monthly data	73		7	5	
Monthly data available until	1972		1979	1982	
Monthly data available from	1900		1973	1978	
Percentage of missing values (daily data)		0		0	0
Number of Years of daily data		73		71	56
Daily data available until		1992		2011	2011
Daily data available from		1920		1941	1956
Altitude (m)	154	198	148	509	1811
Area (x 10^3 km^2)	50	15	51	4	0
Longitude (°)	4.83	5.4	4.8	7.09	8.36
Latitude (°)	45.75	45.86	45.58	46.13	46.56

River	Paraiba Del Sol	Paraiba Del Sol	Paraiba Del Sol
Identifiant Number of station (GRDC)	3650880	3650881	3650885
Date of last change	4.6.1996	21.1.2011	21.1.2011
Date of first import	21.8.1992	9.10.1996	9.10.1996
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.2	98.8	98.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	96.8	100	86.2
Mean annual depth (mm)	15	32	47
Mean annual volume (km^3/yr)	0	0	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	6	5	28
Totally earliest data available	1952	2008	1997
Totally latest data available	1922	1973	1969
Percentage of missing values (monthly data)	0.8	0	10.1
Number of Years of monthly data	31	13	28
Monthly data available until	1952	1985	1997
Monthly data available from	1922	1973	1970
Percentage of missing values (daily data)	0.9	1.3	6.4
Number of Years of daily data	31	36	29
Daily data available until	1952	2008	1997
Daily data available from	1922	1973	1969
Altitude (m)	370	493	18
Area (x 10^3 km²)	12	5	19
Longitude (°)	-36.13	-36.5	-35.05
Latitude (°)	-7.48	-7.73	-7.13

River	Parana	Parana	Parana	Parana	Parana
Identifiant Number of station (GRDC)	3662100	3663100	3264500	3265300	3265600
Date of last change	22.10.1996	18.2.1992	22.10.1996	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	22.10.1996	18.2.1992	22.10.1996	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	97.9	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	60	98.3	83.7	97.5	66.7
Mean annual depth (mm)	397	338	388	265	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	189	271	379	516	361
Mean annual streamflow (m^3/s)	6001	8596	12002	16358	11435
Totally earliest data available	1992	1979	1986	1983	1980
Totally latest data available	1963	1920	1901	1904	1975
Percentage of missing values (monthly data)	20.1	0	8.7	0	0
Number of Years of monthly data	30	60	86	80	6
Monthly data available until	1992	1979	1986	1983	1980
Monthly data available from	1963	1920	1901	1904	1975
Percentage of missing values (daily data)					
Number of Years of daily data					
Daily data available until					
Daily data available from					
Altitude (m)	251	218	800	60	
Area (x 10^3 km^2)	477	802	975	1950	
Longitude (°)	-51.63	-54.25	-55.88	-58.85	-60.33
Latitude (°)	-20.87	-24.07	-27.37	-27.97	-31.57

River	Parana	Parana	Parana	Sao Francisco
Identifiant Number of station (GRDC)	3265601	3265810	3265815	3651800
Date of last change	24.3.2004	18.2.1992	18.2.1992	14.10.1996
Date of first import	24.3.2004	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.9	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	97.8	66.7	66.7	95.5
Mean annual depth (mm)	203	-999	-999	168
Mean annual volume (km^3/yr)	475	513	39	86
Mean annual streamflow (m^3/s)	15071	16275	1246	2720
Totally earliest data available	1994	1980	1980	1994
Totally latest data available	1905	1975	1975	1929
Percentage of missing values (monthly data)	0.1	0	0	1.6
Number of Years of monthly data	90	6	6	66
Monthly data available until	1994	1980	1980	1994
Monthly data available from	1905	1975	1975	1929
Percentage of missing values (daily data)				
Number of Years of daily data				
Daily data available until				
Daily data available from				
Altitude (m)				
Area (x 10^3 km²)	2346			511
Longitude (°)	-60.71	-59.58	-59.55	-40.52
Latitude (°)	-32.67	-29.48	-29.48	-9.42

River	Sao Francisco	Sao Francisco	Sao Francisco
Identifiant Number of station (GRDC)	3651805	3651806	3651807
Date of last change	24.1.2011	24.1.2011	24.1.2011
Date of first import	14.10.1996	14.10.1996	14.10.1996
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.4	98.9	99.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	92.4	98.6	97
Mean annual depth (mm)	316	249	245
Mean annual volume (km^3/yr)	64	68	84
Mean annual streamflow (m^3/s)	2026	2142	2678
Totally earliest data available	2010	2010	2010
Totally latest data available	1932	1940	1945
Percentage of missing values (monthly data)	12.2	0	7.7
Number of Years of monthly data	50	8	40
Monthly data available until	1981	1985	1984
Monthly data available from	1932	1978	1945
Percentage of missing values (daily data)	4.1	1	0.2
Number of Years of daily data	79	71	57
Daily data available until	2010	2010	2010
Daily data available from	1932	1940	1954
Altitude (m)	474	420	399
Area (x 10^3 km^2)	202	271	345
Longitude (°)	-43.93	-43.44	-43.28
Latitude (°)	-14.76	-13.26	-11.56

River	Sao Francisco	Senegal	Senegal	Senegal	Senegal
Identifiant Number of station (GRDC)	3651900	1812100	1112100	1812300	1112300
Date of last change	24.3.2004	28.2.1992	26.6.1992	28.2.1992	26.6.1992
Date of first import	18.2.1992	28.2.1992	29.1.1992	28.2.1992	29.1.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	90.3	84.7	97.5	97.2	58.1
Mean annual depth (mm)	144	81	95	105	125
Mean annual volume (km^3/yr)	89	22	15	24	16
Mean annual streamflow (m^3/s)	2835	691	475	764	503
Totally earliest data available	1999	1974	1990	1974	1990
Totally latest data available	1938	1903	1951	1903	1905
Percentage of missing values (monthly data)	8.1	8.7	0	0	35
Number of Years of monthly data	62	72	40	72	86
Monthly data available until	1999	1974	1990	1974	1990
Monthly data available from	1938	1903	1951	1903	1905
Percentage of missing values (daily data)			70		70
Number of Years of daily data			10		10
Daily data available until			1990		1990
Daily data available from			1981		1981
Altitude (m)	40		20		69
Area (x 10^3 km^2)	623	268	157	230	127
Longitude (°)	-36.98	-15.5	-11.28	-13.25	-11.13
Latitude (°)	-9.98	16.52	14.45	15.65	13.83

River	Senegal	Tana	Tana	Tana	Tana
Identifiant Number of station (GRDC)	1812500	1789300	6730500	6730501	6830510
Date of last change	30.12.1993	18.2.1992	6.11.2001	8.6.2009	15.6.2015
Date of first import	16.1.1992	18.2.1992	27.7.1999	2.8.2007	14.3.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	96.7	100	99.7	99.9	99.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	50	100	96.7	96.9	100
Mean annual depth (mm)	108	116	374	374	496
Mean annual volume (km^3/yr)	24	5	5	5	1
Mean annual streamflow (m^3/s)	749	155	168	168	24
Totally earliest data available	1989	1975	2000	2007	2013
Totally latest data available	1904	1934	1911	1911	1959
Percentage of missing values (monthly data)	18.8	0	1.9		0
Number of Years of monthly data	86	42	76		34
Monthly data available until	1989	1975	1987		1992
Monthly data available from	1904	1934	1912		1959
Percentage of missing values (daily data)	50.7		1.6	1.5	0.3
Number of Years of daily data	11		90	97	55
Daily data available until	1989		2000	2007	2013
Daily data available from	1979		1911	1911	1959
Altitude (m)	11	137		20	80
Area (x 10^3 km^2)	218	42	14	14	2
Longitude (°)	-12.45	39.7	28.05	28.02	27
Latitude (°)	14.9	-0.45	70.07	70.07	69.78

River	Tana	Tana	Vistula	Vistula	Vistula
Identifiant Number of station (GRDC)	6830511	6830512	6458010	6458450	6458500
Date of last change	15.6.2015	15.6.2015	12.9.1996	12.9.1996	12.9.1996
Date of first import	12.11.2002	15.6.2015	20.2.1992	20.2.1992	19.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.8	99.8	100	99.7
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	98.9	100	88.6
Mean annual depth (mm)	396	359	169	327	209
Mean annual volume (km^3/yr)	4	1	33	8	18
Mean annual streamflow (m^3/s)	136	36	1042	248	561
Totally earliest data available	2013	2013	1994	1990	1990
Totally latest data available	1959	1975	1900	1921	1921
Percentage of missing values (monthly data)	0		0	0	11.5
Number of Years of monthly data	9		95	70	70
Monthly data available until	2001		1994	1990	1990
Monthly data available from	1993		1900	1921	1921
Percentage of missing values (daily data)	0	0.1			
Number of Years of daily data	55	39			
Daily data available until	2013	2013			
Daily data available from	1959	1975			
Altitude (m)	69	130	3	159	76
Area (x 10^3 km^2)	11	3	194	24	85
Longitude (°)	27.03	25.84	18.8	21.07	21.03
Latitude (°)	69.91	69.4	54.1	50.3	52.25

River	Volga	Volga	Volga	Volga	Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	6975010	6975050	6975080	6977100	1531700
Date of last change	28.10.2003	3.12.1999	20.2.1992	2.8.2013	24.3.2004
Date of first import	28.10.2003	15.1.1992	20.2.1992	20.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.8	99.8	100	99.6
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	97.9	98.9	84.8	91.8
Mean annual depth (mm)	209	262	230	188	87
Mean annual volume (km^3/yr)	31	2	5	256	34
Mean annual streamflow (m^3/s)	996	76	154	8115	1089
Totally earliest data available	1991	1987	1985	2010	1984
Totally latest data available	1950	1891	1891	1879	1936
Percentage of missing values (monthly data)		1.5	0.4	17.9	3.2
Number of Years of monthly data		97	95	106	49
Monthly data available until		1987	1985	1984	1984
Monthly data available from		1891	1891	1879	1936
Percentage of missing values (daily data)	0	0		2	
Number of Years of daily data	42	10		49	
Daily data available until	1991	1987		2010	
Daily data available from	1950	1978		1962	
Altitude (m)		109	137		5
Area (x 10^3 km^2)	150	9	21	1360	394
Longitude (°)	38.72	33.84	34.93	44.59	0.1
Latitude (°)	58.18	56.67	56.51	48.8	6.2

River	Red Volta	Red Volta	Red Volta	Red Volta	White Nile
Identifiant Number of station (GRDC)	1931535	1931565	1531650	1931695	1673100
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	25.9.2007	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	18.2.1992	10.1.1992	28.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	98.1	98.6	99.1	98.1	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	56.3	100	36	69.2	100
Mean annual depth (mm)	12	17	61	21	18
Mean annual volume (km^3/yr)	0	0	1	0	28
Mean annual streamflow (m^3/s)	0	2	22	5	897
Totally earliest data available	1985	1986	2007	1990	1982
Totally latest data available	1970	1975	1958	1965	1973
Percentage of missing values (monthly data)	29.7	1.4	0	22.6	0
Number of Years of monthly data	16	12	17	26	10
Monthly data available until	1985	1986	1974	1990	1982
Monthly data available from	1970	1975	1958	1965	1973
Percentage of missing values (daily data)		1.7	88.6		
Number of Years of daily data		7	33		
Daily data available until		1983	2007		
Daily data available from		1977	1975		
Altitude (m)	297	270	184	254	
Area (x 10^3 km^2)	1	5	12	8	1588
Longitude (°)	-2.02	-1.6	-0.62	-1.18	32.55
Latitude (°)	12.2	11.78	10.87	11.43	15.6

River	White Nile	White Nile	White Nile	White Nile	White Nile
Identifiant Number of station (GRDC)	1673150	1673500	1673600	1673650	1673800
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	100	98.6	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	100	60	80
Mean annual depth (mm)	-999	-999	27	-999	-999
Mean annual volume (km^3/yr)	28	32	30	10	24
Mean annual streamflow (m^3/s)	878	1014	939	327	774
Totally earliest data available	1982	1982	1982	1982	1982
Totally latest data available	1973	1973	1912	1973	1973
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	0	24.8	11.7
Number of Years of monthly data	10	10	71	10	10
Monthly data available until	1982	1982	1982	1982	1982
Monthly data available from	1973	1973	1912	1973	1973
Percentage of missing values (daily data)					
Number of Years of daily data					
Daily data available until					
Daily data available from					
Altitude (m)			375		
Area (x 10^3 km²)			1080		
Longitude (°)	32.5	32.2	31.62	31.12	31.6
Latitude (°)	15.23	10.43	9.58	9.46	6.07

River	White Nile	White Volta	White Volta	White Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	1673900	1931420	1531450	1531550
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	25.9.2007	25.9.2007
Date of first import	18.2.1992	18.2.1992	28.2.1992	28.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	98.9	99.2
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	100	100	85.5	54.4
Mean annual depth (mm)	74	16	83	59
Mean annual volume (km^3/yr)	33	0	8	4
Mean annual streamflow (m^3/s)	1050	1	244	119
Totally earliest data available	1982	1986	2007	2007
Totally latest data available	1912	1983	1953	1951
Percentage of missing values (monthly data)	0	0	0	0
Number of Years of monthly data	71	4	22	24
Monthly data available until	1982	1986	1974	1974
Monthly data available from	1912	1983	1953	1951
Percentage of missing values (daily data)			10.8	57.5
Number of Years of daily data			33	33
Daily data available until			2007	2007
Daily data available from			1975	1975
Altitude (m)			96	123
Area (x 10^3 km^2)	450	2	93	63
Longitude (°)	31.77	-2.07	-1.08	-0.85
Latitude (°)	5.2	13.6	9.7	10.58

River	White Volta	White Volta	White Volta	White Volta
Identifiant Number of station (GRDC)	1931580	1531600	1931710	1931725
Date of last change	18.2.1992	25.9.2007	18.2.1992	18.2.1992
Date of first import	10.1.1992	28.2.1992	18.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	98.9	98.1	97.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	80	35.7	90	72.7
Mean annual depth (mm)	8	53	8	11
Mean annual volume (km^3/yr)	0	2	0	0
Mean annual streamflow (m^3/s)	3	70	4	7
Totally earliest data available	1982	2007	1985	1987
Totally latest data available	1973	1966	1976	1955
Percentage of missing values (monthly data)	4.4	0	5.8	27.4
Number of Years of monthly data	10	9	10	33
Monthly data available until	1982	1974	1985	1987
Monthly data available from	1973	1966	1976	1955
Percentage of missing values (daily data)	1.2	69.4		
Number of Years of daily data	6	33		
Daily data available until	1982	2007		
Daily data available from	1977	1975		
Altitude (m)	280	170		
Area (x 10^3 km²)	10	42	17	21
Longitude (°)	-1.55	-0.4	-1.15	-1.08
Latitude (°)	13	10.98	12.75	12.38

River	White Volta	White Volta	White Volta	Yangzi Jiang
Identifiant Number of station (GRDC)	1931770	1931785	1931790	2181600
Date of last change	18.2.1992	18.2.1992	28.2.1992	21.12.1994
Date of first import	18.2.1992	10.1.1992	28.2.1992	18.2.1992
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	97.1	99.2	95.3	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	77.3	75.9	94.1	97.3
Mean annual depth (mm)	23	29	34	444
Mean annual volume (km^3/yr)	1	1	1	448
Mean annual streamflow (m^3/s)	22	31	36	14217
Totally earliest data available	1985	1984	1990	1986
Totally latest data available	1964	1956	1974	1877
Percentage of missing values (monthly data)	18.3	16.8	6.4	0.9
Number of Years of monthly data	22	29	17	110
Monthly data available until	1985	1984	1990	1986
Monthly data available from	1964	1956	1974	1877
Percentage of missing values (daily data)		11.8		
Number of Years of daily data		1		
Daily data available until		1977		
Daily data available from		1977		
Altitude (m)			210	
Area (x 10^3 km²)	30	33	33	1010
Longitude (°)	-0.75	-0.7	-0.33	111.23
Latitude (°)	11.77	11.35	11.25	30.66

River	Yangzi Jiang	Yangzi Jiang	Yellow	Yukon	Yukon
Identifiant Number of station (GRDC)	2181800	2181900	4149510	4103200	4203200
Date of last change	21.12.1994	7.6.2005	25.11.2015	25.11.2015	23.11.2015
Date of first import	25.6.1992	18.2.1992	27.4.2000	7.11.1995	19.5.1999
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	99.8	99.7	100	98.9
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.4	57.8	94.9	80.5	86.1
Mean annual depth (mm)	494	528	633	246	267
Mean annual volume (km^3/yr)	735	900	1	205	70
Mean annual streamflow (m^3/s)	23303	28535	32	6498	2232
Totally earliest data available	1986	2004	2015	2015	1980
Totally latest data available	1865	1922	1938	1975	1945
Percentage of missing values (monthly data)	1.2	25.4		17.3	10.3
Number of Years of monthly data	122	67		27	36
Monthly data available until	1986	1988		2001	1980
Monthly data available from	1865	1922		1975	1945
Percentage of missing values (daily data)		0	3.7	11.6	10.1
Number of Years of daily data		1	78	41	36
Daily data available until		2004	2015	2015	1980
Daily data available from		2004	1938	1975	1945
Altitude (m)	29	19	14	6	310
Area (x 10^3 km^2)	1488	1705	2	831	264
Longitude (°)	114.28	117.62	-86.63	-162.88	-139.43
Latitude (°)	30.58	30.77	30.75	61.93	64.07

River	Yukon	Yukon	Yukon	Yukon	Yukon
Identifiant Number of station (GRDC)	4203201	4203202	4203250	4103300	4203400
Date of last change	23.11.2015	23.11.2015	23.11.2015	25.11.2015	23.11.2015
Date of first import	25.10.2000	25.10.2000	7.11.1995	20.2.1992	19.5.1999
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	97.6	99.4	100	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	90.3	70	91.2	81.8	95.6
Mean annual depth (mm)	262	285	252	257	293
Mean annual volume (km^3/yr)	77	71	38	197	24
Mean annual streamflow (m^3/s)	2445	2266	1196	6240	761
Totally earliest data available	2013	1965	2012	1966	1995
Totally latest data available	1983	1956	1956	1956	1951
Percentage of missing values (monthly data)	0	4.8	0	0	1.3
Number of Years of monthly data	10	10	7	11	45
Monthly data available until	1992	1965	1993	1966	1995
Monthly data available from	1983	1956	1987	1956	1951
Percentage of missing values (daily data)	1.6	4.8	3.8	0	1
Number of Years of daily data	31	10	57	11	45
Daily data available until	2013	1965	2012	1966	1995
Daily data available from	1983	1956	1956	1956	1951
Altitude (m)				30	530
Area (x 10^3 km²)	294	251	150	767	82
Longitude (°)	-141.2	-139.42	-139.49	-158.72	-136.27
Latitude (°)	64.79	63.31	63.08	64.33	62.1

River	Yukon	Yukon	Yukon	Yukon	Yukon
Identifiant Number of station (GRDC)	4103450	4103520	4103550	4103800	4203900
Date of last change	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	25.11.2015	23.11.2015
Date of first import	20.2.1992	7.11.1995	7.11.1995	27.4.2000	7.11.1995
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	100	99.6	99.7	99.4
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	89.7	78.6	97.5	98.5	95.2
Mean annual depth (mm)	211	220	214	258	334
Mean annual volume (km^3/yr)	142	114	109	76	10
Mean annual streamflow (m^3/s)	4489	3605	3446	2404	327
Totally earliest data available	1984	1967	2015	2015	1994
Totally latest data available	1956	1954	1976	1950	1953
Percentage of missing values (monthly data)	4.4	3.2	0	0	2.8
Number of Years of monthly data	29	14	26	52	42
Monthly data available until	1984	1967	2001	2001	1994
Monthly data available from	1956	1954	1976	1950	1953
Percentage of missing values (daily data)	0	4.9	0.3	0.1	2.6
Number of Years of daily data	23	14	40	66	42
Daily data available until	1978	1967	2015	2015	1994
Daily data available from	1956	1954	1976	1950	1953
Altitude (m)	46	91	73	259	
Area (x 10^3 km^2)	671	516	508	294	31
Longitude (°)	-155.49	-150.17	-149.72	-141.2	-135.19
Latitude (°)	64.74	65.51	65.88	64.79	61.43

River	Yukon	Zambezi	Zambezi	Zambezi	Zambezi
Identifiant Number of station (GRDC)	4203901	1591001	1591002	1591003	1291100
Date of last change	23.11.2015	28.4.2006	20.9.2011	28.4.2006	12.5.2015
Date of first import	25.10.2000	28.4.2006	28.4.2006	28.4.2006	7.8.2007
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	100	97.3	96.6	93.9	100
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	98.6	89.7	76.4	39.3	82.2
Mean annual depth (mm)	395	108	118	509	113
Mean annual volume (km^3/yr)	8	31	24	0	38
Mean annual streamflow (m^3/s)	243	975	776	12	1218
Totally earliest data available	2013	2004	2004	2004	2014
Totally latest data available	1943	1947	1950	1977	1942
Percentage of missing values (monthly data)	0				
Number of Years of monthly data	51				
Monthly data available until	1993				
Monthly data available from	1943				
Percentage of missing values (daily data)	0.3	8.4	12.4	34.8	14
Number of Years of daily data	71	58	55	28	73
Daily data available until	2013	2004	2004	2004	2014
Daily data available from	1943	1947	1950	1977	1942
Altitude (m)					940
Area (x 10^3 km^2)	19	285	207	1	340
Longitude (°)	-135.04	23.25	23.23	24.25	24.3
Latitude (°)	60.71	-16.12	-14.38	-11.13	-17.48

River	Zambezi	Moulouya
Identifiant Number of station (GRDC)	1891500	(UNESCO)
Date of last change	19.9.2011	
Date of first import	18.2.1992	
% months in P1 * Number of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (minimum 75 % are considered)	99.7	
P1 : % of years used for calculation of Mean annual streamflow, Mean annual volume and Mean annual depth (only years with > 9 months, i.e. > 75 % of monthly data are considered)	93.5	
Mean annual depth (mm)	84	
Mean annual volume (km^3/yr)	79	
Mean annual streamflow (m^3/s)	2495	20.5
Totally earliest data available	1990	1988
Totally latest data available	1960	1957
Percentage of missing values (monthly data)	0	1.56
Number of Years of monthly data	4	384
Monthly data available until	1979	1988
Monthly data available from	1976	1957
Percentage of missing values (daily data)	0.4	
Number of Years of daily data	31	
Daily data available until	1990	
Daily data available from	1960	
Altitude (m)	117	325
Area (x 10^3 km²)	940	24.42
Longitude (°)	33.59	-3.32
Latitude (°)	-16.15	34.24

Annexe J : Scripts de traitements des particules en suspension proche-côtières (Base de données GlobCoast)

Initialisation données GlobCoast

```
GLOBCOAT_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM\';  % à
changer

fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR
'TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

idx=hdfread(sds_infoPos);

idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

n=size(idx,2);

% durée

yy=2002:2012;

ny=size(yy,2);    % 9 années complètes de 2003 à 2011

% Init delta: création structure

[num,txt,raw] = xlsread('coordonnees_deltas_ID_façon2.xlsx');

nd=size(num,1);

for id=1:nd

    latmin=num(id,4);

    latmax=num(id,3);

    lonmin=num(id,6);

    lonmax=num(id,5);

    ii=find(lat>latmin &lat<latmax &lon>lonmin &lon<lonmax);

    nidx=size(ii,2);

    delta(id).name=char(txt(id+1,2));

    delta(id).latmin=latmin;

    delta(id).latmax=latmax;

    delta(id).lonmin=lonmin;
```

```
    delta(id).lonmax=lonmax;
    delta(id).idx=ii;
    delta(id).lat=lat(ii);
    delta(id).lon=lon(ii);
    delta(id).spm_mens=zeros(ny,12,nidx);
end
% boucle sur les fichiers mensuels GlobCoast
for iy=1:ny
    num2str(yy(iy),'%4.4d ')
    for mm=1:12
        if((yy(iy) == 2002 & mm<4) |(yy(iy)==2012 & mm>4))
            continue
        end
        num2str(mm,'%2.2d ')
        fich=[num2str(yy(iy),'%4.4d') '\MER_RR___1PRACR' num2str(yy(iy),'%4.4d'),
num2str(mm,'%2.2d') '_LOG_SPM.polymer_l3.hdf']
        fileinfo=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'DATA\' fich]);
        sds_info = fileinfo.SDS(1);
        spm=hdfread(sds_info);

        % boucles sur les deltas
        for id=1:nd
            delta(id).spm_mens(iy,mm,:)=spm(delta(id).idx);
        end
    end
end
```

```
save 'delta.mat' delta
```

Extraction des deltas

```
GLOBCOAST_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM';  % à
changer

[num,txt,raw] = xlsread('coordonnees_deltas_ID_façon2.xlsx');

nd=size(num,1);

% fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAST_DIR
'\TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

% sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

% idx=hdfread(sds_infoPos);

% idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

yy=2003:2011;

ny=size(yy,2);

spm_moy=zeros(1,ny);

smp_std=zeros(1,ny);

DELTAS_DIR=[GLOBCOAST_DIR  '\deltas_mens\'];

for i=1:nd

    [DELTAS_DIR txt(i+1,2)]

    latmin=num(i,4);

    latmax=num(i,3);

    lonmin=num(i,6);

    lonmax=num(i,5);

    delta(i).latmin=latmin;

    delta(i).latmax=latmax;

    delta(i).lonmin=lonmin;

    delta(i).lonmax=lonmax;

    ii=find(lat>latmin &lat<latmax &lon>lonmin &lon<lonmax);
```

```
    for j=1:ny
        spm=spm_an(j,:);
        jj=find(spm(ii) > 0);
        kk=ii(jj);
        v=[lat(kk);lon(kk);spm(kk)];
        spm_moy(j)=mean(spm(kk));
        smp_std(j)=std(spm(kk));
        dd=char(txt(i+1,2));

    end
    fich=[DELTAS_DIR dd '_' num2str(yy(j)) '_res2.txt'];
    fid=fopen(fich,'w');
    v=[spm_moy;smp_std];
    fprintf(fid, '%f %f\n',v);
    fclose(fid);
end
```

Extraction des moyennes mensuelles sur chaque delta

```
% extraction des moyennes mensuelles sur chaque delta
% chargement des moyennes globales (load 'GC_MensMoy.mat')
% tableau spm_mens
nd=size(delta,2);
yy=2002:2012;
ny=size(yy,2);
for id=1:nd
    delta(id).spm_MoyMens=spm_mens(:,delta(id).idx);
end
```

Deltas

```
GLOBCOAST_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM\';  %

[num,txt,raw] = xlsread('coordonnees_deltas_ID_façon2.xlsx');

nd=size(num,1);

% fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAST_DIR
'\TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

% sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

% idx=hdfread(sds_infoPos);

% idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

yy=2003:2011;

ny=size(yy,2);

DELTAS_DIR=[GLOBCOAST_DIR  '\deltas\'];

for i=1:nd

    [DELTAS_DIR txt(i+1,2)]

    latmin=num(i,4);

    latmax=num(i,3);

    lonmin=num(i,6);

    lonmax=num(i,5);


    ii=find(lat>latmin &lat<latmax &lon>lonmin &lon<lonmax);

    for j=1:ny

        spm=spm_an(j,:);

        jj=find(spm(ii) > 0);

        kk=ii(jj);

        v=[lat(kk);lon(kk);spm(kk)];
```

```
        dd=char(txt(i+1,2));
        fich=[DELTAS_DIR dd '_' num2str(yy(j)) '.txt'];
        fileID=fopen(fich,'w');
        fprintf(fileID, '%f %f %f\n',v);
        fclose(fileID);
    end
end
```

Moyennes mensuelles

```
GLOBCOAT_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM\';  % à changer

fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

idx=hdfread(sds_infoPos);

idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

n=size(idx,2);

msk_mens=zeros(12,n);

spm_mens=zeros(12,n);

for yy=2002:2012; % 2002:2012;

    num2str(yy,'%4.4d ')

    for mm=1:12

        if((yy == 2002 & mm<4) |(yy==2012 & mm>4))

            continue

        end

        num2str(mm,'%2.2d ')

        fich=[num2str(yy,'%4.4d') '\MER_RR___1PRACR' num2str(yy,'%4.4d'), num2str(mm,'%2.2d') '_LOG_SPM.polymer_l3.hdf'];

        fileinfo=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'DATA\' fich]);

        sds_info = fileinfo.SDS(1);

        spm=hdfread(sds_info);

        msk=(spm>= 0);

        msk_mens(mm,:)=msk_mens(mm,:)+msk;

        spm_mens(mm,:)=spm_mens(mm,:)+msk.*spm;
```

```
    end
end
spm_mens=spm_mens./msk_mens;
save 'GC_MensMoy.mat' -v7.3
```

Moyennes annuelles : extraction

```
GLOBCOAT_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM\';  % à changer

fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

idx=hdfread(sds_infoPos);

idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

n=size(idx,2);

spm_an=zeros(ny,n);

yy=2003:2011;

ny=size(yy,2);    % 9 années complètes de 2003 à 2011

for iy=1:ny;

    msk_an=zeros(1,n);

    num2str(yy(iy),'%4.4d ')

    for mm=1:12

        num2str(mm,'%2.2d ')

        fich=[num2str(yy(iy),'%4.4d') '\MER_RR___1PRACR' num2str(yy(iy),'%4.4d'), num2str(mm,'%2.2d') '_LOG_SPM.polymer_l3.hdf'];

        fileinfo=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'DATA\' fich]);

        sds_info = fileinfo.SDS(1);

        spm=hdfread(sds_info);

        msk=(spm> 0);

        msk_an=msk_an+msk;

        spm_an(iy,:)=spm_an(iy,:)+msk.*spm;

    end
```

```
    spm_an(iy,:)=spm_an(iy,:)./msk_an;
end
save 'GC_MensMoy.mat' -v7.3
```

Tendance d'évolution

```
GLOBCOAT_DIR='C:\Users\Manon\Documents\THESE\GLOBCOAST\SPM\';  % à changer

fileinfo=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'DATA\2012\MER_RR__1PRACR201201_LOG_SPM.polymer_l3.hdf']);

sds_info = fileinfo.SDS(1);

spm=hdfread(sds_info);

fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR '\TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

idx=hdfread(sds_infoPos);

idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

n=size(idx,2);


% plot(lon,lat,'.')

% latmin=42.5; % Rhone

% latmax=44.5;

% lonmin=3.5;

% lonmax=6;

latmin=7; % mekong

latmax=11;

lonmin=103;

lonmax=108;

% latmin=14; % Irrawady

% latmax=18;

% lonmin=94;
```

```
% lonmax=98;
ii=find(lat>latmin & lat<latmax & lon>lonmin & lon<lonmax);
% plot(lon(ii),lat(ii),'.')
N=16;
cmap=colormap(jet(N));
jj=find(spm(ii) > 0);
kk=ii(jj);
spm_min=min(spm(ii));
spm_max=max(spm(ii));
xq=linspace(lonmin,lonmax,500);
yq=linspace(latmin,latmax,400);
X=ones(500,1)*yq;
Y=xq'*ones(1,400);
v=spm(kk)';
lo=lon(kk)';
la=lat(kk)';
[xq,yq] = meshgrid(lonmin:.01:lonmax,latmin:0.01:latmax);
spmq=griddata(lo,la,v,xq,yq,'nearest');
surfc(spmq)
view([0 90])
ne=size(kk,2);
kcolor=zeros(1,ne);
kcolor=ceil(((spm_max-spm(kk))/spm_max)*(N-1))+1;
plot(lon(kk),lat(kk),'.','color',cmap(kcolor,:))
,'Color',cmap()
v=[lat(kk);lon(kk);spm(kk)];
```

```
fid=fopen('spmIrrawady.txt','w');

fprintf(fid, '%f %f %f\n',v);

fclose(fid)
```

Lecture

```
GLOBCOAT_DIR='Y:\Projets\Deltas\SPM_Globcoast\';  % à changer

fileinfoPos=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR
'TOOLS\GLOBCOAST_LUTS\coastmask_index_sinusoidale.hdf']);

sds_infoPos = fileinfoPos.SDS(1);

idx=hdfread(sds_infoPos);

idx=double(idx);

[lat,lon] = idx2latlon(idx);

n=size(idx,2);

yy=2002:2012;

ny=size(yy,2);    % 9 années complètes de 2003 à 2011

spm_an=zeros(ny,12,n);

for iy=1:ny;

    num2str(yy(iy),'%4.4d ')

    for mm=1:12

        num2str(mm,'%2.2d ')

        fich=[num2str(yy(iy),'%4.4d') '\MER_RR___1PRACR' num2str(yy(iy),'%4.4d'),
num2str(mm,'%2.2d') '_LOG_SPM.polymer_l3.hdf'];

        fileinfo=hdfinfo([GLOBCOAT_DIR 'DATA\' fich]);

        spm(iy,mm,:)=hdfread(sds_info);

    end

end

% save 'GC_MensMoy.mat' -v7.3
```

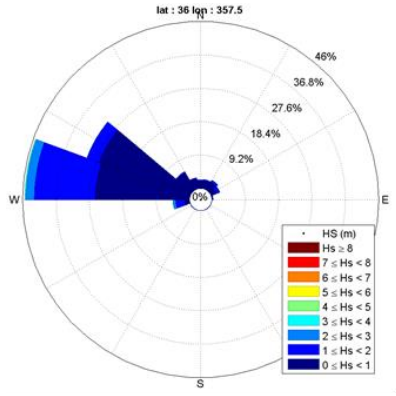
Visualisation moyennes mensuelles

```
function visu_SPMMensMoy(delta,nc)
% visu_SPM(delta,mm,yy,nc)
% delta: struct delta
% mm: indice du moins de 1 à 12
% yy: indice de l'année: de 1 à 11 correspondant à 2002-2012
lat=delta(1).lat;
lon=delta(1).lon;
month=['Jan';'Feb';'Mar';'Apr';'May';'Jun';'Jul';'Aug';'Sep';'Oct';'Nov';'Dec'];
clf
spm_max=max(delta(1).spm_MoyMens(:));
spm_max=1000;
for mm=1:12
    subplot(4,3,mm)
    spm=delta(1).spm_MoyMens(mm,:);
    cmap=colormap(jet(nc));
    sz=4;
    ic=squeeze(ceil(log10(spm)/log10(spm_max)*nc));
    scatter(lon,lat,sz,ic,'filled')
    title(month(mm,:))
    axis equal
end
colorbar('southoutside','Position',[0.2 0.05 0.6 0.05'],...
    'Ticks',[-4 0 4 8 12],'TickLabels',[0.1 1 10 100 1000])
print('-djpeg',[delta.name '_SPM_Month.jpg'])
end
```

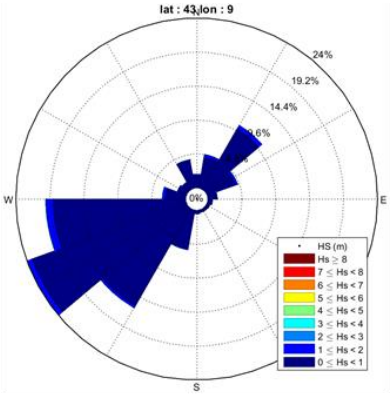
Visualisation moyennes annuelles

```
function visu_SPM(delta,mm,yy,nc)
% visu_SPM(delta,mm,yy,nc)
% delta: struct delta
% mm: indice du moins de 1 à 12
% yy: indice de l'année: de 1 à 11 correspondant à 2002-2012
lat=delta(1).lat;
lon=delta(1).lon;
spm=delta(1).spm_mens(yy,mm,:);
ii=find(spm > 0);
cmap=colormap(jet(nc));
sz=20;
ic=squeeze(ceil(spm(ii)/max(spm(ii))*nc));
scatter(lon(ii),lat(ii),sz,ic,'filled')
end
```

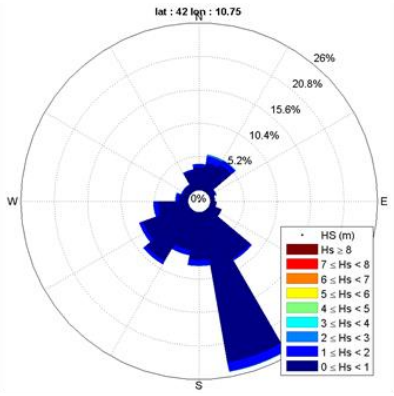
Annexe K : Rose des houles des régions proche-côtières des deltas étudiés
(Base de données ERA-40)



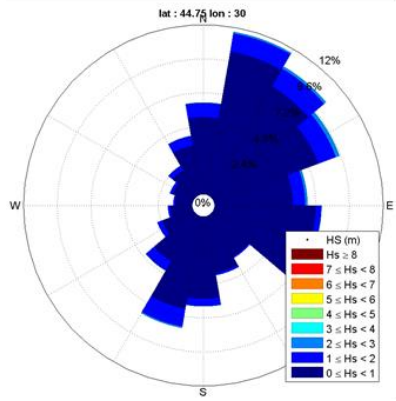
Moulouya



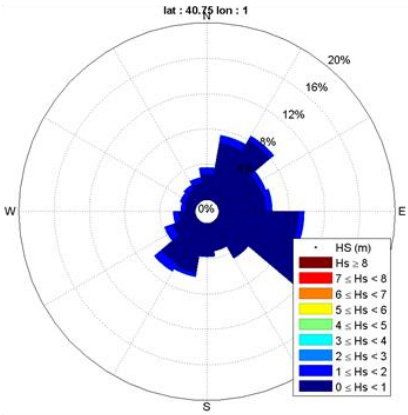
Arno



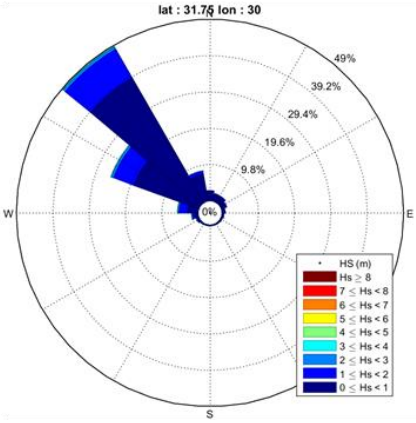
Ombrone



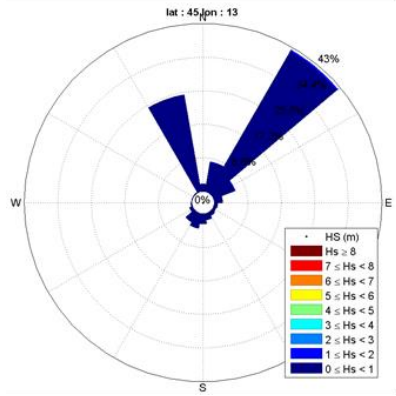
Danube



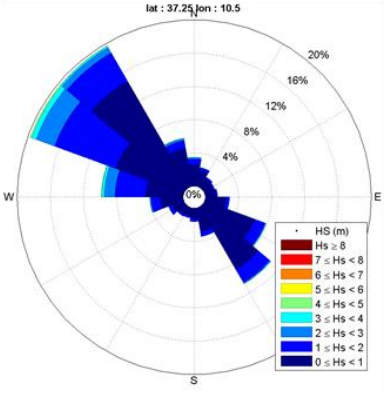
Ebro



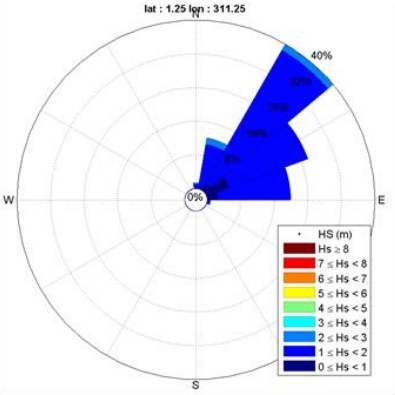
Nile



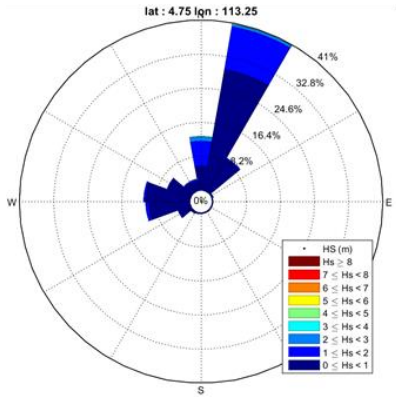
Po



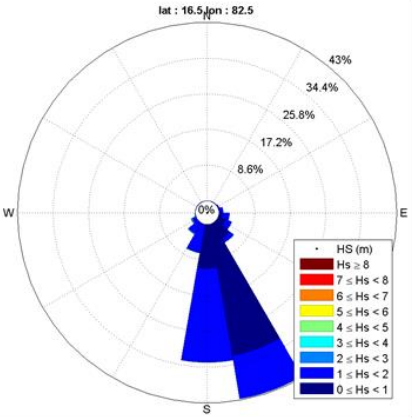
Medjerda



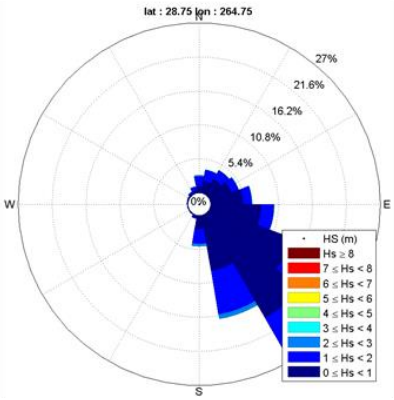
Amazon



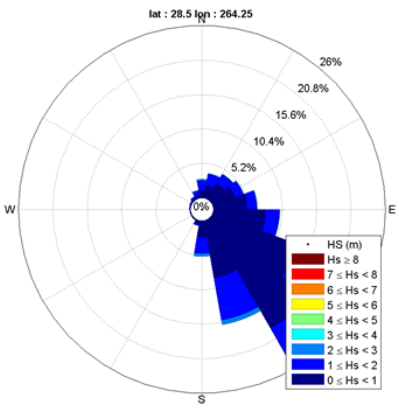
Baram



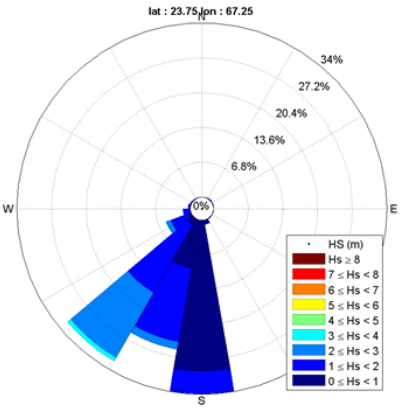
Godavari



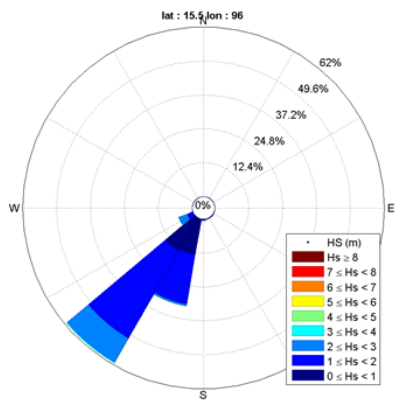
Brazos



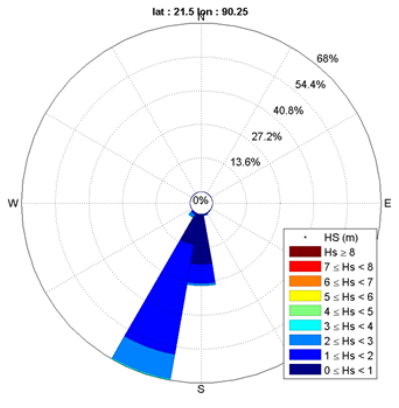
Colorado (Tx)



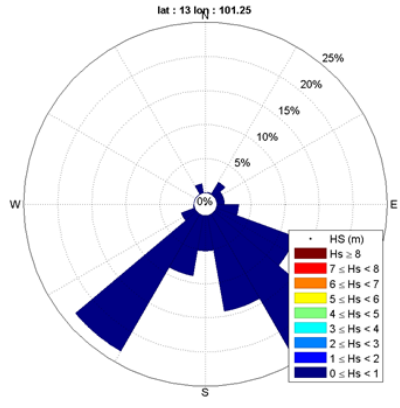
Indus



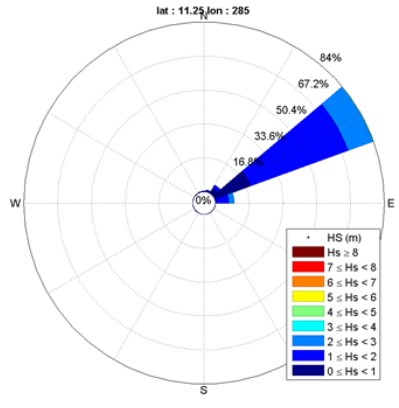
Aycyarwady



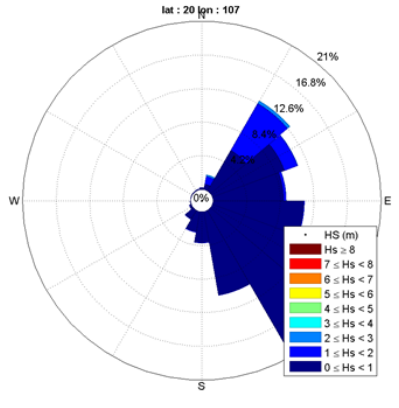
Ganges-Brahmaputra



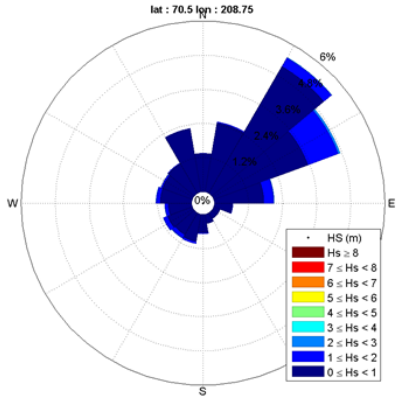
Chao Phraya



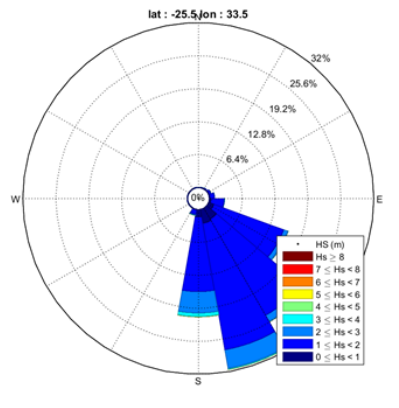
Magdalena



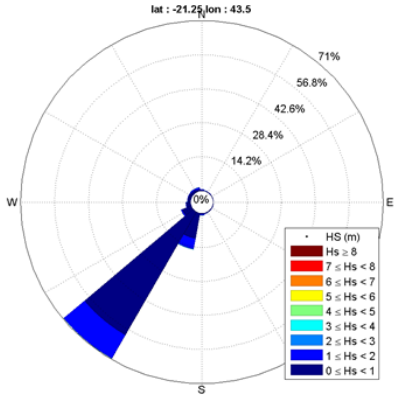
Song Hong



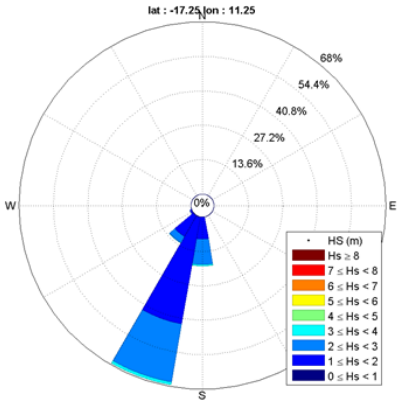
Colville



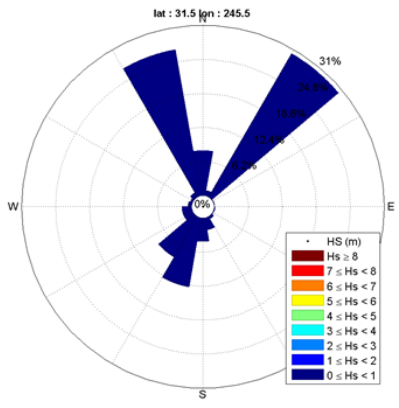
Limpopo



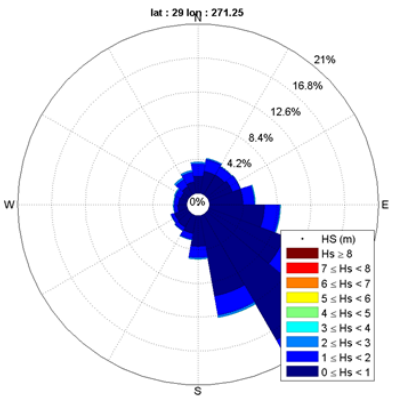
Mangoky



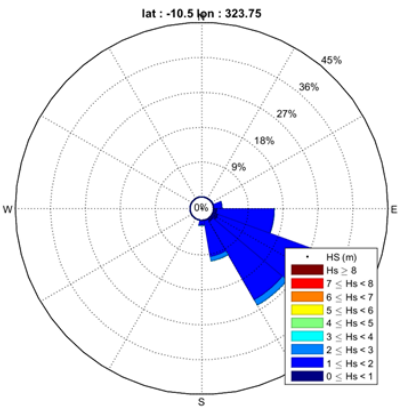
Cunene



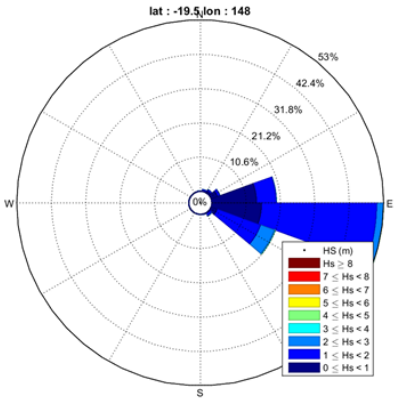
Colorado (Mx)



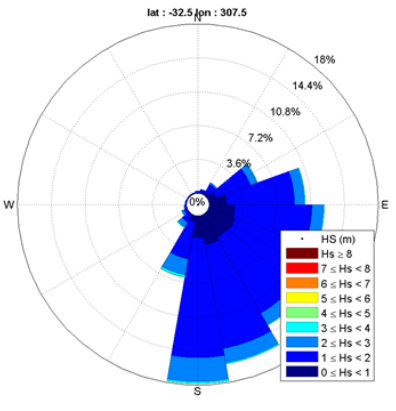
Mississippi



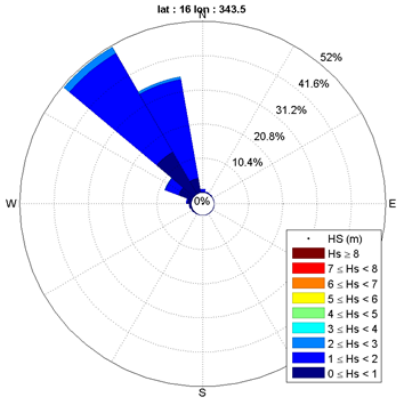
Sao Francisco



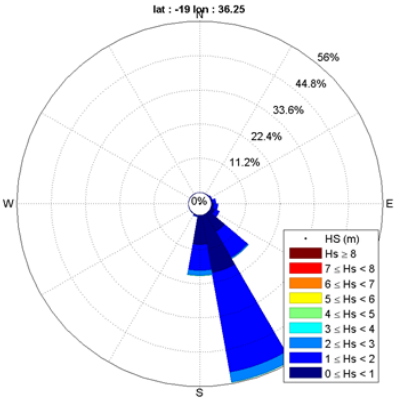
Burdekin



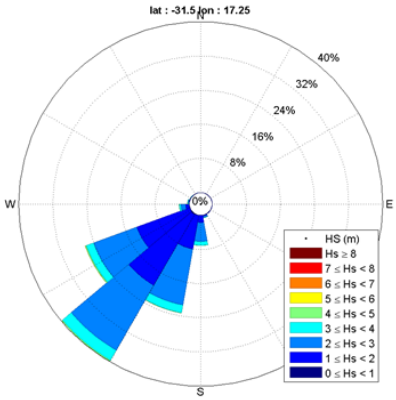
Parana



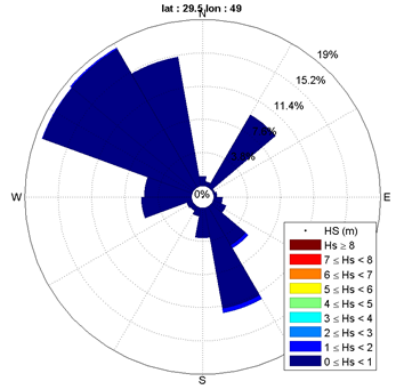
Senegal



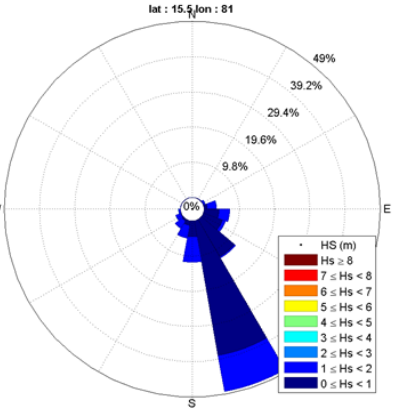
Zambezi



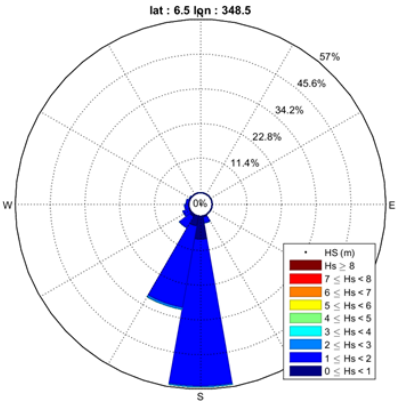
Orange



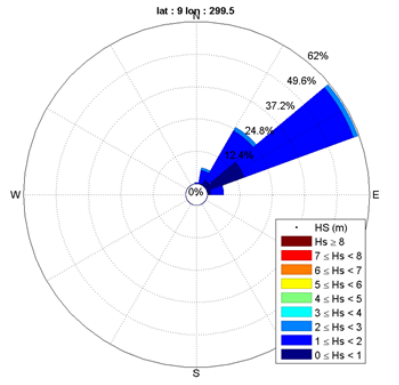
Shatt el Arab



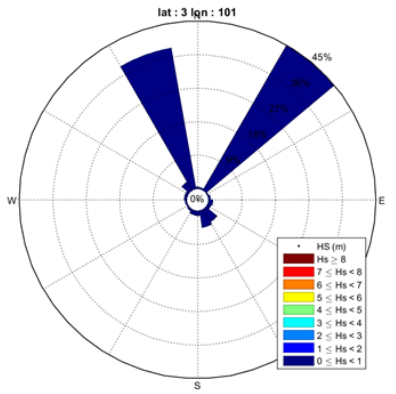
Krishna



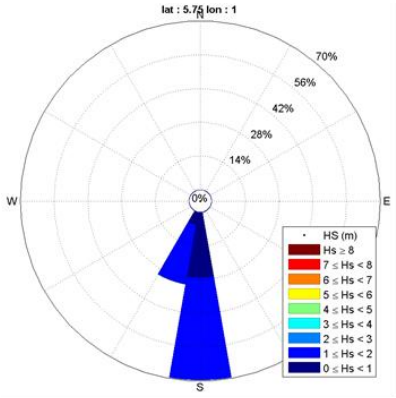
Moa



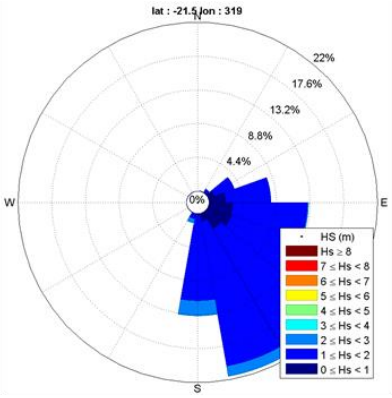
Orinoco



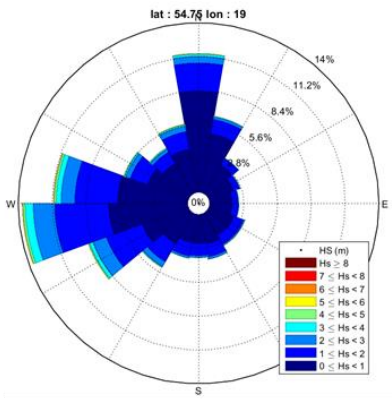
Klang



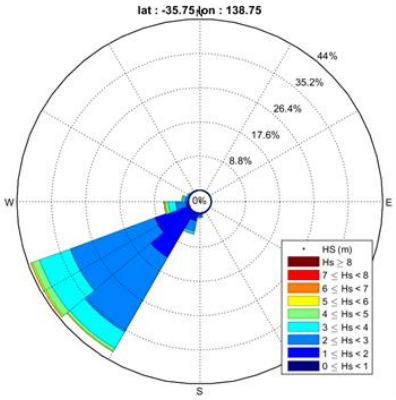
Volta



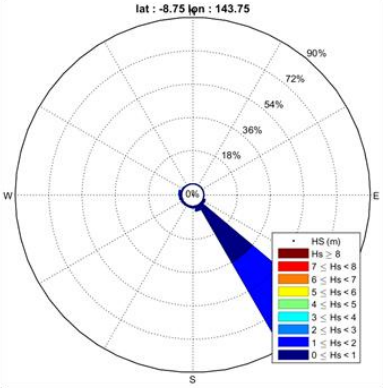
Paraiba do Sol



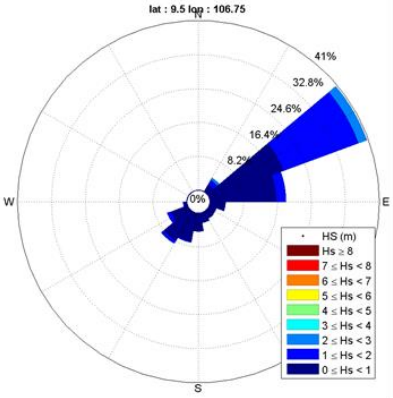
Vistula



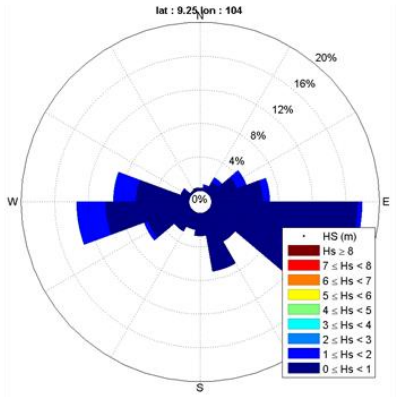
Murray



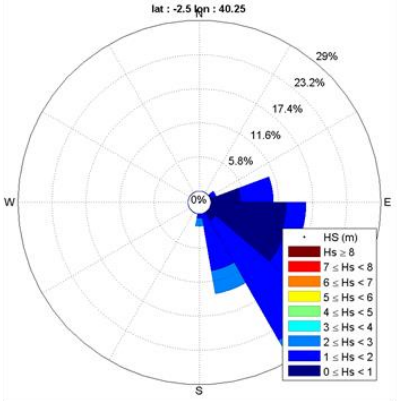
Fly



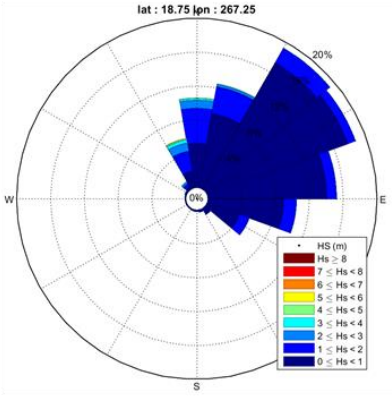
Mekong (East coast)



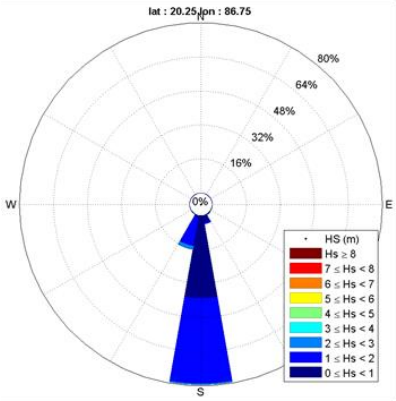
Mekong (West coast)



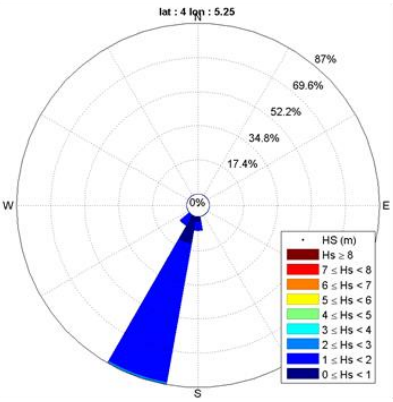
Tana



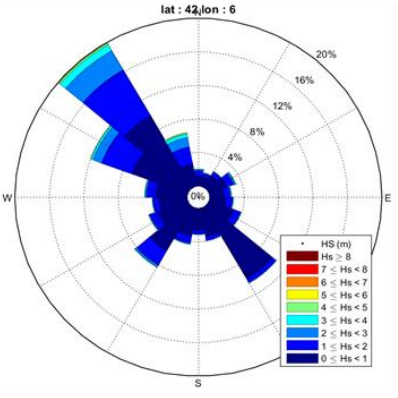
Grijalva



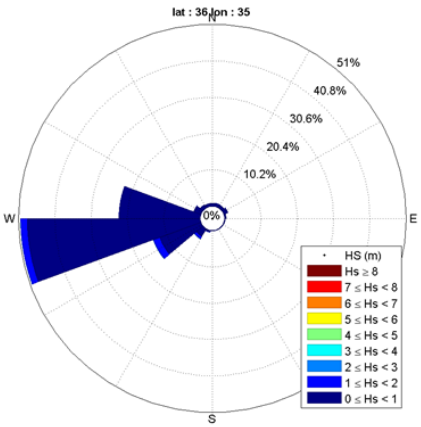
Mahanadi



Niger



Rhone

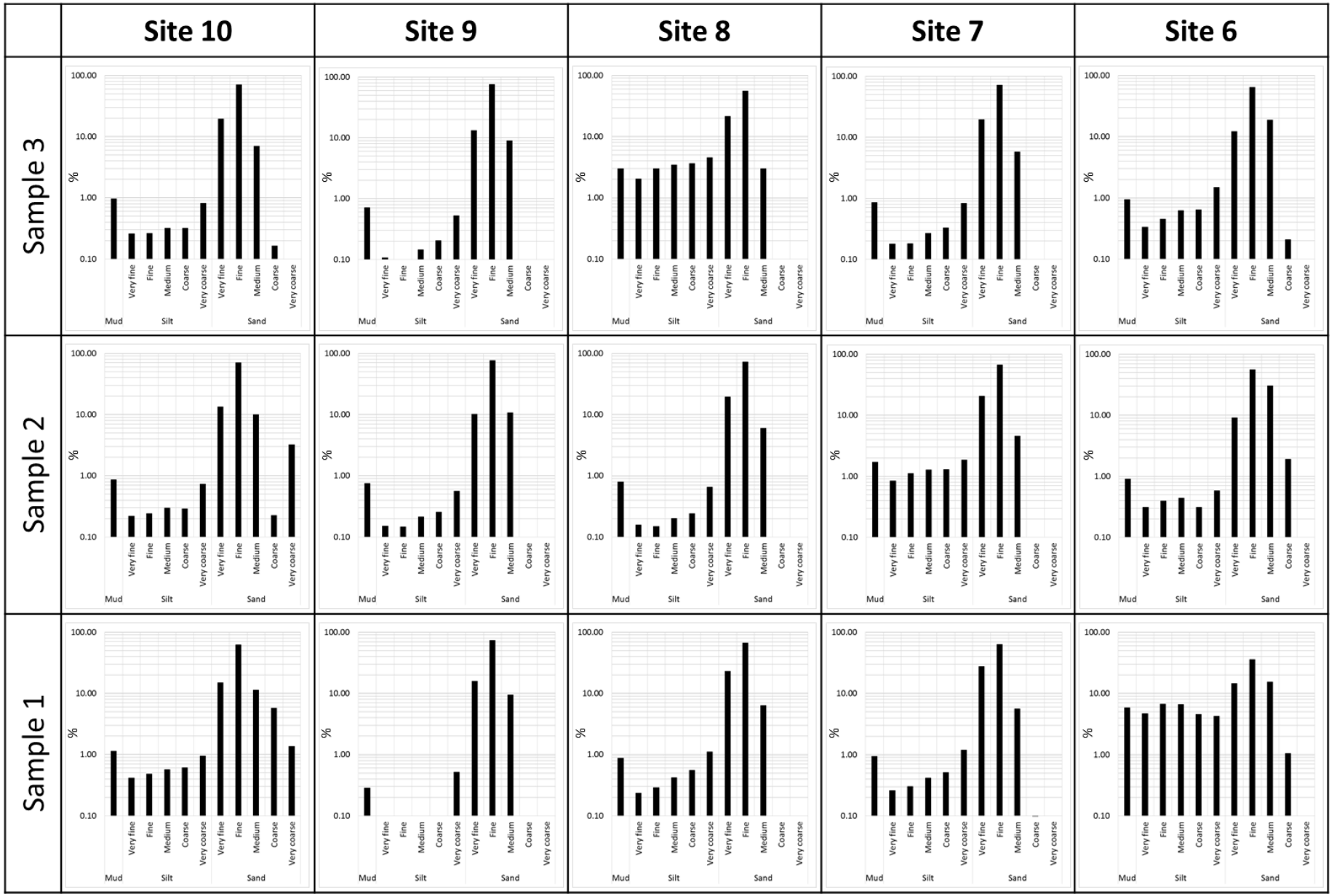


Ceyhan-Seyhan

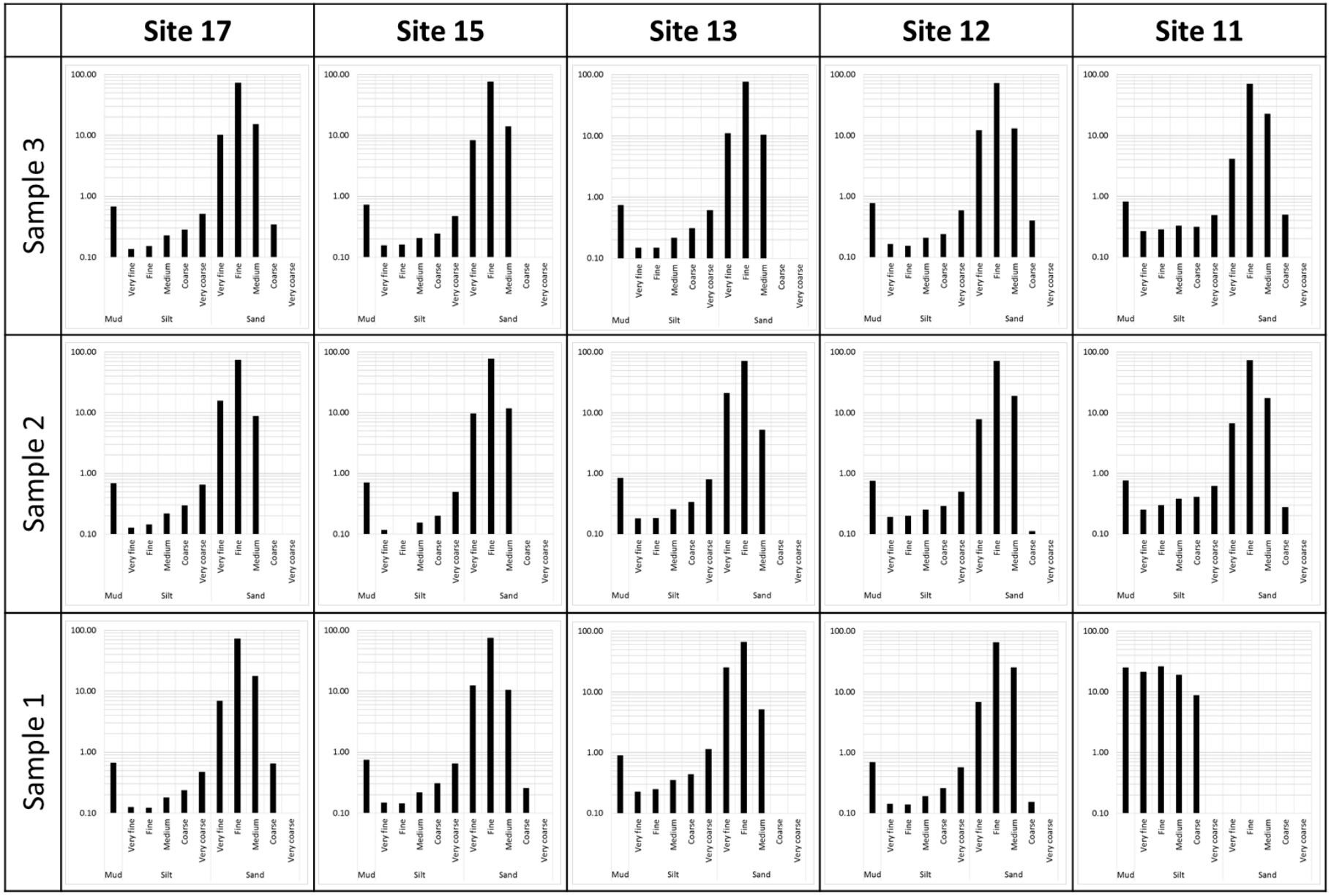
Annexe L : Détail des données granulométriques collectées sur le terrain sur les plages du delta de l'Ayeyarwady (Novembre 2016)

Localisation des échantillons sur un profil de plage

Echantillons granulométriques des sites 6 à 10



Echantillons granulométriques des sites 11 à 17



Annexe M : Besset, M., Anthony, E.J., Brunier, G., Dussouillez, P., 2016. Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014). *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 22, 2, 5-14.

revue en ligne : http://geomorphologie.revues.org/

GÉOMORPHOLOGIE : RELIEF, PROCESSUS, ENVIRONNEMENT

vol. 22, n° 2 (2016), p. 5-14
Mise en ligne le 04 mai 2016 sur Revues.org
URL : http://geomorphologie.revues.org/11336
DOI:10.4000/geomorphologie.11336

© 2016 GFG Editions - Tous droits réservés

http://edytem.univ-savoie.fr/gfg/

Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014)

Evolution du littoral du delta du fleuve Mékong le long de la partie sud de la Mer de Chine méridionale à partir d'une analyse d'images satellites (1973-2014)

Manon Besset*[a], Edward J. Anthony[b], Guillaume Brunier[a], Philippe Dussouillez[a]

[a] CEREGE UM 34 – Europôle de l'Arbois – Aix-Marseille Université – Aix-en-Provence, France.
[b] CEREGE UM 34 – Europôle de l'Arbois – Aix-Marseille Université, IUF – Aix-en-Provence, France.

ABSTRACT

The Mekong River delta is the world's third largest delta, consequence of a favourable morphosedimentary setting, high sediment supply and rapid growth during the Holocene. Analysis of Landsat satellite images from 1973 to 2014 shows that nearly 70% of the 160km - long South China Sea shoreline of the delta has strongly eroded. This trend represents a reversal of the massive, long-term Holocene progradation that characterized this part of the delta. Erosion and land loss along the South China Sea coast are not related to lobe switching, but more likely to decreasing river sediment supply and variations in patterns of sediment storage in the delta that appear to be due to human-induced modifications. These include fluvial sediment trapping by dams, enhanced subsidence due to massive groundwater abstraction, and riverbed aggregate extractions. Shoreline erosion is further exacerbated by the replacement of protective mangroves by shrimp farms. This erosion constitutes an additional hazard to the future integrity of a mega-delta already considered particularly vulnerable to subsidence, and to future large-capacity dams.

Keywords: Mekong delta, South China Sea, coastal erosion, mangroves, satellite images.

RÉSUMÉ

Le delta du Mékong est le troisième plus grand delta du monde, conséquence d'un contexte morphosédimentaire favorable d'apport en sédiments élevé et d'une croissance rapide au cours de l'Holocène. L'analyse des images satellites Landsat sur la période 1973-2014 montre que près de 70% des 160 km de linéaire côtier du delta de la Mer de Chine Méridionale ont été en forte érosion. Ces résultats indiquent qu'à une tendance progradante sur le long terme s'est désormais substituée une évolution régressive du trait de côte au cours des dernières décennies dans cette partie du delta. Cette érosion n'est pas liée à l'abandon de lobe deltaïque, mais plus probablement à la diminution des apports fluviaux en sédiments et à des variations dans le stockage sédimentaire dans le delta qui semblent être liées à des modifications induites par l'Homme. Ces modifications concernent notamment le piégeage de sédiments fluviaux par des barrages, l'exacerbation de la subsidence liée à des abstractions massives d'eau, et des extractions de granulats sur les lits des chenaux deltaïques. L'érosion est par ailleurs aggravée par le remplacement des mangroves protectrices par des élevages de crevettes. Cette érosion constitue un danger supplémentaire pour l'intégrité future d'un méga-delta déjà considéré comme particulièrement vulnérable à la subsidence, et à de futurs barrages de grande capacité.

Mots clés : *delta du Mékong, Mer de Chine Méridionale, érosion côtière, mangroves, images satellites.*

INFORMATION SUR L'ARTICLE
Reçu le 29 juin 2015
Reçu sous sa forme révisée le 19 décembre 2015
Définitivement accepté le 21 janvier 2016

*Auteur correspondant. Tél : +33 4 42 97 17 91
Courriels :
besset@cerege.fr (M. Besset)
anthony@cerege.fr (E. Anthony)
gbrunier@cerege.fr (G. Brunier)
dussouillez@cerege.fr (P. Dussouillez)

1. Introduction

The Mekong River delta (fig. 1) is considered as the third largest delta in the world, with an area estimated at nearly 100,000 km² (Coleman and Huh, 2004). With 18 million inhabitants, the Mekong delta is subjected to intensive agricultural exploitation with paddy fields, fruit trees, as well as shrimp and fish farms, representing respectively 60 %, 70 % and 60 % of the total Vietnamese production (Mekong River Commission, 2010). The Mekong delta is commonly described as Southeast Asia's rice bowl. It is linked to a river with a length of 4,750 km and a drainage basin of about 832,000 km² (Milliman and Ren, 1995). The estimated mean liquid discharge of the Mekong is about 14,500m3/s (Mekong River Commission, 2010). The annual hydrological regime is seasonal with an Indian Monsoon flood season (May-October) during which fluvial sediment is delivered to the delta and the coast. Estimates of the mean annual sediment load of the Mekong at Kratie, Cambodia, just upstream of the delta (fig. 1), vary from 50 to 160Mt (Walling, 2008; Milliman and Farnsworth, 2011; Lu et al., 2014). The Indian Monsoon season also corresponds to one of low energy waves from the southwest (fig. 1) that generate weak longshore currents towards the northeast. During this season, the high mud output from the Mekong is essentially stored in the nearshore area of the delta distributary mouths (Wolanski et al., 1998; Unverricht et al., 2013). The pattern contrasts sharply with the shorter low-flow dry season which is characterized by strong waves generated by the northeast Pacific Monsoon winds (fig. 1). Active alongshore transfer of sediments southwestwards from the mouths is assured by these energetic trade-wind waves and by wind-forced

and tidal currents. The tidal range decreases from about 3 m at spring tides along the South China Sea coast to less than 1 m in the Gulf of Thailand, which is also relatively sheltered from the higher-energy Pacific Monsoon waves.

The Mekong delta grew rapidly to form a 700-km-long coastline in the South China Sea from 5.3 to 3.5 ka cal BP at rates of up to 16m/yr of seaward progradation (Ta et al., 2002). With increasing exposure to ocean waves this rate dropped to less than 10 m/yr at the mouths. This rate remained high, however, up to 26m/yr, in the muddy Ca Maù sector in the southwest (Ta et al., 2002). This difference in rates is responsible for the skewed morphology of the delta towards the southwest (fig. 1). This difference is also reflected in a grain size gradient, from predominantly sandy at the mouths, where the growth pattern became increasingly dominated by sandy beach ridges (Tamura et al., 2012), to a predominantly muddy western sector characterized in the past by mangrove vegetation.

The Mekong delta is increasingly subject to the adverse impacts of a number of human activities that have been commonly described in river deltas (Syvitski, 2008; Evans, 2012; Anthony, 2013), notably upstream river damming, riverbed aggregate extractions, and water abstraction. The potential political and ecological impacts of hydropower dams in the Mekong has been of the object of various studies (e.g., Grumbine and Xu, 2012; Yong and Grundy-Warr, 2012; Ziv et al., 2012). Loisel et al. (2014) have suggested that an annual decrease in suspended sediment concentrations off the delta of about 5 % a year from 2003 to 2012 was very likely related to dam impoundment of sediment. Loisel et al. (2014) showed that this 5 % annual decrease in suspended sediment concentrations exiting at the mouths of the Mekong was neither due to changes in wave conditions nor river liquid discharge, both of which remained relatively stable over the period 1997-2012.

Riverbed mining has also been practised on an increasingly larger scale over the last decade, driven by strong development pressures, especially in Cambodia and Vietnam (Bravard et al., 2013). Brunier et al. (2014) documented a net cumulative deficit of 200.106 m3 for two delta distributary channels from a 10-year comparison of bed volume changes, and attributed these losses to massive channel-bedload mining. The elevation of the surface of the delta has also been significantly affected by water extraction, considered as responsible for generating accelerated subsidence. Forestry and aquaculture activities have also been extensively developed to the detriment of vegetation, composed of Melaleuca and mangrove forests, the two main species being Rhizophora apiculata rather inland, and Avicennia Alba near the sea (Phan and Hoang, 1993). Finally, erosion of the delta shoreline has been highlighted recently in academic studies (Boateng, 2012; Phan et al., 2015) and in newspaper reports (Viêt Nam News, 2014).

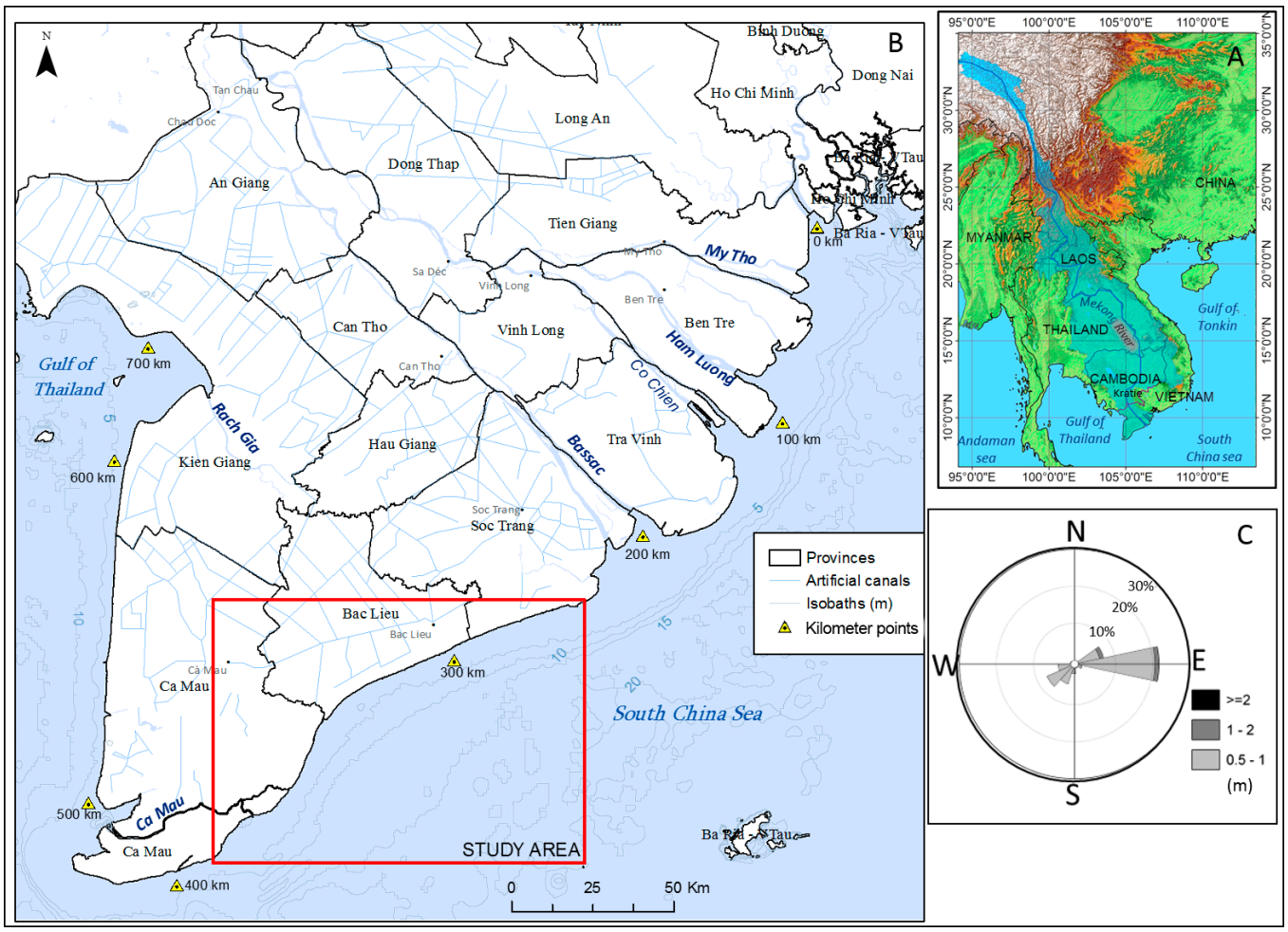


Fig. 1 – Study area.

A. Catchment area of the Mekong River. B. The Mekong River delta in Vietnam. The delta and part of its network of canals and dykes, and inset showing the six river basin countries. C. The wave rose for the South China Sea (Wavewatch III data from National Center for Environmental Prediction (NCEP): http://polar.ncep.noaa.gov/waves/download.shtml).

Fig. 1 – Secteur d'étude.

A. Bassin versant du Fleuve Mékong. B. Le delta du Mékong au Vietnam. Le delta et une partie de son réseau de canaux et digues, et une figure montrant les six pays du bassin versant. C. Rose des houles pour la Mer de Chine Méridionale (données Wavewatch III du National Center for Environmental Prediction (NCEP): http://polar.ncep.noaa.gov/waves/download.shtml).

Anthony et al. (2013) showed from an analysis of SPOT 5 satellite images spanning the period 2003-2011 that erosion is particularly perceptible southwest of the river mouths, while Besset et al. (2015) demonstrated that the erosion of the Mekong delta is largely explained by high retreat rates of the coast along the South China Sea sector downdrift of the mouths. This part of the shoreline is dominated by muddy sediments and intertidal seafront vegetation essentially consisting of mangroves. These conditions are different in the still prograding sector of the mouths of the river where the sandy sediments are reworked into beach ridges capped by aeolian dunes (Tamura et al., 2012). In this paper, we specifically focus on erosion of the muddy South China Sea shoreline of the delta (fig. 1). The erosion of this part of the delta represents a significant reversal of the massive progradational trend that accompanied much of the deltaic growth in the course of the Holocene. This erosion threatens the integrity of the delta, and will increasingly exacerbate its vulnerability. Using long-term (1973-2014) sets of satellite images, we analyse the pattern of erosion of this part of the delta's shoreline and the possible causes of this erosion.

2. Methodology

In order to track recent deltaic shoreline changes along the South China Sea coast south of the mouths of the Mekong, Landsat images of 1973 and 2014, acquired from the United States Geological Survey, were used. The image resolution is 60m for the earliest L1-5 MSS (1973) images and 30m for the most recent L8 OLI-TIRS (2014) images (tab. 1). The images were selected in order to avoid as much as possible clouds and high tide. Images selected were only those of winter (dry season/lowest river discharge). All images were rectified from the result of the USGS referencing in the Global Geodesic system WGS 1984 to Universal Transverse Mercator (UTM zone 48N). The picture readjustment was made using the SPOT5 images of 2003 and 2011 (resolution 2.5 m) for base georeferencing (tab. 1). The shoreline was digitized for each image using as a reference the external limit of vegetation.

Following this, cross-shore shoreline mobility was statistically analysed using the ArcMap extension module Digital Shoreline Analysis System (DSAS), version 4.3, coupled with ArcGIS® v10.2.2 (Thieler et al., 2009). The mangrove fringe was adopted as a good 'shoreline' marker, verified from extensive field reconnaissance in 2011 and 2012. We calculated every 100 m alongshore the shore-

Tab. 1 – Technical characteristics of the 1973 and 2014 satellite images and the computed uncertainties.

Tab. 1 – Caractéristiques techniques des images satellites de 1973 et 2014 ainsi que les marges d'erreur calculées.

Year	Sensor		ID_number	Source	Date	Resolution	Bands	Georeferencement file	Root Mean Square Error (in m)	Transformation	RMSE average	$di=\sqrt{(Resolution^2+RMS^2)}$ (in m)	E (in m/yr)
1973	L1-5 MSS (Multispectral Scanner)	LM113	40531973002AAA04	USGS	02/01/1973	60m	4-7	WGS 84 UTM Polar Stereographic for the continent of Antartica	51,54	WGS 84 UTM zone 48N	66,81	89,80	2,31
			40531973003AAA04		01/03/1973				16,57				
			40531973128AAA05		08/05/1973				92,55				
			50531973039FAK03		02/08/1973				34,96				
			40531973218GDS03		06/08/1973				181,50				
			40531973020FAK05		20/01/1973				90,55				
			40541973020FAK05		20/01/1973				0				
2014	L8 OLI-TIRS	LC812	50542013085LGN01		13/03/2013	30 m (100m Thermal, 15m panchromatic)	1-10		0		4,20	30,29	
			50532013085LGN01		26/03/2013				0				
			50542013178LGN01		27/03/2013				0				
			60532013121LGN01		01/05/2013				0				
			60542013121LGN01		01/05/2013				0				
			0532013146LGN00		26/05/2013				0				
			0532013179LGN01		27/06/2013				17,57				
			0542013290LGN00		17/10/2013				0				
			0532013290LGN00		17/10/2013				0				
			0532013322LGN00		18/11/2013				41,27				
			60532013329LGN00		25/11/2013				0				
			60532013361LGN00		27/12/2013				0				
			60542014028LGN00		14/01/2014				0				
			60532014012LGN00		01/12/2014				0				

normal distance of the vegetation line to a base line for the two sets of dates. This distance, chosen as a compromise between quality of the interpretation and total length of analysed shoreline (160 km) was then divided by the time in years between two dates to generate a shoreline change rate, the End Point Rate (EPR) in DSAS 4.3, expressed inm/yr.

$$EPR = \frac{d_1 - d_0}{t_1 - t_0} \quad [1] \quad \text{(Dolan et al., 1991)}$$

We then defined the annual error (E) of shoreline change rate from the following equation (Hapke et al., 2006):

$$E = \frac{\sqrt{d_1^2 + d_1^2}}{T} \quad [2]$$

where d1 and d2 are the uncertainty estimates for the successive sets of images and T is the time in years between image sets. The obtained exact error band of 2.31m/yr between 1973 and 2014 was further increased to ± 5 m/yr, which we consider as an extremely cautious error range (tab. 1).

Coastal area variations (km²) representing land losses or gains associated with changes in shoreline position were calculated from 1 km-alongshore segments between two successive image dates by dividing area variation by the time in years between dates. The error (Ea) expressed in km²/yr was calculated using a method similar to that of shoreline change rate for each 1 km segment based on the following equation (Hapke et al., 2006):

$$Ea = \frac{\sqrt{ShaE_{1973}^2 + ShaE_{2014}^2}}{T} \quad [3]$$

where $ShaE_{1973}$ and $ShaE_{2014}$ (km²) are the mean shoreline area error estimates for the successive sets of images and T is the time in decimal years between image sets. $ShaE_{1973}$ and $ShaE_{2014}$ were obtained from the mean square computation of surface errors every 1-km-alongshore segment. The obtained area error band of ±0.0092 km²/yr.

In order to determine changes in mangrove cover liable to be an exacerbating factor in shoreline erosion, the spectral signatures of vegetation in two high-resolution (2.5m) SPOT 5 images (2003 and 2011) were analyzed using ENVI software, version 4.7. These images were analysed by Anthony et al. (2015) in order to determine shoreline changes, and the results will therefore serve to calibrate the longer-term (1973-2014) shoreline changes. This will also enable a check as to the recent status of the shoreline, especially in order to determine whether long-term trends observed from the Landsat images are exacerbated over the period 2003-2011 which has been characterized by significantly stronger anthropogenic pressures in the delta. Colorimetric indices were determined on the basis of spectral bands from the multispectral satellite images. Segmentation and classification were conducted to extract only those bands that define the vegetation cover, before being merged to reduce the size of the file compatible with GIS ArcGis. The supervised classification of the SPOT 5 image with the Normalised Difference Vegetation Index (NDVI) method was standardized to the maximum between the images used in order to render them comparable. The near infrared reflectance (Band 3) and reflectance acquired in the red spectral band (Band 2) of SPOT-5 optical sensor were used. The normalized ratio to estimate the amount of vegetation is:

$$NDVI = \frac{\text{near infrared - red}}{\text{near infrared + red}} \quad [4]$$

The final and merged class was close to the [65-150] pixel range. The coverage of the final class of the image was converted into a layer of vectors that was subsequently converted into an importable layer file in ArcGIS. This work is repeated for each image, for the years 2003 and 2011 in order to compare vegetation occupation in the coastal fringe.

3. Results

The South China Sea coast shows marked differences in rates of area change (fig. 2). The coastal surface losses attained 4.40 km²/yr over the period 1973-2014, and even more between 2003 and 2011 with a loss of 6.98 km²/yr. In the same way, the surface annual gains for the overall study period were 3.75 km²/yr. As far as the recent period between 2003 and 2011 is concerned, the surface gain is only 0.37 km²/yr. The surface trend rate over the periods 1973-2014 and 2003-2011 are respectively -0.65 km²/yr and -6.61 km²/yr. The assessment shows a clear imbalance over the period 2003-2011 between surface losses and gains.

Nearly 70 % of this part of the shoreline of the Mekong delta is in erosion between 1973 and 2014, and this retreat affects notably Ca Mau Province (fig. 3). Retreat rates commonly exceeded 20 m/yr in places, and with peaks of over 50 m/yr. The erosion rates are similar to those calculated by Anthony et al. (2015) using the higher-resolution SPOT 5 images (fig. 2). The overall dominant retreat has entailed a significant loss of deltaic land along this muddy coast (fig. 3-4).

The significant land loss along this muddy shoreline of the Mekong delta has gone hand in hand with notable changes in land-use. This started with heavy mangrove downcutting during the Vietnam War from the 1960s to the early 1970s, followed by the overexploitation of wood in the 1980s and 1990s to provide timber for the construction industry and for charcoal production, and then by the installation of shrimp farms in the 2000s (Phan and Huang, 1993; Christensen et al., 2008). Figures 5 and 6 shows examples of land-use changes and vegetation loss between 2003 and 2011, mainly consisting of seafront fringe mangroves, along a sector of the eroding coast in Bac Lieu Province. Over the 1700 ha area used as an example, 60 ha of vegetation were lost during the period 2003-2011. In these sectors of eroding coast, mangroves have been replaced by aquaculture, particularly shrimp farming (fig. 8).

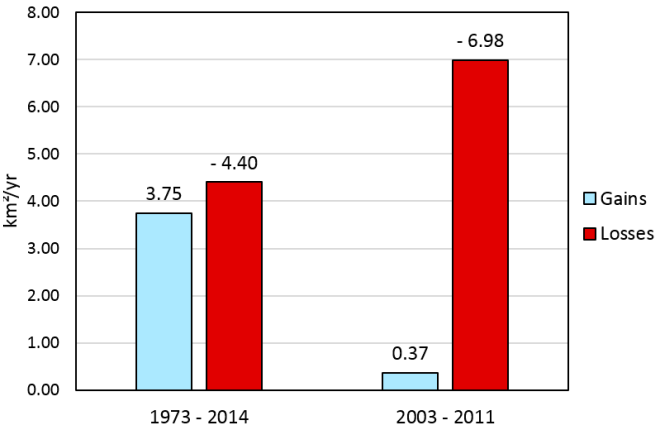


Fig. 2 – Graphs of coastal area (km²/yr) change rates (erosion, accretion) for the South China Sea coast of the Mekong River delta between 1973 and 2014 (this study) and between 2003 and 2011 (Anthony et al., 2013) analysed from Landsat and SPOT 5 satellite images respectively.

Fig. 2 – Graphique des taux d'évolution de surfaces côtières (érosion, accrétion, en km²/an) pour le littoral de la Mer de Chine Méridionale du delta du Mékong entre 1973 et 2014 (cette étude) et sur la période 2003-2011 (Anthony et al., 2013) analysés respectivement à partir d'images satellites Landsat et SPOT 5.

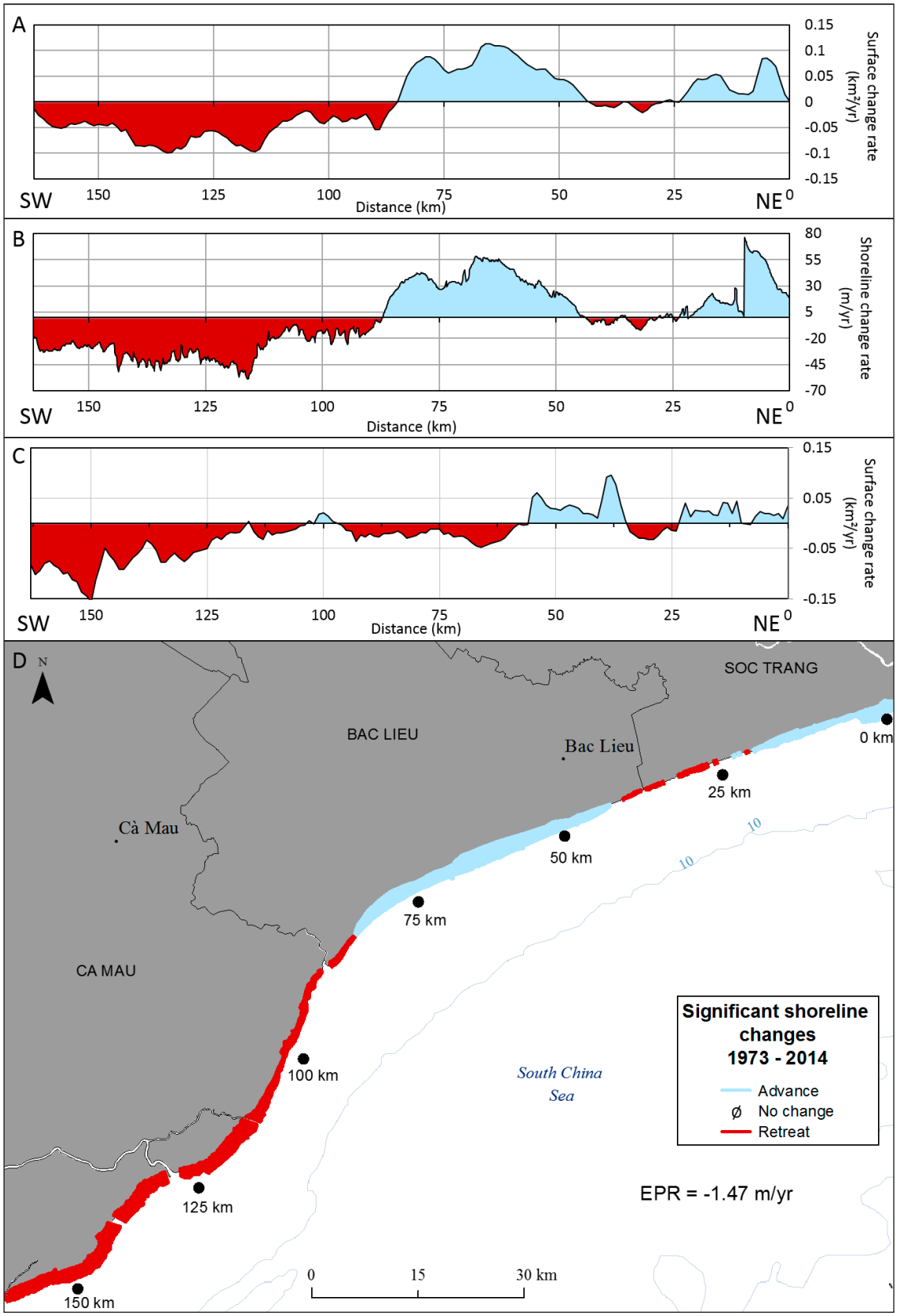


Fig. 3 – Evolution of the South China Sea coast of the Mekong River delta.

A. Graphs of coastal area (km2/yr) change rates between 1973 and 2014 analysed from Landsat satellite images. B. Graph of shoreline change rates (m/yr) between 1973 and 2014 analysed from Landsat satellite images. C. Graph of coastal area (km²/yr) change rates between 2003 and 2011 analysed by SPOT 5 satellite images from Anthony et al. (2015). D. Maps of shoreline changes between 1973 and 2014 analysed from Landsat satellite images.

Fig. 3 – Evolution du littoral de la mer de Chine méridionale du delta du Mékong.

A. Graphique des taux d'évolution de surface côtière (km²/an) entre 1973 et 2014 analysés à partir d'images satellites Landsat. B. Graphique des taux d'évolution du trait de côte (m/an) entre 1973 et 2014 analysés à partir d'images satellites Landsat. C. Graphique des taux d'évolution de surface côtière (km²/an) entre 2003 et 2011 analysés à partir d'images satellites SPOT5 par Anthony et al. (2015). D. Carte des évolutions du trait de côte entre 1973 et 2014 analysés à partir d'images satellites Landsat.

Fig. 4 – Photograph (2012) showing typical shoreline retreat in the southwestern part of the Mekong Delta, with waves causing scouring of the muddy foreshore.

Fig. 4 – Photographie (2012) montrant un recul côtier représentatif de la partie est du Delta du Mékong, les vagues causant le creusement de l'avant-côte vaseuse.

4. Discussion

The long-term (41 years) trend yielded by this comparison of the Landsat images thus shows that erosion has been a chronic characteristic of this southernmost part of the deltaic coast, compared to relative stability of much of the delta coast along the Gulf of Thailand and clear progradation in the northern half of the South China Sea coast including the sector of the delta mouths (Anthony et al., 2013; Besset, 2015). The Mekong delta has been strongly modified by humans since the early 18th century (Thanh, 2014). Although the strong erosion of the South China Sea shoreline of the Mekong delta is multi-decadal, this erosion predates the strong increase in human pressures on the delta associated with the construction of river dams, increasing aggregate extraction and subsidence over the last decade or so.

The chronic erosion of the South China Sea coast of the delta represents a significant change compared to the Holocene progradational pattern associated with this part of the delta. Marked changes in deltaic progradation are generally associated with the

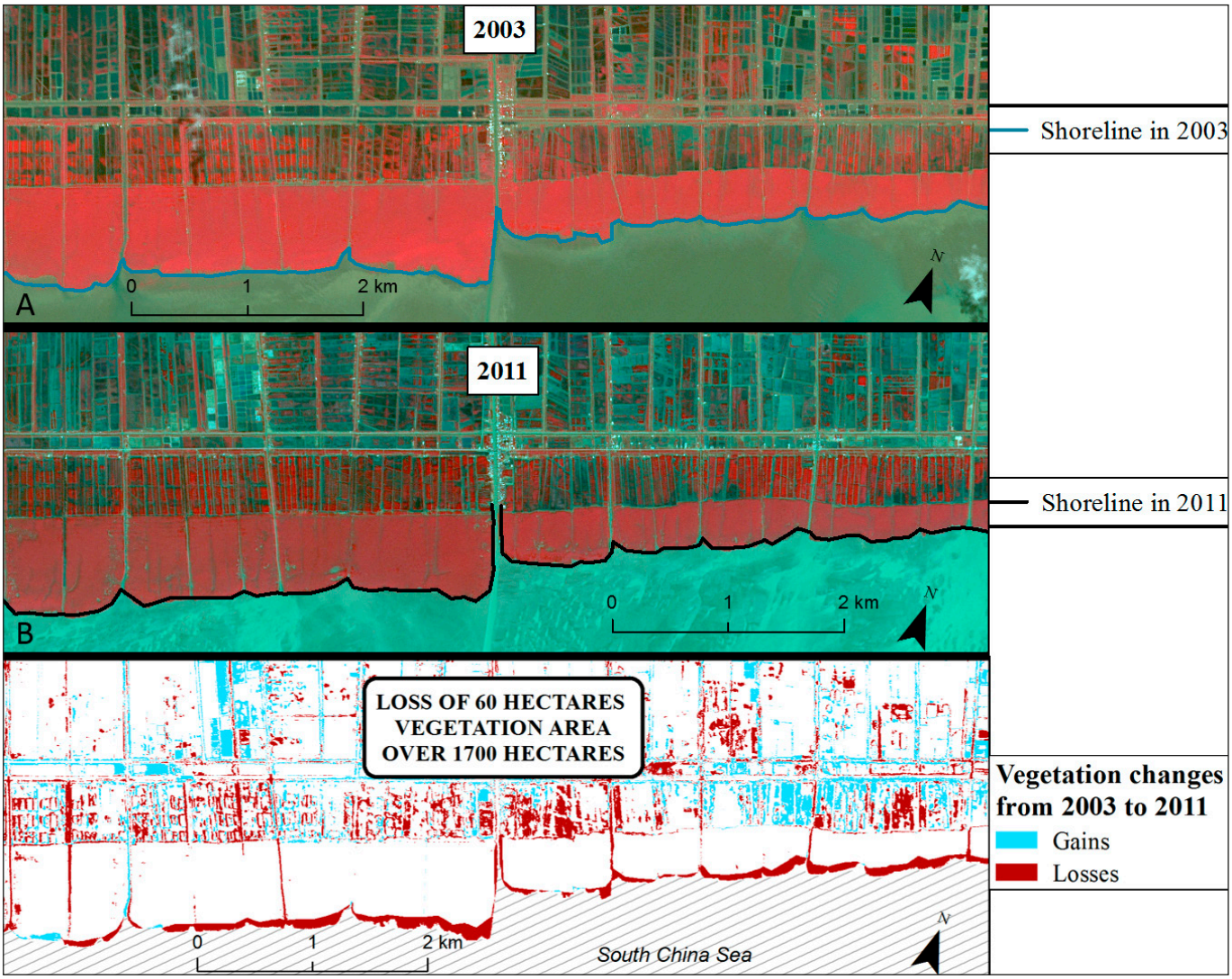


Fig. 5 – Evolution of vegetation cover between 2003 and 2011.

A. SPOT 5 satellite image of 2003 in a coastal sector of Bac Lieu Province. B. A. SPOT 5 satellite image of 2011 in the same sector. C. An example showing a comparative analysis of losses and gains of vegetation in the coastal sector of Bac Lieu Province. These changes are mainly associated with the loss of fringe mangroves between 2003 and 2011 identified from two high-resolution SPOT 5 satellite images.

Fig. 5 – Evolution de la couverture végétale entre 2003 et 2011.

A. Image satellite SPOT 5 de 2003 sur un secteur côtier de la province de Bac Lieu. B. Image satellite SPOT 5 de 2011 sur le même secteur côtier. C. Un exemple montrant une analyse comparative de surfaces perdues et gagnées de végétation sur le secteur côtier de la province de Bac Lieu. Les évolutions sont principalement associées à la perte de mangroves côtières entre 2003 et 2011 identifiées depuis deux images satellite SPOT 5 de haute résolution.

Fig. 6 – Photograph (2012) showing residual mangrove stands and ongoing erosion along the South China Sea coast of the Mekong delta.

Fig. 6 – Photographie (2012) montrant des mangroves résiduelles dans une zone en érosion du littoral de la Mer de Chine.

mechanisms of lobe creation and abandonment that have been abundantly described in the literature on river deltas (e.g., Elliott, 1986). This mechanism cannot, however, be invoked for the Mekong delta since progradation has been associated with the twin constants of: (1) relatively fixed multiple river mouths, and (2) southwestwards dispersal fine-grained sediment to feed the strongly prograded South China Sea sector (Ta et al., 2002). This chronic erosion is probably caused by a decreasing sediment supply that may be linked to more important sequestering of fluvial sediment over the subsiding deltaic wetlands as human occupation of the delta has increased over the last decades. Sediment modelling has shown that this eroding part of the delta presently receives less than 2 % of the terrestrial mud supply stored in the mouth sector (Xue et al., 2012). The drop in this sediment supply has been matched by erosion of the muddy shoreline because of a less dissipative wave regime. Phan et al. (2015) have recently shown the importance of mud-induced wave dissipation along the Mekong delta shoreline. As erosion proceeds and mud is dispersed, steeper coastal bluffs of eroding mud have a less dissipative role on wave energy.

In addition to likely mud trapping behind dams that may explain the drop in fine-grained sediment supply to the sea highlighted by Loisel et al. (2014), there are no doubt other additional links between this erosion and an increasingly human-impacted Mekong delta. The high population densities and large-scale agricultural, fishing and aquaculture activities have engendered massive engineering and infrastructure development throughout the delta (Manh et al., 2014, 2015). Accelerated subsidence may be leading to enhanced overbank trapping of fluvial sediments, while anthropogenic changes in channel morphology and sediment budget may affect sediment delivery to the delta shoreline. Manh et al. (2014) have estimated that the sediment deposited in the Mekong delta floodplain ranges from 1 % in a low flood year to 6 % in a high flood year relative to the total sediment load at Kratie. This corresponds to an annual spatial average floodplain deposition of 0.3-1.8 mm. These rates are much lower than the current subsidence rates of 2-3 cm determined by Erban et al. (2014).

The South China Sea coast shows marked differences in rates of erosion, with accretion prevailing locally (fig. 3). The critical erosion along the southernmost sector of the delta may also be due to a more normal shoreline orientation to Pacific Monsoon waves. By diminishing the vertical tidal excursion, the lower tidal range along this coast should also enhance wave reworking of the shore. Finally, erosion must also be higher here compared to the northeast portion of the coast closer to the mouth sector from where sediment is redistributed towards the southwest. In addition to these factors, this marked alongshore variability (fig. 3) may reflect differences generated by the presence or absence of mangroves and sea dyke construction, both of which an indirect reflection of population pressures along the coast (fig. 7) and corresponding human transformations of the coastal fringe. Sea dykes have been built extensively along much of the coast for protection from marine flooding and for shrimp farms. This has resulted in 'mangrove squeeze' and lowering of the wave-dissipating capacity of mangroves, which form 'fringe mangroves' occupying a narrow coastal band along the South China Sea (Phan et al., 2015). Aspects of dyke construction for protection against coastal erosion have been discussed by Schmitt and Albers (2014) who noted that the criteria used in positioning these dykes behind narrow fringe mangroves were not always efficiently analysed, and could potentially exacerbate coastal erosion. However, dykes have generally been efficient in slowing down erosion (Schmitt and Albers, 2014). It is interesting to note that dykes are commonly absent along the most critically eroding sector of Ca Mau province of the South China Sea coast (fig. 3). This is also the least populated of the three South China Sea provinces of the delta south of the mouths (fig. 7).

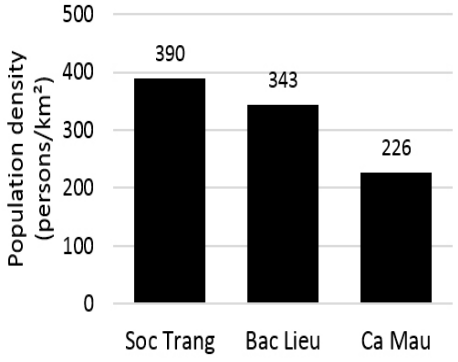


Fig. 7 – Population statistics for the three provinces along the eroding South China Sea coast of the Mekong delta south of the mouths.

Fig. 7 – Densité de population pour les trois provinces le long the la côte de Mer de Chine Méridionale en érosion du Delta du Mékong au sud des embouchures.

Fig. 8 – Photograph (2012) showing shrimp farms on the left, separated from mangroves to the right by an earth dyke.

Fig. 8 – Photographie (2012) montrant des installations d'élevages de crevettes à gauche, séparées de la mangrove, à droite, par une digue en terre.

5. Conclusion

The once strongly prograding South China Sea coast of the Mekong delta southwest of the mouths is now largely prone to erosion, with retreat affecting over 70 % of this 160 km-long muddy coast. This trend has been prevalent at least over the last forty years, as suggested by analysis of satellite images. We consider a human-induced decrease in river sediment supply as the prime cause of this erosion, although other factors such as patterns of mud storage and redistribution across an increasingly subsiding delta plain large-scale and mangrove removal to make space for aquaculture may exacerbate the process. The numerous dams planned for the future in the lower Mekong catchment will aggravate the present delta destabilisation. Given the already high vulnerability of the Mekong delta to subsidence, the sediment supply necessary to balance this process will deprive the coast more drastically in fresh sediment, and, therefore, erosion will likely be exacerbated.

Acknowledgments

We acknowledge funding from the Belmont Forum Project 'BF-Deltas: Catalyzing Action Towards Sustainability of Deltaic Systems with an Integrated Modeling Framework for Risk Assessment'. The SPOT 5 images were provided by the CNES/ISIS program (© CNES 2012, distribution Spot Image S.A.).

References

Anthony E.J. (2013) – Deltas. In Masselink G., Gehrels R. (Eds) Coastal Environments: Dynamics, Climate Change and Management, John Wiley & Sons, Oxford, 299-337.

Anthony E.J., Dussouillez P., Goichot M., Brunier G., Provansal M., Dolique F., Nguyen V.L., Loisel H., Mangin A., Vantrepotte V. (2013) – Large-scale erosion of the Mekong delta: the role of human activities, Abstract presented at 2013 Fall Meeting, AGU, San Francisco. California, 9-13 December.

Anthony E.J., Brunier G., Besset M., Goichot M., Dussouillez P., Nguyen V.L. (2015) – Linking rapid erosion of the Mekong River delta with human activities. Scientific Reports, 5:14745. DOI : 10.1038/srep14745

Besset M., Brunier G., Anthony E.J. (2015) – Recent morphodynamic evolution of the coastline of Mekong river Delta: Towards an increased vulnerability. Geophysical Research Abstracts, 17, EGU2015-5427-1, EGU General Assembly 2015, Vienna.

Boateng I. (2012) – GIS assessment of coastal vulnerability to climate change and coastal adaption planning in Vietnam. Journal of Coastal Conservation, 16, 25-36.
DOI : 10.1007/s11852-011-0165-0

Bravard J.P., Goichot M., Gaillot S. (2013) – Geography of sand and gravel mining in the Lower Mekong River. First survey and impact assessment. EchoGéo. URL: http:// echogeo.revues.org/13659.
DOI : 10.4000/echogeo.13659

Brunier G., Anthony E.J., Goichot M., Provansal M., Dussouillez P. (2014) – Recent morphological changes in the Mekong and Bassac river channels, Mekong Delta: The marked impact of river-bed mining and implications for delta destabilisation. Geomorphology, 224, 177, 177-191.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2014.07.009

Coleman M., Huh O.K. (2004) – Major Deltas of the World: A Perspective from Space. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA. www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm, 74 p.

Christensen S.M., Tarp P., Hjortso C.N. (2008) – Mangrove forest management planning in coastal buffer and conservation zones, Vietnam: a multimethodological approach incorporating multiple stakeholders. Ocean & Coastal Management, 51, 712-726.
DOI : 10.1016/j.ocecoaman.2008.06.014

Dolan R., Fenster M.S., Holme S.J. (1991) – Temporal analysis of shoreline recession and accretion. Journal of Costal Research, 7, 723-744.

Elliott T. (1986) - Chapter 6 Deltas. In Reading H.G. (Ed.) Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 113-154.

Erban L.E., Gorelick S.M., Zebker H.A. (2014) – Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam. Environmental Research Letters, 9, 084010 (6 pp).
DOI : 10.1088/1748-9326/9/8/084010

Evans G. (2012) – Deltas: the fertile dustbins of the world. Proceedings of the Geologists' Association, 123, 397-418.
DOI : 10.1016/j.pgeola.2011.11.001

Grumbine R.E., Xu J. (2012) – Mekong hydropower development, Science, 332, 178-179.
DOI : 10.2307/29784012

Hapke C.J., Reid D., Richmond B.M., Ruggiero P., List J. (2006) – National Assessment of Shoreline Change Part 3: Historical Shoreline Change and Associated Coastal Land Loss Along Sandy Shorelines of the California Coast. USGS Report, 13-14.

Kondolf G.M., Rubin Z.K., Minear J.T. (2014) – Dams on the Mekong: Cumulative sediment starvation, Water Resources Research, 50, 5158-5169.
DOI : 10.1002/2013WR014651

Loisel H., Mangin A., Vantrepotte V., Dessailly D., Dinh D.N., Garnesson P., Ouillon S., Lefebvre J.P., Mériaux X., Phan T.M. (2014) – Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. Remote Sensing of Environment, 150, 218-230.
DOI : 10.1016/j.rse.2014.05.006

Lu X., Kummu M., Oeurng C. (2014) – Reappraisal of sediment dynamics in the Lower Mekong River, Cambodia. Earth Surface Processes and Landforms, 39, 1855-1865.
DOI : 10.1002/esp.3573

Manh N.V., Dung N.V., Hung N.N., Merz B., Apel H. (2014) – Large-scale suspended sediment transport and sediment deposition in the Mekong Delta. Hydrology and Earth System Sciences, 18, 3033-3053.
DOI : 10.5194/hess-18-3033-2014

Manh N.V., Dung N.V., Hung N.G., Kummu M., Merz B., Appel H. (2015) – Future sediment dynamics in the Mekong Delta floodplains: Impacts of hydropower development, climate change and sea level rise. Global and Planetary Change, 127, 22-23.
DOI : 10.1016/j.gloplacha.2015.01.001

Mekong River Commission (2010) – Annual Mekong Flood Report 2009. Mekong River Commission (MRC), Office of the Secretariat in Phnom Penh, Cambodia, 80 p.

Milliman J.D., Ren M. (1995) – River flux to the sea: Impact of human intervention on river systems and adjacent coastal areas. In Eisma D. (Ed.): Climate Change: impact on coastal habilitation, Lewis Publication, Boca Raton, 57-83.

Milliman J.D., Farnsworth K.L. (2011) – River Discharge to the Coastal Ocean. Cambridge University Press. 392 p.
DOI : 10.5670/oceanog.2011.108

Phan N.H., Hoang T.S. (1993) – Mangroves of Vietnam, IUCN, Bangkok, 173 p.

Phan L.K., van Thiel de Vries J.S.M., Stive M.J.F. (2015) – Coastal Mangrove Squeeze in the Mekong Delta. Journal of Coastal Research, 31, 2, 233-243.
DOI : 10.2112/JCOASTRES-D-14-00049.1

Schmitt K., Albers T. (2014) – Area coastal protection and the use of bamboo breakwaters in the Mekong Delta. In Nguyen D.T., Takagi H., Esteban M. (Eds), Coastal Disasters and Climate Change in Vietnam: Engineering and Planning Perspectives, Elsevier, 175-198.
DOI : 10.1016/B978-0-12-800007-6.00005-8

Syvitski J.P.M. (2008) - Deltas at risk. Sustainability Science.
DOI : 10.1007/s11625-008-0043-3

Ta T.K.O., Nguyen V.L., Tateishib M., Kobayashib I., Tanabeb S., Saitoc Y. (2002) – Holocene delta evolution and sediment discharge of the Mekong River, southern Vietnam. Quaternary Science Reviews, 21 (16-17), 1807-1819.
DOI : 10.1016/S0277-3791(02)00007-0

Tamura T., Saito Y., Bateman M.D., Nguyen V.L., Ta T.K.O., Matsumoto D. (2012) – Luminescence dating of beach ridges for characterizing multi-decadal to centennial deltaic shoreline changes during Late Holocene, Mekong River delta. Marine Geology, 326-328, 140-153.
DOI : 10.1016/j.margeo.2012.08.004

Thanh N.D. (2014) – Climate change in the coastal regions of Vietnam. In Thao N.D., Takagi H. Esteban (Eds): Coastal Disasters and Climate Change in Vietnam: Engineering and Planning Perspectives, Elsevier, 175-198.
DOI : 10.1016/B978-0-12-800007-6.00008-3

Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L., Ergul A. (2009) – Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2008-1278. http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas/

Unverricht D., Szczucińskib W., Statteggera K., Jagodzińskib R., Lec X.T., Kwongd L.L.W. (2013) – Modern sedimentation and morphology of the subaqueous Mekong Delta, Southern Vietnam. Global and Planetary Change, 110, 223-235.
DOI : 10.1016/j.gloplacha.2012.12.009

Viêt Nam News (2014) – Erosion threatens valuable coastal forest. 03/17/2014 [Online] URL: http://vietnamnews.vn/environment/252405/erosion-threatens-valuable-coastal-forest.html.

Walling D.E. (2008) – The changing sediment load of the Mekong River. AMBIO: A Journal of the Human Environment, 37, 150-157.
DOI : 10.1579/0044-7447(2008)37[150:TCSLOT]2.0.CO;2

Wolanski E., Nhan N.H., Spagnol S. (1998) – Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River estuary, Vietnam. Journal of Coastal Research, 14, 472-482.

Xue Z., Liu J.P., Ge Q. (2010) – Changes in hydrology and sediment delivery of the Mekong River in the last 50 years: connection to damming, monsoon, and ENSO. Earth Surface Processes and Landforms, 36, 296-308.
DOI : 10.1002/esp.2036

Xue Z., He R., Liu J.P., Warner J.C. (2012) – Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment. Continental Shelf Research, 37, 66-78.
DOI : 10.1016/j.csr.2012.02.010

Yong M.L., Grundy-Warr C. (2012) – Tangled nets of discourse and turbines of development: Lower Mekong mainstream dam debates. Third World Quarterly, 33, 1037-1058.
DOI : 10.1080/01436597.2012.681501

Ziv G., Baran E., Nam S., Rodríguez-Iturbe I., Levin S.A. (2012) – Trading-off fish biodiversity, food security, and hydropower in the Mekong River Basin. Proceedings of the National Academy of Science. 109, 5609-5614.
DOI : 10.1073/pnas.1201423109

Version française abrégée

Le delta du Fleuve Mékong, troisième plus grand du monde, présente un fonctionnement particulièrement complexe en raison de son étendue spatiale, de son mode de progradation, de sa morphologie et de la diversité des environnements sédimentaires et de l'empreinte croissante des activités humaines sur ce mégadelta depuis deux siècles. Le delta du Mékong a connu une progradation vaseuse massive vers l'ouest en Mer de Chine Méridionale et dans le Golfe de Thaïlande (Ta et al., 2002 ; Xue et al., 2010). Cette progradation vaseuse jouxte un secteur d'embouchures multiples dominé par du sable et caractérisé par un taux de progradation moindre (Tamura et al., 2012)

A partir d'analyses statistiques basées sur des images satellites Landsat couvrant la période 1973-2014, l'étude de la mobilité du linéaire côtier principalement vaseux, sur la façade du delta correspondant au secteur de la Mer de Chine Méridionale, au sud-ouest des embouchures principales, montre une érosion globale (fig. 2). L'analyse des images montre que près de 70 % des 160 km de longueur côtière de cette partie du delta se sont fortement érodés. Cette érosion affecte notamment la moitié sud de cette côte avec un contraste assez net par rapport à la moitié nord plus proche des embouchures et qui, elle, a progradé. Ta et al. (2002) avait montré que la moitié sud de cette côte a connu une forte progradation tard dans l'Holocène, à partir de 6000 BP. Bien que la phase de commencement de cette érosion reste inconnue, cette tendance constitue une inversion nette par rapport à la dynamique de progradation massive de cette partie vaseuse du delta. L'analyse a porté sur les variations du trait de côte, calculées à partir de la méthode du Digital Shoreline Analysis System (Thieler et al., 2014), sous ArcGis, et des pertes surfaciques par le biais de l'outil Union également sous ArcGis. Sur cette période d'analyse de 41 ans, le littoral de ce secteur du delta recule globalement jusqu'à une cinquantaine de mètres par an. Ces taux sont confirmés par une analyse à plus courte échelle temporelle (2003-2011/12) effectuée par Anthony et al. (2013) à partir d'images SPOT 5 (fig. 2) à plus haute résolution que les images LANDSAT.

Trois faits principaux peuvent expliquer cette érosion du littoral avec, pour chacun, une composante anthropique majeure. Le premier est relatif à une baisse avérée des apports sédimentaires depuis la région des embouchures au nord-est du delta mise en évidence par l'analyse d'images satellites MERIS (Loisel et al., 2014). Les extractions de granulats dans le lit mineur des chenaux principaux (Bravard et al., 2013 ; Brunier et al., 2014), et la rétention sédimentaire par les nombreux barrages aménagés et en construction (Kondolf et al., 2014 ; Manh et al., 2014) sont autant de facteurs qui expliquent aussi la baisse de l'alimentation en sédiments à la côte et qui se répercute par l'érosion de ce secteur du delta. De plus, ajoutée à l'effet d'éloignement progressif des embouchures et, de ce fait, des apports sédimentaires fluviaux associés, la géométrie du linéaire côtier semble plus sensible, du fait de son orientation proche à la normale pour une large part de sa longueur (fig. 1), vis-à-vis des houles énergiques du nord-est qui constituent l'agent de forçage hydrodynamique marin principal s'exerçant sur ce delta. Un troisième facteur majeur d'aggravation de la fragilisation littorale relève des perturbations dans la répartition du couvert végétal côtier, constitué principalement de mangrove.

Depuis le XVIIIe siècle, les provinces situées sur le delta du Mékong ont connu une très forte expansion démographique, reflétant l'attrait socioéconomique exercé par les zones deltaïques du fait de la richesse remarquable de leurs ressources naturelles (Than, 2014). La population deltaïque atteint aujourd'hui 18 millions d'habitants, se répartissant préférentiellement sur la bande côtière. Cette évolution démographique s'est accompagnée de besoins en eau croissants et d'extractions massives d'eau dans la plaine deltaïque, autant d'activités humaines aggravant considérablement la tendance naturelle à la subsidence (Erban et al., 2014).

Les exploitations aquacoles, depuis le début des années 1990, et les activités forestières, massives et extensives, progressent spatialement au détriment de la végétation en place sur la frange littorale, composée principalement de Rhizophora Apiculata et Avicennia Alba. Ces dégradations (fig. 3), combinées à la constitution vaseuse du littoral particulièrement mobile sous l'effet des vagues du nord-est, favorisent une libération et une dispersion des sédiments depuis la côte vers le large, par conséquent une érosion littorale. Les pertes d'espaces de la végétation, essentiellement composée de mangrove, sont bien mises en évidence par les images satellites (fig. 5). La mince frange de mangroves en front de mer se trouve souvent trop dégradée pour pouvoir former une protection efficace contre les houles. Il est important de noter que l'érosion montre une grande variabilité spatiale, du nord-est au sud-ouest (fig. 2), qui semble refléter non seulement des différences d'orientation vis-à-vis de la houle évoquées ci-dessus, mais aussi l'empreinte anthropique qui se traduit également par la mise en place de digues de protection destinées à ralentir l'érosion. A cet égard, la moitié sud du littoral de la Mer de Chine Méridionale paraît particulièrement fragile. L'éloignement de cette moitié sud par rapport aux embouchures par lesquelles transitent les sédiments fluviatiles est un autre facteur aggravant. Ce secteur explique l'essentiel du bilan global d'érosion (fig. 2).

Les pressions humaines évoquées rendent d'autant plus vulnérable le littoral du delta du Mékong au sud-ouest des embouchures, déjà extrêmement sensible aux forçages naturels fluviomarins (fig. 7). Cette érosion côtière, combinée à la subsidence exacerbée du delta, induit un risque non négligeable de submersion marine. Les perspectives de développement de grands projets de barrage hydro-électriques constitueront un facteur qui aggravera la vulnérabilité de ce delta fortement anthropisé dans les années à venir.

Annexe N : Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., 2017. Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability. WWF Report, 45 p

Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability

Edward J. Anthony, Manon Besset, Philippe Dussouillez

Aix-Marseille Univ., CEREGE UM 34, 13545 Aix en Provence, France.

WWF project funded by the Helmsley Foundation

January 2017

Summary

Table of figures 3
1. Overall Objective 5
2. Myanmar and the Ayeyarwady River and catchment 7
3. Climate, water and sediment balance 9
4. Marine hydrodynamic conditions 13
5. The Ayeyarwady: an overarching river in Myanmar's development 16
6. Methodology 18
6.1. Shoreline sedimentology 18
6.2. Shoreline morphodynamics and change rates 19
7. Results 20
7.1. Morphodynamics of the Ayeyarwady delta shoreline 20
7.2. Shoreline grain-size variations 23
7.3. Shoreline changes rates 26
7.4. Shoreline changes in the wake of Tropical Cyclone Nargis 29
8. Discussion: a delta in peril 33
9. Conclusion and Perspectives 36
Acknowledgements 38
References 38
Appendix 43
Appendix A: Pictures showing shoreline types in the Ayeyarwady delta and the transition from a mud-rich coast in the east to a sand-rich one in the west. 43
Appendix B Pictures showing shoreline types in the Ayeyarwady delta and the transition from a mud-rich coast in the east to a sand-rich one in the west. 44
Appendix C: Typical cross-shore sediment sampling points. 45

Table of figures

Figure 1. 2016 Google earth image of the Ayeyarwady River delta, Myanmar. 6

Figure 2. A. Shaded-relief map showing physical features of Myanmar. B. Zoom on the Ayeyarwardy delta. 8

Figure 3. Basin area (top) and delta area (bottom) for a selection of large rivers (including the Ayeyarwady). Note the disproportionately large size of the Ayeyarwady delta in relation to the river's catchment size compared to other rivers. Basin area and delta area from Coleman and Huh (2004). 13

Figure 4. Wave climate off the Ayeyarwady delta culled from the ERA-Interim hindcast wave database (1978-2016) generated by the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) Wave Atmospheric Model. 14

Figure 5. Extract of astronomical tide record for the Ayeyarwady deltaic coast at the Yangon tide station (11-26 November, 2016). From the tide and current prediction program WXTide32© (Version 4.6). 15

Figure 6. Monthly mean values of suspended particulate matter (2002-2012) off the mouths of the Ayeyarwady delta and along the Andaman coast. From the GlobCoast database project, using Han algorithm for coastal areas, at the global scale. Data obtained from MERIS sensor, with POLYMER atmospheric corrections (Han et al., 2016). 16

Figure 7. The simple ternary classification scheme of Galloway (1975) showing the Ayeyarwady delta as a fine example in the tide-dominated spectrum alongside the archetypal examples of the Mississippi (river end-member) and the Senegal (wave end-member). 21

Figure 8. Google earth image extracts showing the beach-ridge sets that have marked sandy deltaic progradation of the Ayeyarwady between the distributary mouths in the west. 23

Figure 9. Grain-size characteristics of beach deposits from the Ayeyarwady delta. 24

Figure 10. Alongshore variations in beach grain-size patterns in the Ayeyarwady delta showing a clear eastward-fining trend 25

Figure 11. Eastward-fining grain-size trend and the role of wind-, wave and tide-induced currents in the eastward transport of sediments. 26

Figure 12. Net shoreline change patterns along the Ayeyarwady delta between 1974 and 2015. Note the preponderance of erosion. 27

Figure 13. Shoreline change patterns along the Ayeyarwady delta at different time frames between 1974 and 2015. 28

Figure 14. Shoreline trends depicted for the field sites visited in November, 2016. 29

Figure 15. Trajectory of Tropical Cyclone Nargis in May 2008. 30

Figure 16. Shoreline retreat rates resulting from the passage of Tropical Cyclone Nargis in 2008. 31

Figure 17. Shoreline recovery in 2008 following the passage of Tropical Cyclone Nargis in 2008. 32

Abstract

A qualitative morphodynamic analysis and classification of the Ayeyarwady delta shoreline was conducted based on a ground-truthing mission in Myanmar in November 2016 and the interpretation of satellite images spanning the period 1974-2015. The main objective was to define the status (stability, erosion, accretion) of the 450 km-long shoreline of the delta and identify potential causes of change. The shoreline was characterized on the basis of qualitative tidal, wave-energy, sediment grain-size gradients (muddy, sandy or a mixture of both) and morphology (beaches, beach ridges, mudflats). Following this, we defined the coastal morphodynamics and potential sediment cell structure in order to highlight patterns of alongshore sediment redistribution and sequestering (shoreline advance) or loss (shoreline erosion) that underlie the observed shoreline changes expressed in metres per annum of and in area changes in km^2 per annum.

The Ayeyarwady delta is affected by low to moderate energy southwest monsoon waves that generate currents imprinting a dominant alongshore transport towards the Gulf of Martaban, where wave energy is low and tides are largest. The delta is an essentially tide-dominated one characterized by a coastal morphology of multiple distributary mouths that control and constrain potential alongshore sand transport. Mud transported along the coast appears to be preferentially accumulating in the eastern sector of the delta (Gulf of Martaban), where muddy accretion is still strongly prevalent within an overall erosional trend. The delta also lies in the pathway of tropical cyclones, of which the most devastating was Nargis (2-4 May, 2008). The change rates highlight the variable status of the Ayeyarwady delta shoreline, with large tracts, especially west of Yangon, now in a strongly erosional mode. Alarmingly, between 1974 and 2015, erosion affected 240 km of delta shoreline out of 450 km, i.e., 53% of the entire deltaic shoreline. A notable exception to this overarching erosional trend is that of the large inter-distributary plain east of Yangon, which is still largely advancing, presumably capturing some of the sediment supplied by the river, to the detriment of the rest of the shoreline.

In addition to these baseline changes, the resilience of the delta to high-energy events (tropical cyclones) was assessed by constraining pre- and post-Nargis tropical cyclone changes that affected the shoreline. The results show that the Ayeyarwady delta is relatively resilient to cyclone-induced erosion, as the shoreline rapidly regained much of the terrain lost following the passage of Nargis, presumably because much of the sediment mobilized by the

waves and storm surge was stored locally within the delta plain and nearshore area. While such short-term resilience may be rather assuring, the longer-term (multi-decadal) erosional trend is more worrying, as it tends to indicate a tendency towards chronic delta vulnerability. The potential impact of changes in river basin hydrology and sediment supply, especially generated by anthropogenic activities, were explored in order to attempt to explain the recent long-term erosional trend. A literature review suggests that despite a low present dam reservoir capacity, currently existing dams are generating a 30% decrease in sediment supply to the delta by trapping sediment upstream. Within this context, the construction of the large controversial Myitsone dam and other planned hydropower dams could have much more damaging consequences on the stability of the delta, which hosts an increasingly growing population (about 15 million out of Myanmar's current population of 51.4 million, according to the provisional results of the 2014 census) and is an important actor in the developing economy and agriculture of Myanmar. We conclude that the Ayeyarwady delta is no longer receiving enough sediment to compensate for subsidence (accelerated by human occupation of the delta) and to maintain advance of the 450 km-long shoreline. The Ayeyarwady is an exceptional large delta, and it may now be attaining a tipping point towards retrogression under the conditions of decreased sediment supply caused by dams. While being a hitherto high-sediment supply river relative to its catchment size, the large size of the present delta is such that an even small imbalance in sediment supply suffices to generate negative consequences on delta growth. Our report emphasizes, in the wake of two other recent studies, the need, in the pathway of rapid economic development now being taken by Myanmar, for integrated, basin planning including proper sediment management, rather than reliance on a single sector such as hydropower development.

1. Overall Objective

In the context of rapid development following the recent opening of Myanmar, there are important data and understanding gaps to support immediate decisions regarding source-to-sink river basin management and governance. The overall approach of this project is to apply a series of rapid semi-qualitative and quantitative field-based assessments. The aim is to identify the areas and processes within the Ayeyarwady basin that are the most prone to

changes with risk to biodiversity and natural capital. This report is one of these studies, with a focus on the vulnerability of the Ayeyarwady delta, a major component of Myanmar and terminus of a river basin covering over 60% of the country.

As a preamble to this study, in a global survey of deltas, the Ayeyarwady delta (Figure 1) has been listed as a delta ***"in peril"***, characterized by a reduction in vertical growth rate (aggradation) compounded by accelerated compaction (delta surface sinking) in a context of global sea level rise (Syvitski et al., 2009). The twin components of delta growth are aggradation and progradation, the latter term reflecting seaward advance of a shoreline under conditions of adequate sediment supply (Anthony, 2013, 2016). Healthy deltas are thus characterized by more or less constant land-building that balances natural subsidence (sinking) under the weight of new sediment deposited on the surface of the delta, and that leads to delta shoreline advance seaward. Our report highlights the present status of the shoreline of the Ayeyarwady delta, this status serving as one of the two templates (the other being subsidence or delta sinking) for identifying delta vulnerability. The difficulties of actually correctly measuring changes in delta surface elevation over large tracts of a delta plain in fact mean that shoreline changes, much more easily identified through increasingly available and higher-resolution satellite images, are a very good marker of delta stability and vulnerability. Accelerated sinking and rampant shoreline erosion are thus the hallmarks of a delta that has become vulnerable.

Figure 1. 2016 Google earth image of the Ayeyarwady River delta, Myanmar.

A qualitative morphodynamic analysis and classification of the delta shoreline was conducted based on both ground-truthing and satellite-image interpretation. Additional data came from previous published or unpublished work on this delta. The results, presented in this report, will contribute to the identification of thematic niche and priority areas for conservation and strategic support to Strategic Environmental Assessments, Environmental Impact assessments, and Environmental Management Plans of Water infrastructure, and to the technical capacity building of government agencies. This aim is also to contribute to the World Bank lead effort towards improving Water Resource Management and establishment of a River Basin Organisation. Thus, the study will help catalyse a longer-term process and engagement on freshwater work in the Ayeyarwady for the WWF team.

2. Myanmar and the Ayeyarwady River and catchment

Myanmar is the largest country in Southeast Asia, with an area of 676,600 km^2. It is also part of the group of 15 nations that together account for 80% of population exposed to river (including delta) flood risk world-wide (Ward et al., 2013; Winsemius et al., 2013). This situation concerns flooding of both the river basins and the disproportionately large delta complex that has formed at the mouths of the Ayeyarwady and the neighbouring rivers (Figure 2).

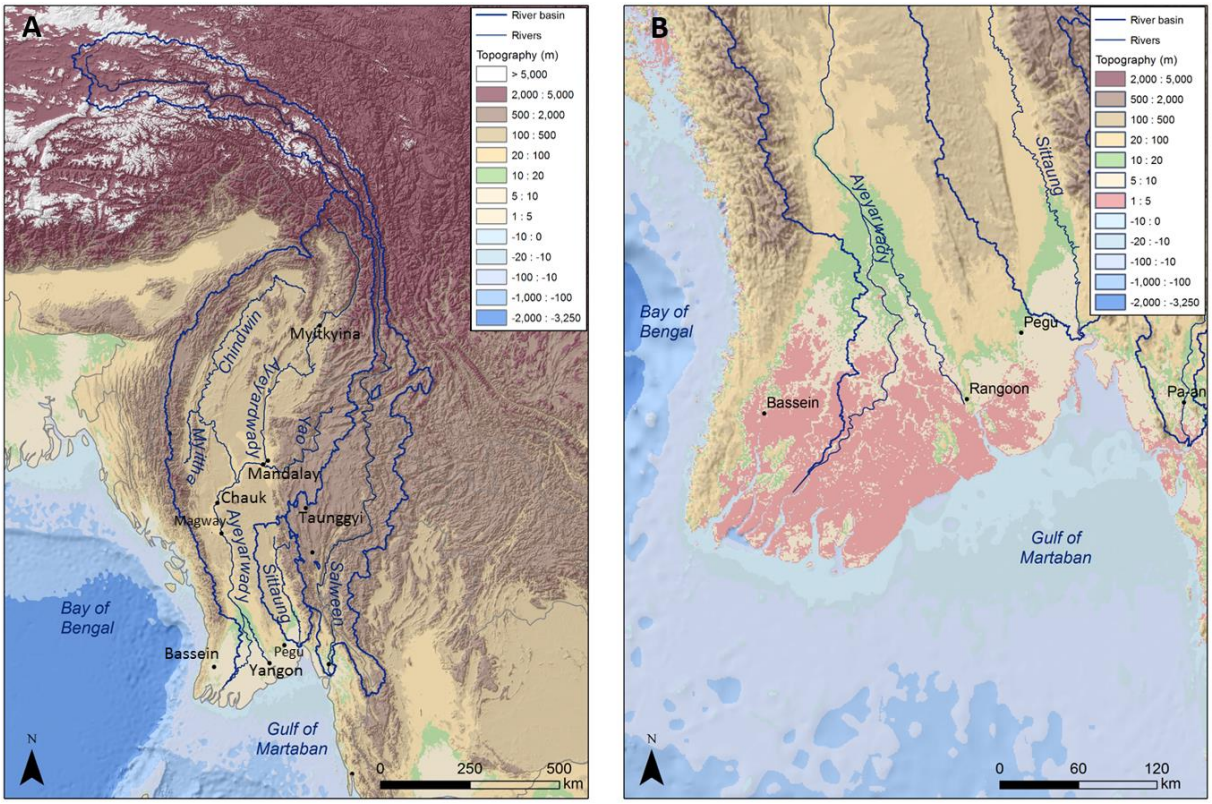


Figure 2. A. Shaded-relief map showing physical features of Myanmar. B. Zoom on the Ayeyarwardy delta.

The Ayeyarwady takes its source in the eastern Himalaya range at an altitude of 4433 m. The elevation of the basin averages 898 m. The river flows through the Central Burma Basin which stretches approximately 1100 km north-south between the Indo-Burma Ranges, comprising the Rakhine (Arakan) Mountains to the west and the Sino-Burma Highlands, including the Shan Plateau, to the east (Bender, 1983; Varga, 1997). The Central Burma Basin was formed as fore-arc and back-arc basins associated with subduction of the Indian Plate beneath the Eurasian (or Indochina) Plate (Bender, 1983). Most of the Central Burma Basin lies on thick sediments (a maximum of about 23,000 m) that were deposited under marine and fluvial conditions throughout the Cenozoic (Rodolfo, 1969a, 1969b). The Basin contains alluvial plains, low-fold mountains and volcanic hills. The Ayeyarwady river basin, which is constrained within these north-south-oriented geological structures, covers slightly over 61% of the territory of Myanmar, and empties into the Andaman Sea (Figure 2).

The catchment areas of the Ayeyarwady is 414,103 km^2 (Revenga et al., 1998). The river is 2,170 km long, and is the 2nd largest in Southeast Asia, after the Mekong. Typical of

anabranching mega rivers (Latrubesse, 2008), the Ayeyarwady comprises three large tributaries, the Chindwin, Shweli, and Myitnge rivers (Figure 2), separated in the northern reaches by alluvial floodplains. The largest tributary, the Chindwin, drains the northwestern part of the country and becomes a tributary of the Ayeyarwady downstream of Mandalay (Frenken, 2012; Ridd and Racey, 2015). The Sittaung River, to the east of the downstream reach of the Ayeyarwady, drains 5.4% of the country and exhibits a broad floodplain and a delta that merges with that of the Ayeyarwady (Brakenridge et al., 2017). The Pathein River drains the southeastern Rakhine Yoma (Arakan Mountains), and the Yangon River drains the southern Bago Yoma: both join a network of waterways in the Ayeyarwady delta (Brakenridge et al., 2017). Finally, the Salween river reaches the sea east of the Ayeyarwady (Figure 2). At the downstream end of these drainage systems, the Ayeyarwady and Sittaung deltas have formed 20,570 km^2 of low, fertile plain, with five major and many smaller distributaries. The present Ayeyarwady deltaic complex thus developed in a confined setting between north-south aligned bedrock ridges as a bay-head delta, a common setting for the development of many deltas worldwide (Anthony, 2015). This type of setting is particularly interesting in terms of fluvial (and sometimes marine) sediment sequestration, as wave reworking and redistribution and dispersal of fluvial sediment is commonly hampered in embayed settings, which therefore act as large deltaic sediment traps (Anthony, 2015). Where shallow, such embayed settings may also commonly favour the amplification of open-water tides in epicontinental seas in particular, such as the Andaman Sea. This, in turn, has a bearing on the pattern of delta development, as has been the case of the Ayeyarwady.

3. Climate, water and sediment balance

The Ayeyarwady basin's climate is tropical monsoon. During the summer, the Indian and Asian monsoons interact with rain-shadow effects related to the marked relief elements of the country, with the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) (Webster and Yang, 1992), and with convective rainfall from the Bay of Bengal, to produce complex patterns of heavy rainfall from the mountains to the delta (Brakenridge et al., 2017). Rainfall is concentrated in the hot humid months of the southwest monsoon (May–October), as the ITCZ attains its most-northward position between June and August, and humidity-charged southwest winds blow

northeastwards across the Bay of Bengal. In contrast, the northwest monsoon (December–March), characterized by opposite dry northwest winds blowing southeast from the continent, is relatively cool and almost entirely dry. The mean annual rainfall is approximately 2300 mm, a value corresponding to the levels of rainfall across the delta (2000–3000 mm) (Frenken, 2012), but much higher rainfalls of up to 6000 mm are observed in other parts of the Ayeyarwady river basin. Rainfall is also affected by the inter-annual El Niño/Southern Oscillation (ENSO) (Furuichi et al., 2009; Krishnamurthy and Goswami, 2000), by the ENSO counterpart of El Niño (La Niña; equatorial Pacific cold water anomalies) (Rojas et al., 2014; Sein et al., 2015), by the intra-seasonal Madden–Julian Oscillation or MJO (Hendon and Salby, 1994), which is a tropical to near-global alternation in atmospheric and oceanic circulation patterns and rainfall, and finally by the Indian Ocean Dipole (IOD) with which rainfall in Myanmar is negatively correlated, and which notably modulates monsoon rainfall (Ashok et al., 2001).

Tropical cyclonic storms make landfall in Myanmar between May and October, with heavy rainfall associated with these slow-moving phenomena commonly causing additional flooding (Brakenridge et al., 2017). Tropical storm frequency seems to be affected by the Pacific Decadal Oscillation (PDO) (Haggag et al., 2010). Another source of water for the rivers is summer melting of the snow and glaciers in mountainous northern Myanmar, which also contributes to flow variability. Heavy rains in the mountains coupled with snowmelt cause large flood volumes to be generated, and this water can move long distances downstream to cause overbank flooding (Brakenridge et al., 2017). These authors also showed that flooding of the lower Ayeyarwady is regulated by whether just one or both the Chindwin and upper Ayeyarwady are delivering flood discharges. Also, the delta areas of Myanmar are not dry like some deltas in South Asia (e.g., the Indus), but act instead as generators of runoff (Kravtsova et al., 2009). Thus, heavy monsoon rainfall or tropical storm-generated rainfall over the deltas also directly cause local flooding. This type of local rainfall-induced flooding caused many fatalities inland during the Nargis storm surge in 2008 (Brakenridge et al., 2017).

The Ayeyarwady river basin serves a collector of nearly 70% of the surface water volume of Myanmar. According to Water Balance and Water Resources of the Earth (1974, in Kravtsova et al., 2009), the components of the annual water balance of the 414,000 km^2 Ayeyarwady River basin comprise 1970 mm (808 km^3) of precipitation, 1185 mm (486 km^3) of water runoff,

and 785 mm (322 km^3) of evaporation; the runoff coefficient is rather high (0.60). River discharge in Myanmar changes across several time scales, but especially seasonally (Brakenridge et al., 2017), in response to the dominant southwestern Monsoon rain-bearing season. Annual river-level variations of 10 m between low and flood stages have been recorded at Mandalay.

According to recent data collected by Van der Velden (2015), the combined discharge of the Ayeyarwady and Chindwin Rivers at Chauk (Figure 2) ranges between about 30,000 m^3/s and 1500 m^3/s; or at the head of the delta from about 33,000 m^3/s to about 2000 m^3/s. Observations carried out in the second half of the 19th century at a cross-section near the delta head showed that the range of variation in daily water discharges of the river was 1306–63,900 m^3/s (Volker, 1966). The maximum water discharge was recorded during an extraordinary flood in 1877, and a disastrous flood was also recorded in 1947 (Volker, 1966), while the very recent flood history of the country has been investigated by Brakenridge et al. (2017). Robinson et al. (2007) calculated an Ayeyarwady delivery of 44,241 km^3 of water containing 226–364 Mt of sediment to the ocean every year, much of this supply being seasonally dependent. The data compiled by Robinson et al. (2007) and collected between 1969 and 1996 at Pyay (Prome) were further analyzed by Furuichi et al. (2009) to provide an estimate of water discharge (379 $\pm$47.10^9 m^3/year) and suspended sediment load (325 $\pm$57. 10^6 t/year) for the river upstream of the delta head. Sediment discharge at Chauk (downstream) ranges from 165 kg/s in the dry season to 18,000 kg/s in the monsoon. During high discharge at Chauk, the river carries approximately three times as much sediment as at Sagaing (Htwe et al., 2016). In the face of these values of water runoff and suspended sediment runoff, the mean value of water turbidity will be approximately 600 g/m^3 at the mouths of the Ayeyarwady (Kravtsova et al., 2009), which corresponds to relatively high values. Van der Velden (2015) showed that the ratio between the discharge of the Ayeyarwady and that of the Chindwin River increases in March–June, but, under during the dry season, the two are clearly differentiated with the Ayeyarwady having relatively low turbidity compared to sediment-rich Chindwin at their confluence. It is not clear how water and sediment are apportioned among the various branches of the Ayeyarwady. Win (1998) estimated that 72% of wet season flow reaches the central portion of the delta along the main river, and Woodroffe (2000) described this portion of the delta as the active delta plain.

Sedimentological studies indicate that 60 ±10% of the total sediment flux downstream is supplied by the Chindwin (Garzanti et al., 2016).

As in the cases of most river basins showing a diversity of sediment types (both bedload and suspension-sized sediments), there are no data on bedload transported by the Ayeyarwady delta, but it may be assumed that the bulk of the sediment supplied to the delta and the sea is suspension-sized load. A statistical comparison with data collected in the nineteenth century (1871 to 1879) shows discharge has significantly decreased in the last 100 years. Regression and correlation analyses between discharge in the modern period and indices of El Nino–Southern Oscillation (ENSO) show a relationship (Furuichi et al., 2009).

The Andaman Sea has been described as highly turbid (Ramaswamy et al., 2004), and clastic mud is burying carbonate deposits consisting of molluscan fragments and foraminifera tests on the delta shelf, leading to a vertical depositional rate in that area of about 200 cm in 1000 years (Rodolfo, 1969a, 1969b). According to Rodolfo (1969a), and more recently Rao et al. (2005), a small amount of mud reaches the Andaman Basin through the Martaban Canyon, and river-derived mud is not accumulating in the western part of the delta shelf.

The foregoing synthesis shows that despite the size of its catchment relative to other larger rivers, the Ayeyarwady supplies a large amount of sediment downstream. This, together with the confined bay-head morphological setting, and the specific hydrodynamic conditions of the Andaman Sea, where the river's delta has developed, notably the large tide-range setting, explain the disproportionate large size of the Ayeyarwady delta relative to the size of its catchment (Figure 3). The Ayeyarwady delta ranks 11th in size among the deltas of the world.

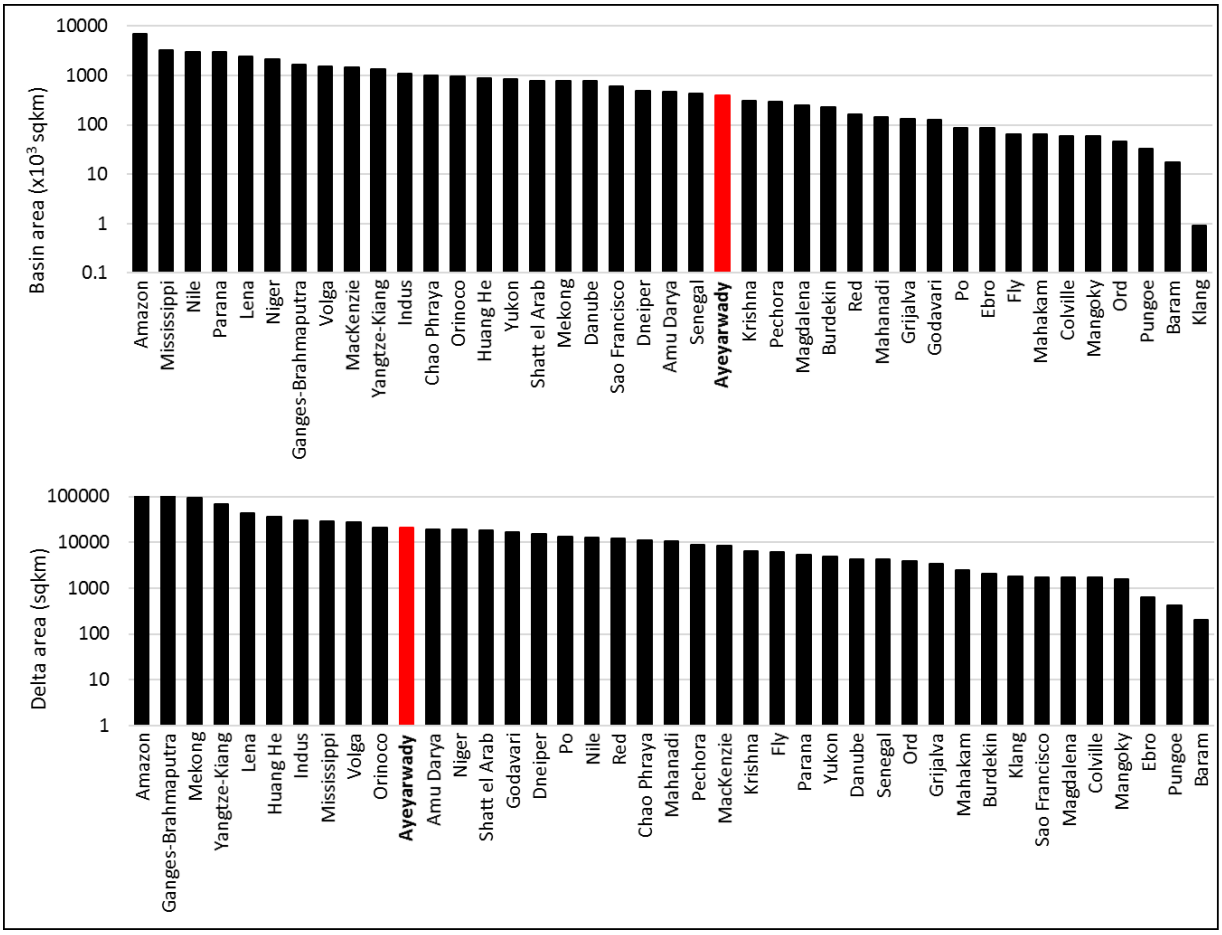


Figure 3. Basin area (top) and delta area (bottom) for a selection of large rivers (including the Ayeyarwady). Note the disproportionately large size of the Ayeyarwady delta in relation to the river's catchment size compared to other rivers. Basin area and delta area from Coleman and Huh (2004).

4. Marine hydrodynamic conditions

Myanmar is characterized by a long coastline along the Bay of Bengal and the Andaman Sea into which empties the Ayeyarwady (Figure 2). The northern coastal (deltaic) part of this sea, including the Gulf of Moutama (Martaban), forms a relatively shallow shelf 80– 250 km wide, and with a maximum depth of only about 50 m depth, composed of sediments deposited by the Ayeyarwady, the Sittaung, and the Salween. Currents in the northern part of the Andaman Sea are mainly governed by monsoon winds, which, as shown earlier, change their direction within a year from southwest (June–August) to northeast (November–February). The wave regime is characterized by wind waves of moderate fetch (wave periods of 8-12 seconds with a mean of about 10) generated by the southwesterly winds, and thus, almost exclusively from

a southwest direction (Figure 4), but with a marked seasonal variability in height. Wave heights are highest (mean values of up to 2 m) at the height of the rainy southwest monsoon season. Wave heights diminish during the dry season when the influence of southwest monsoon winds becomes attenuated due to the southward migration of the ITCZ. Maximum wave heights can reach 5 m. Longshore currents generated by southwest monsoon winds and waves are, together with tidal currents, important in transporting both bedload material (sand) along the beaches bordering the delta and suspension-sized sediment, which dominates the load of the Ayeyarwady. Longshore currents flow dominantly from west to east in response to the dominant wave window from the southwest. Reversals of these currents are locally observed, especially near the mouths of the larger delta distributaries where wave refraction commonly leads to bi-directional currents with beach sand transport towards the west materialized by spits.

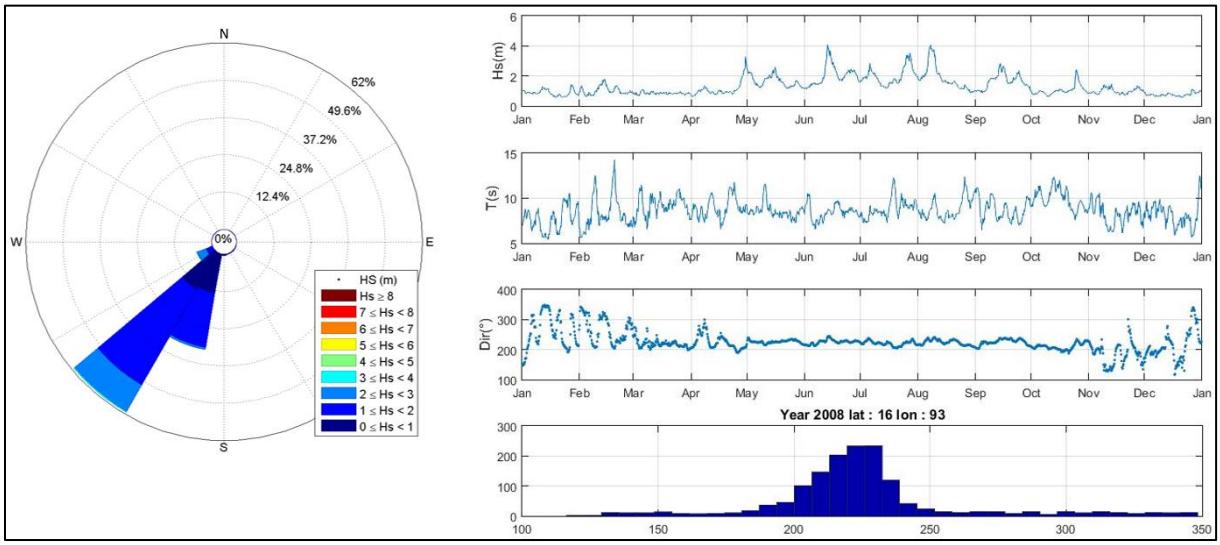


Figure 4. Wave climate off the Ayeyarwady delta culled from the ERA-Interim hindcast wave database (1978-2016) generated by the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) Wave Atmospheric Model.

The Ayeyarwady delta is associated with relatively large semidiurnal tides ranging from 3 to 6 m. Figure 5 shows an extract of the astronomical tide in the course of the field survey in November, 2016. Data collated by Kravtsova et al. (2009) show that the mean tidal range is 3.0 m in the western part of delta shoreline and about 3.2 m in the east. This data source further indicates that the tidal range during spring and neap tides along the western extremity

of the delta is 2.2 m and 1.8 m, respectively, but up to 5.7 m and 4.0 m, respectively, along the eastern shores of the delta. These values are similar to those calculated by Volker (1966) who published spring and neap tides at the eastern periphery of the Ayeyarwady delta coastline amounting to 5.8 m and 4.0 m, respectively; the relevant ranges amount to 5.1 m and 3.5 m, respectively, in Yangon located 72 km from the sea. Spring tide influence extends almost 300 km inland to the apex of the delta area (Hedley et al., 2010).

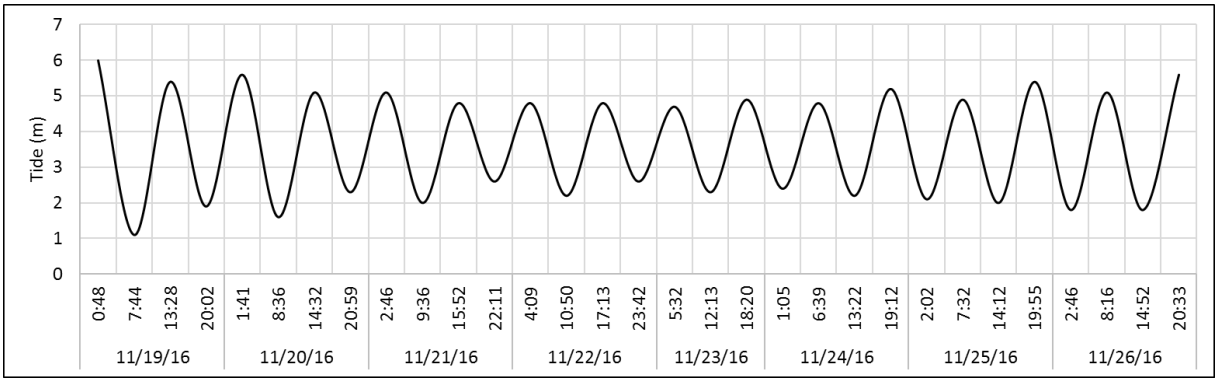


Figure 5. Extract of astronomical tide record for the Ayeyarwady deltaic coast at the Yangon tide station (11-26 November, 2016). From the tide and current prediction program *WXTide32*© (Version 4.6).

Tropical cyclones, thoroughly reviewed by Brakenridge et al. (2017) for Myanmar, may also cause coastal storm surges, and these have ranged up to 4 m above sea level, causing significant damage approximately every 5–6 years (Dube et al., 2010). According to data collated by Kravtsova et al. (2009), the mean fluctuation of sea level in the Andaman Sea within a year is insignificant (about 8 cm). Sea level is slightly higher during the rainy season than the dry season due to the impact of river runoff. Seasonal sea-level fluctuations do not therefore play a significant role in the coastal hydrodynamic regime, which is dominated by winds and the mixture of moderately large tides and waves.

Most of the mud discharged from the Ayeyarwady into the sea during the southwest monsoon is transported along the coast to the east by the afore-mentioned regional coastal (wind-, wave- and tide-generated) currents and deposited in the nearshore zone of the Gulf of Martaban (Rodolfo, 1969a; Ramaswamy et al., 2004; Rao et al., 2005). In agreement with the observations of these authors, recently collated data from MERIS satellite data on suspended

particulate matter at the mouths of the Ayeyarwady (GlobCoast project, http://sextant.ifremer.fr/en/geoportail/sextant) show relatively high concentrations, notably in the Gulf of Martaban sector (Figure 6) where trapping of mud debouching from the multiple mouths of the Ayeyarwady and from the Sittaung occurs.

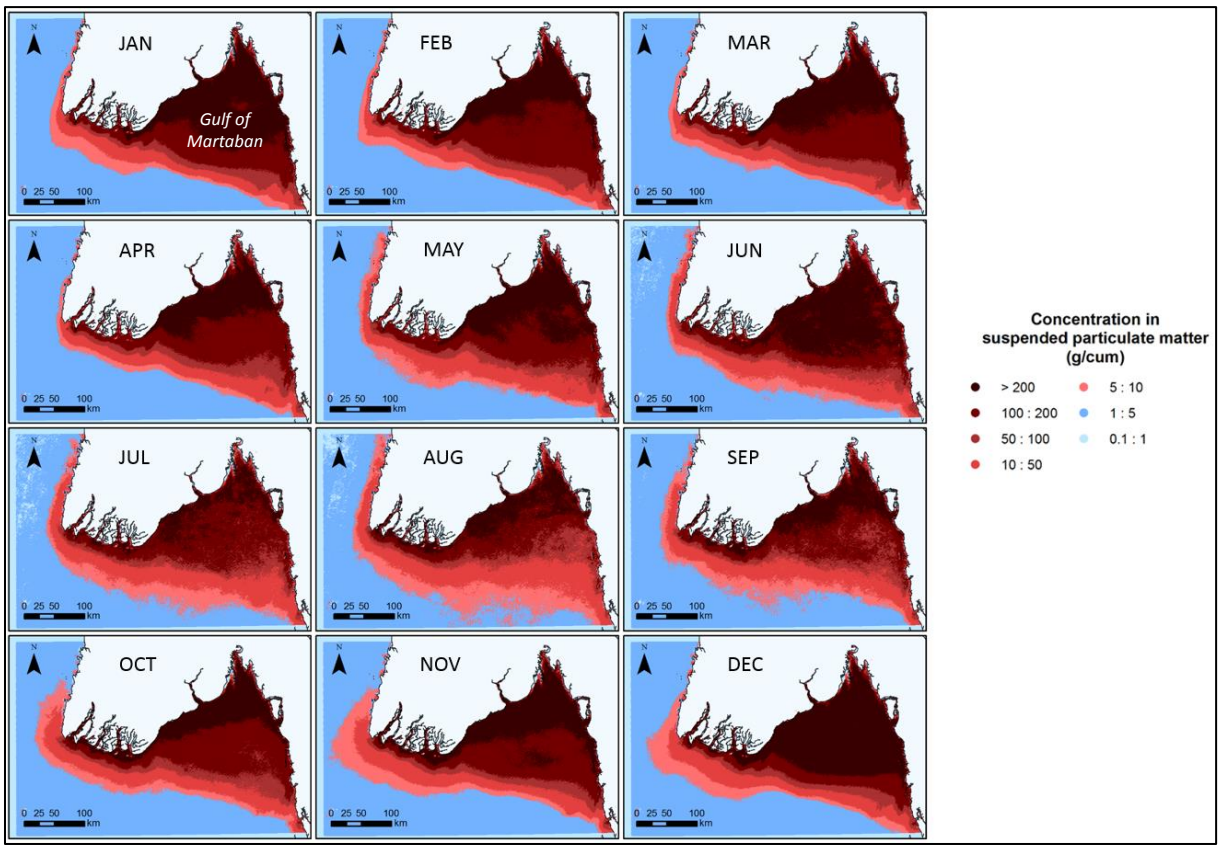


Figure 6. Monthly mean values of suspended particulate matter (2002-2012) off the mouths of the Ayeyarwady delta and along the Andaman coast. From the GlobCoast database project, using Han algorithm for coastal areas, at the global scale. Data obtained from MERIS sensor, with POLYMER atmospheric corrections (Han et al., 2016).

5. The Ayeyarwady: an overarching river in Myanmar's development

River deltas in Myanmar are heavily populated with an initial migration in the late 1800s from the north, following the British colonization in 1852, and construction of drainage and levee flood protection structures that facilitated permanent settlements and rice agriculture (Brakenridge et al., 2017). Flowing entirely within the boundaries of Myanmar (although a part of its basin is in Indian territory), the Ayeyarwady river has been central to the economic and social development of the country. The Ayeyarwady basin is currently home to about 32 million people. Seven out of the 17 largest towns in Myanmar are located on the banks or in

the valley of the river; they include the country's capital Yangon, Mandalay, Myingyan, Pakokku, Pyit, Hintada, and Bassein. In 1852 about 1 million inhabitants lived on the delta, with 30,000 ha in cultivation (Tarling, 1992). As in most developing countries, population growth has been extremely rapid, increasing risk potentials associated with river flooding, storm surge activity, and coastal erosion. At the 1983 census the nation's population was 35.4 million (Spoorenberg, 2013; Wikipedia, 2016), and that of the coastal and delta areas 9.6 million (Hedley et al., 2010). This delta population had grown to 12.7 million by 1997 (Hedley et al., 2010). About 15 million out of Myanmar's current population of 51.4 million, according to the provisional results of the 2014 census (official estimates of nearly 60 million) reside in the Ayeyarwady delta (Brakenridge et al., 2017). This is an increase of nearly 150% in about 30 years. Some cities have grown much faster: the population of Hinthada, directly on the Ayeyarwady, was 82,500 in 1980 but was 170,000 by 2010. United Nations population estimates for Yangon, in the upper delta, the most populous city, are: 1980, 2.4 million, and 2010, 4.3 million (a 180% increase). According to Brakenridge et al. (2017), this last UN estimate is well below a 2009 U.S. State Department estimate of 5.5 million, which takes into account the expansion of the city's limits in the past two decades.

Much of the cultivated land of Myanmar, which, in 2009, covered approximately 12,100 km^2, is located in the Ayeyarwady river basin and the delta (Frenken, 2012). Agriculture remains a major contributor to South Asian rice production and to Myanmar's economy. The vast Ayeyarwady delta offers large areas of rich agricultural land and is one of the most productive rice production areas in the world, largely contributing to the position of Myanmar as the world's sixth largest producer of rice and the seventh largest exporter of this crop. Before World War II, Myanmar was the world's largest exporter of rice, most of it coming from the delta. Although the country's rice exports have declined since 1941, the delta still produces 65 % of Myanmar's total crop (Wai Moe, 2008). The Ayeyarwady delta is thus the key to food security in Myanmar, and, as intensification techniques are applied, has the potential of becoming an even bigger rice basket of international importance (Seekins, 2005).

The country's trade in rice is strongly dependent on water transport, and the Ayeyarwady River is the backbone of Myanmar's transportation system. The river is navigable year-round for nearly 1,600 km (up to the junction with the Bhamo, the main tributary of the Chindwin River), offering a natural waterway from north to south to transport natural resources from

up country to the coast. Although navigation can be rendered difficult by silting and sand, the strongly anabranching river and deltaic complex of the Ayeyarwady is largely navigable, forming a regional system of inter-connected waterways. The Chindwin, tributary of the Ayeyarwady, is navigable for an additional 800 km from its confluence with the Ayeyarwady below Mandalay.

The Ayeyarwady River is home to an estimated 43 fish species. Fishing and aquaculture are also economically important, and the region is the major producer of sea salt and ngapi (fermented fish paste), a Burmese diet staple. It must be noted that the conservation status of fish in Myanmar is poorly understood, and, thus, the number of species might be much higher. Marine species have been better assessed than freshwater species. The most well-known freshwater species is the Ayeyarwady dolphin (*Orcaella brevirostris*). The Myanmar roofed turtle (*Batagur trivittata*), previously thought to be extinct, was rediscovered in 2002 in the Chindwin River. The estuarine crocodile (*Crocodylus porosus*) is an emblematic species of the delta. The Ayeyarwady river shark (*Glyphis siamensis*) is possibly extinct; it is only known from a single specimen collected in 1896 near Yangon.

6. Methodology

6.1. Shoreline sedimentology

In the course of the field reconnaissance mission (November 17-22, 2017), 17 field sites were visited from east to west along the delta shoreline (Appendix A and B). A total of 34 sediment samples were collected from 10 of these sites. Three to five samples were collected on a cross-shore transect from the lower to the upper beach, generally using observed bedform or facies changes to delimit sampling zones (Appendix C). All of the sediment samples were sandy with the exception of one silty sample from site 11. All samples were initially homogeneously separated with a sediment inox splitter and dispersed using 0.3% sodium hexametaphosphate as a dispersing agent following the procedure described in Vella et al., 2013. The grain-size distribution was measured using a Beckman Coulter LS 13320 laser grain-sizer with a range of 0.04 to 2000 µm. The calculation model uses the Fraunhöfer and Mie theory. For the calculation model, water was used as the medium (RI = 1.33 at 20 °C), a refractive index in the range of that of kaolinite for the solid phase (RI = 1.56), and absorption coefficients of 0.15 for

the 780-nm laser wavelength and 0.2 for the polarized wavelengths (Buurman et al., 1996). Samples containing fine particles were diluted, measuring between 8 and 12% of obscuration and between 45 and 70% PIDS (Polarization Intensity Differential Scattering) obscuration.

6.2. Shoreline morphodynamics and change rates

In addition to the field mission (18-27 November 2016) along the delta aimed at ground-truthing shoreline characteristics (morphology, grain-size, presence and type of vegetation, qualitative observations of bedforms and shoreline dynamics), shoreline change rates were digitized from LANDSAT satellite images between 1974 and 2015. (47 satellite images, 60-30m pixel size) We used the mangrove fringe in the muddy sectors, and brush or plantation fringe in sandy sectors as shoreline markers. Furthermore, a more fine-tuned analysis, consisting in breaking down the analysis into time slices to bring out trends that may be related to changing sediment-supply conditions and exceptional events, (cyclones) was carried out. A specific focus was also set on the impact of Tropical Cyclone Nargis (May, 2008) in order to determine both the impacts of a high-energy event on shoreline stability and determine the possibility of shoreline resilience following such events.

Shoreline changes were calculated using the *ArcMap* extension module Digital Shoreline Analysis System (*DSAS*), version 4.3 (42), coupled with *ArcGIS®10.2.2*. We set up a transect every 100 m alongshore from which shoreline variations between the changing vegetation line and a pre-determined inland base line were calculated between the successive sets of LANDSAT images. This distance, chosen as a compromise between quality of the interpretation and the important length of the Ayeyarwady delta shoreline (> 500 km) was divided by the time in years between the two image dates to generate statistics of shoreline change in *DSAS 4.3*. We retained a relatively large uncertainty shoreline change band of ±20 m, which is much more than commonly used in the literature. We defined the annual error (*E*) of shoreline change rate from the following equation:

$$E = \sqrt{(d1^2 + d2^2)} / T$$

where *d1* and *d2* are the uncertainty estimates for the successive sets of images and *T* time in years between image sets.

7. Results

7.1. Morphodynamics of the Ayeyarwady delta shoreline

The shoreline changes evinced by the Ayeyarwady delta, and which are the central focus of this study, will be shown subsequently. This section briefly synthesizes elements of the morphology and dynamics of the delta, thus providing a framework for a better understanding the underlying shoreline changes.

In terms of the dominant marine processes acting to shape the delta's shoreline, the Ayeyarwady is a typical example of a tide-dominated system (Figure 7) in the commonly used classification system of Galloway (1975). The delta shoreline is characterized by relatively energetic tides (Figure 5) associated with multiple river mouths and tidal channels that reflect strong tidal penetration inland. This tidal dominance is the outcome of amplification of tidal waves propagating over the shallow Andaman shelf. The shallow shelf itself is a product of pronounced river, coastal and marine sedimentation through geological times that has produced the thick sedimentary deposits of the Central Burma Basin down to the Andaman shelf (Rodolfo, 1969b), as stated earlier. Tidal amplification and the presence of a multitude of river mouths moderates wave influence, especially in the higher tide-range and less wave-energetic eastern sector of the delta where fine-grained sedimentation is predominant.

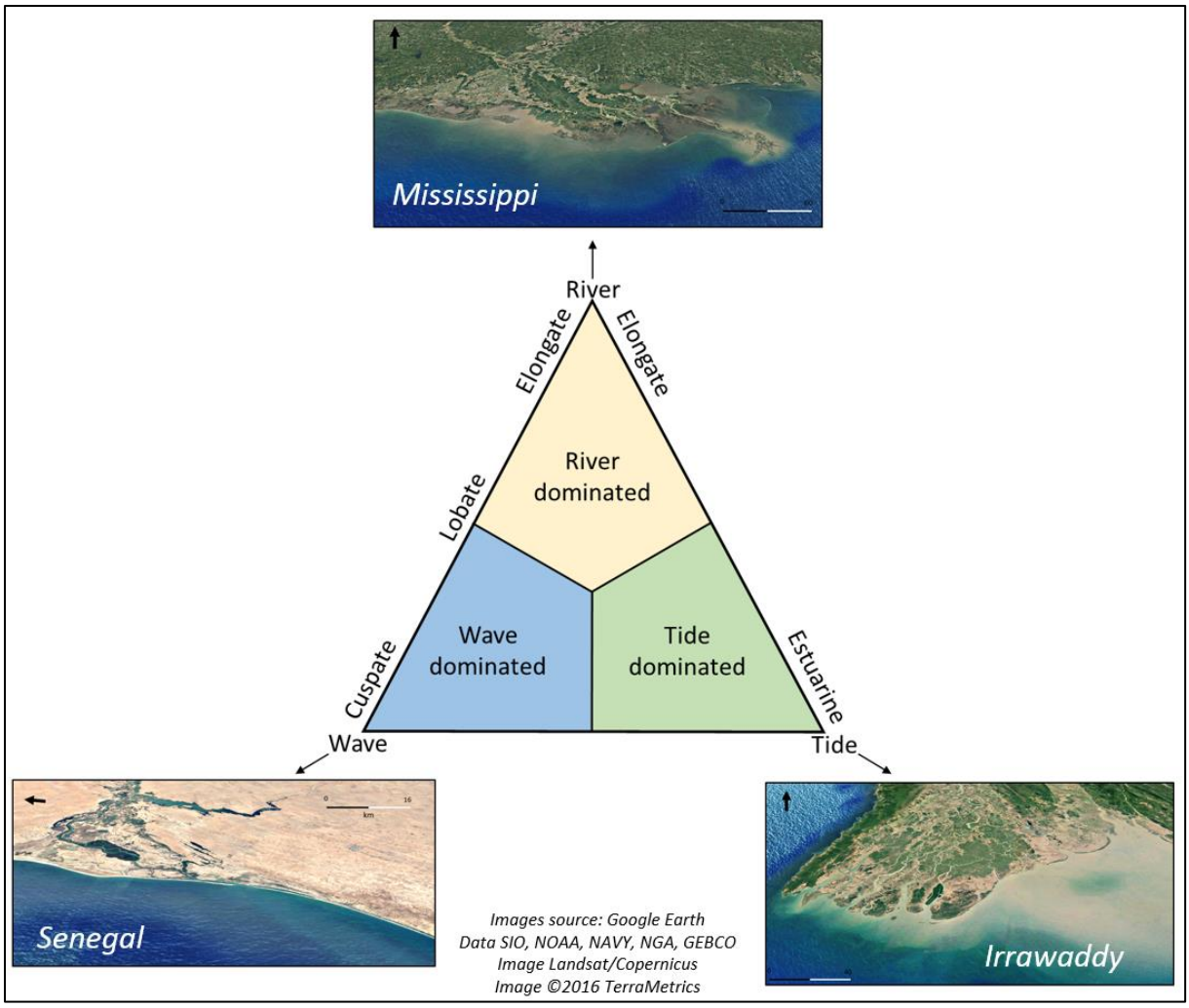


Figure 7. The simple ternary classification scheme of Galloway (1975) showing the Ayeyarwady delta as a fine example in the tide-dominated spectrum alongside the archetypal examples of the Mississippi (river end-member) and the Senegal (wave end-member).

The delta shoreline shows a clear-cut morpho-sedimentary gradient from what appears, within an overarching tide-dominated system, as a more wave-influenced delta in the west than in the east. This difference is reflected in both the constituent coastal landforms and grain-size gradients. The latter are shown in a later section. The shoreline in the west, where the inter-distributary mouths are concentrated, and through which the river provides sand to the coast, is more significantly wave-influenced than the rest of the shoreline. Progressively westwards from the mouth of the Yangon distributary, sandy beaches become better developed, dominated by bedforms associated with longshore drift essentially directed eastward, though, as stated above, counter-drift is encountered near the mouths. Wave

influence in this area is related to a more prograded, and therefore more protruding, sector of coast relative to the southwesterly monsoon waves and a lower tidal range, both of which enhance the efficacy of wave-reworking of the shoreline. The more sheltered, less prograded and therefore non-protruding eastern delta shoreline is essentially composed of typical open-coast mud-dominated tidal flats associated with large-scale mangrove removal (see **Discussion**).

The multiple mouths lead to large-scale long-term apportionment of river liquid and solid discharge. These multiple active mouths multiply the river-mouth dilution effect on waves and longshore transport. Pronounced longshore variability in wave-induced sediment transport thus ensues, resulting in multiple drift cells that assure the retention of sand within the shoreface, rather than significant alongshore leakage (beyond the confines of the delta in classic wave-dominated systems). Even though a predominant direction of longshore transport prevails, the morphodynamic feedback effects between river (supplemented by tides) and wave influence involved in generating a multiple cell system contribute to the sequestering of sand, which, in the past, has been accommodated by the successive progradation of beach ridges exhibited by some lower inter-distributary plains of the Ayeyarwady delta (Fig. 8). These processes also obviate eventual problems of river-mouth instability that may be generated by excessive bedload accumulation at the mouth, a major process in the wholesale abandonment of delta lobes (Anthony, 2015), such as in the Rhône delta. Hence, the distributaries of the Ayeyarwady have remained relatively fixed as a result of the strong 'hydraulic-groyne' effect played by river liquid discharge and the strong tides. On the other hand, the rest of the delta plain, downstream of the distributary radiation point, has been characterized by avulsions that reflect internal sediment dynamics within the delta plain.

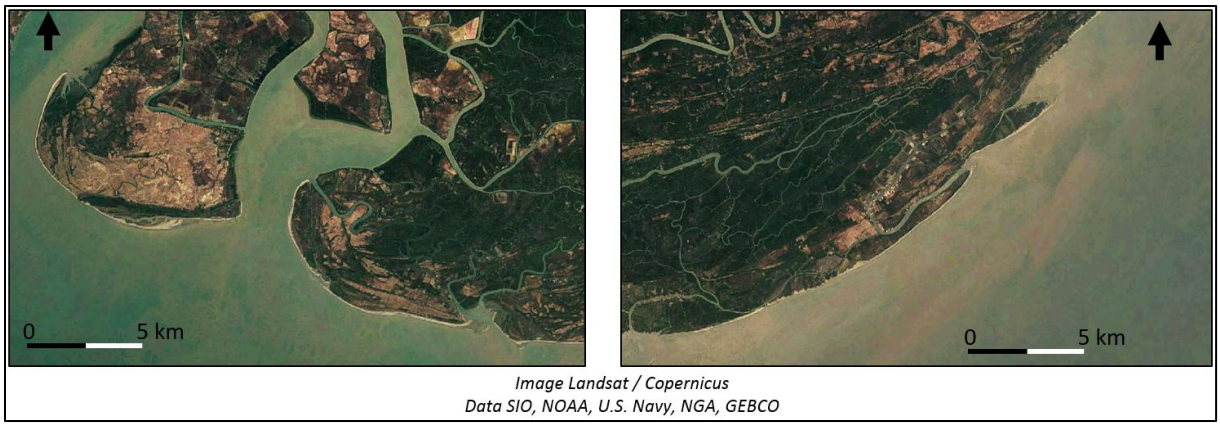


Figure 8. Google earth image extracts showing the beach-ridge sets that have marked sandy deltaic progradation of the Ayeyarwady between the distributary mouths in the west.

7.2. Shoreline grain-size variations

The afore-mentioned alongshore variations are largely mirrored in the shoreline grain sizes obtained from areas where beach sand samples have been collected. Sand is predominant on all the sites where samples were collected (Figure 9). The grain-size analysis shows a progressive increase by up to 54% of the D_{10} (+ 46 µm), that is, the finest particle size in all the samples, from east to west (Figure 10). The D_{50} and D_{90} values only increase significantly from east to west after site 8, that is, in the sector of the multiple distributary mouths. This implies that there is size grading from west to east, the finest sediments being transported towards the east. These results are in agreement with the field observations regarding a preferential sediment-fining trend towards the east and transport of mud in this direction by currents (Figure 11). There is, however, an inversion of this trend between sites 7/8 and site 6. Samples from site 6 show higher D50 and D90 values, that is, fine sand that becomes increasingly coarser. This could reflect a stronger offshore dispersal of fine-grained sediment by the Yangon distributary mouth and by the stronger tidal currents in this sector. Unlike the longshore trend, there is no clear tendency regarding cross-shore grain-size variations. The upper beach samples are all very sandy, excepting that of site 8. Generally, the low-tide beach, which is characterized by low breaking waves at low tide (as a result of strong tide-modulated dissipation of waves at this stage of the tide) exhibits finer sand than along the rest of the transect towards the upper beach. Extreme low-tide dissipation is also associated with a commonly muddy lower beach, more or less accessible on foot, that is a common signature

of mud-rich tide-dominated deltaic shores. This explains the extremely high mud content of the lower beach sample in site 11. This sample has thus been discarded from the analysis of the alongshore trend.

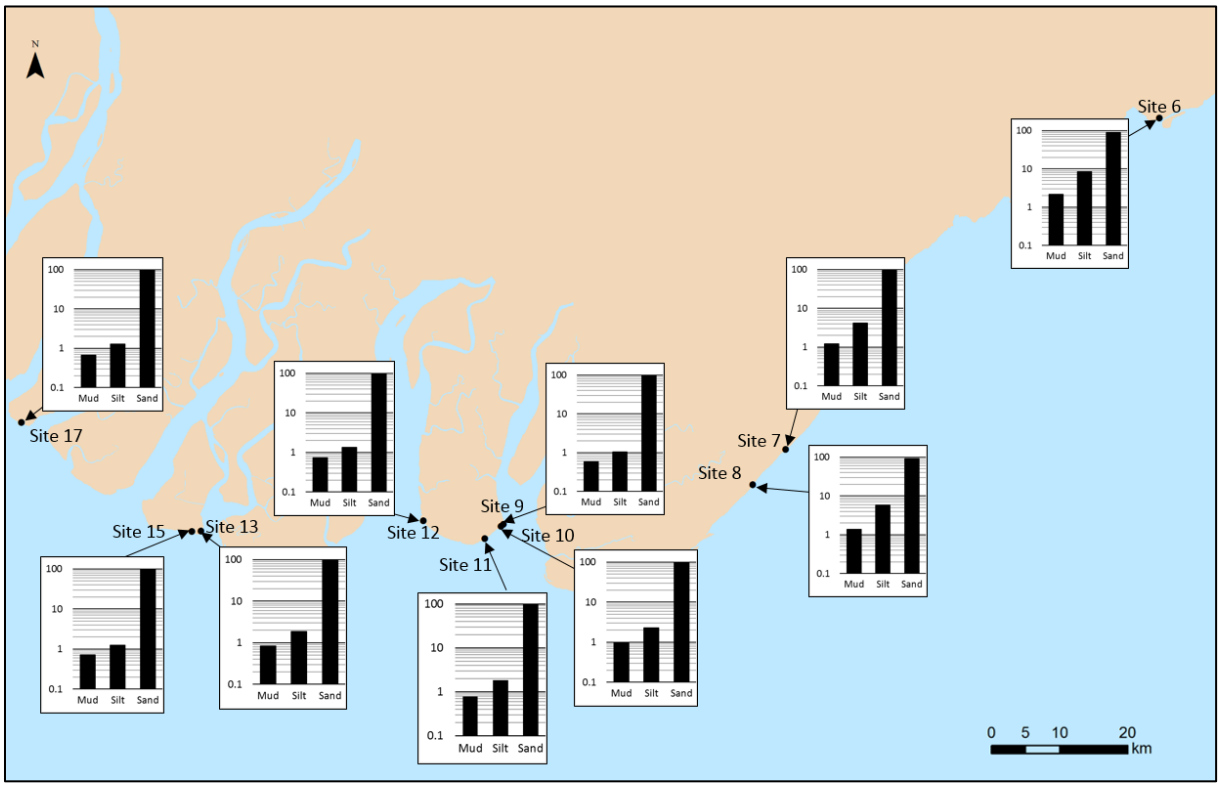


Figure 9. Grain-size characteristics of beach deposits from the Ayeyarwady delta.

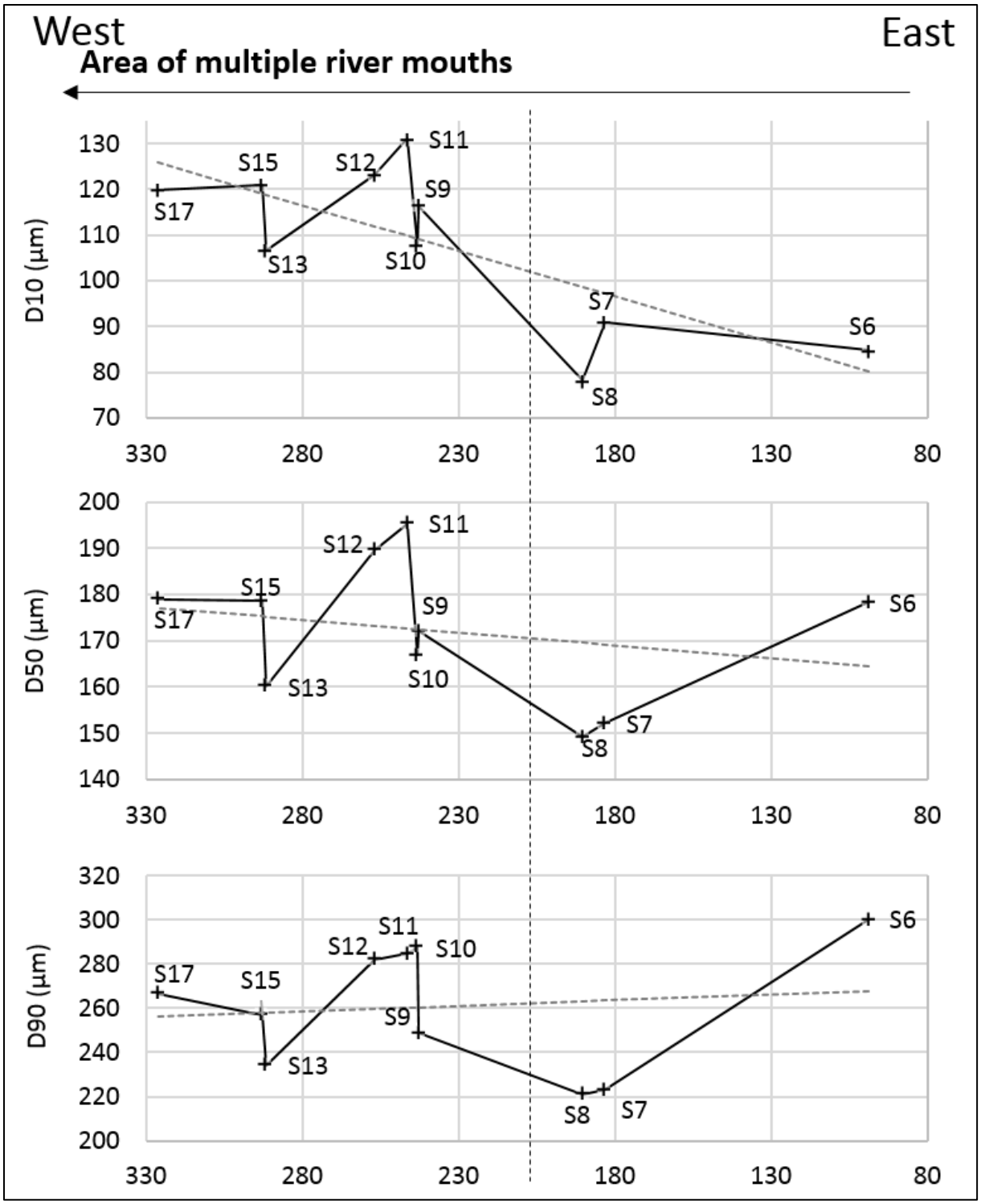


Figure 10. Alongshore variations in beach grain-size patterns in the Ayeyarwady delta showing a clear eastward-fining trend.

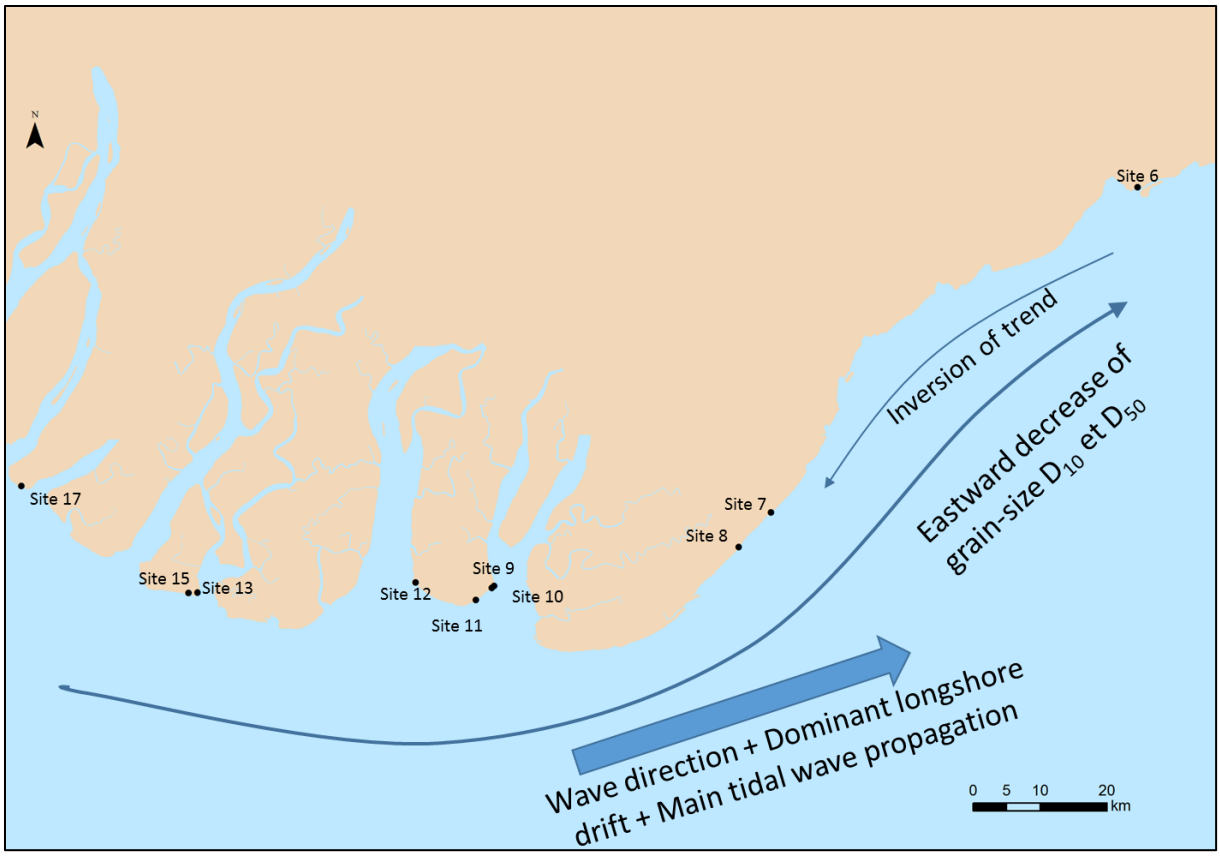


Figure 11. Eastward-fining grain-size trend and the role of wind-, wave and tide-induced currents in the eastward transport of sediments.

7.3. Shoreline changes rates

Shoreline change rates show a net delta advance of 7.8 m/year between 1974 and 2015. This overall figure masks, however, a strong longshore variability and other underlying trends (Figure 12). Areas of shoreline advance indeed show high rates: +21.2 m/year overall and even exceeding 50 m/year in the extremely muddy northeast corner of the delta shoreline, where a major mud bank, presumably corresponding to a multi-annual storage of mud from the river and of mud drifting alongshore from the west (see Figure 6), developed between 1992 and 2002, and was progressively colonized by vegetation (mangroves and tropical salt marshes).

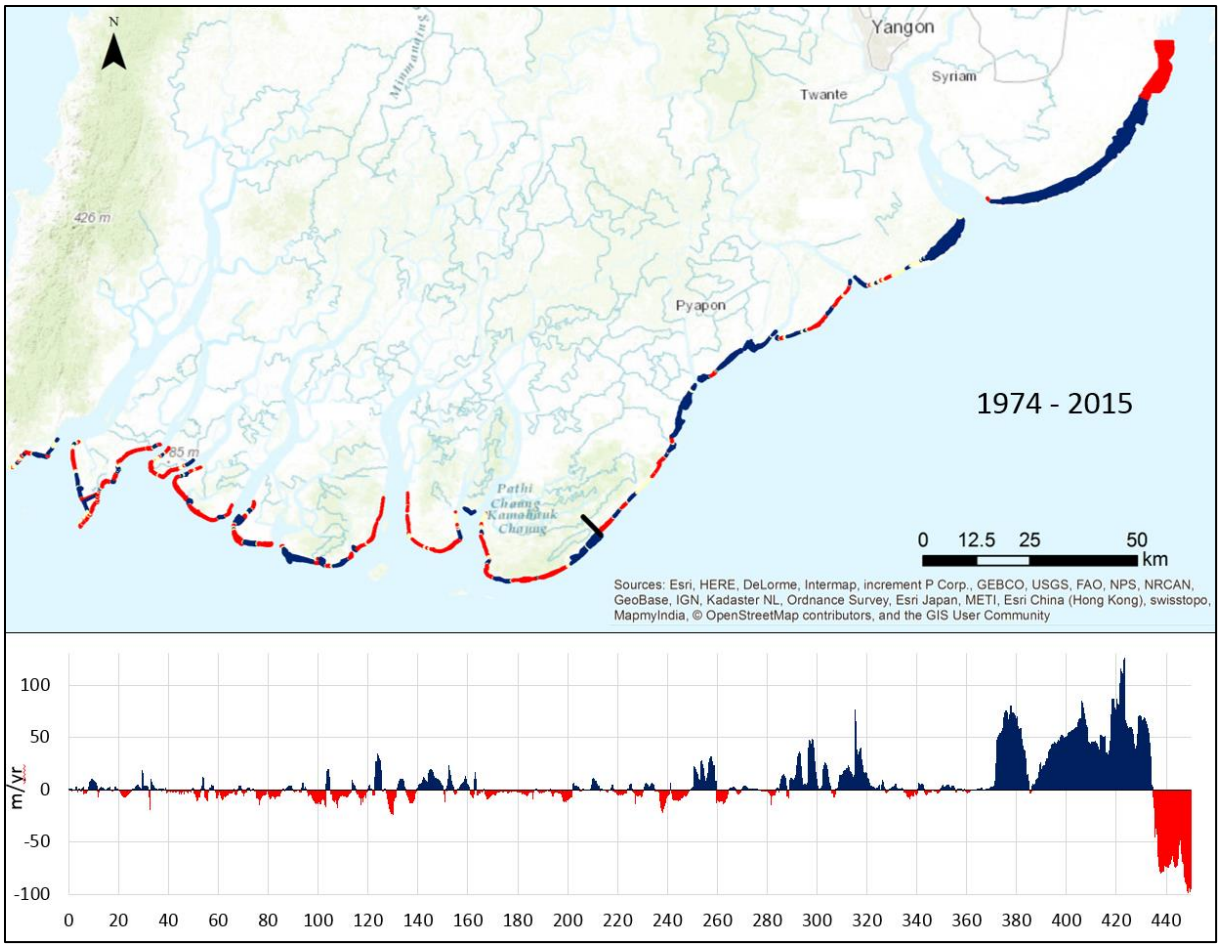


Figure 12. Net shoreline change patterns along the Ayeyarwady delta between 1974 and 2015. Note the preponderance of erosion.

More alarmingly, erosion affected over the study period 240 km of delta shoreline out of 450 km, i.e., 53% of the entire deltaic shoreline (Figure 12). Although retreat rates are much less pronounced than advance rates, erosion is nevertheless now affecting a longer stretch of the delta's shoreline, notably in the multiple distributary mouths area, which are, paradoxically, the delta's main arteries for sediment supply to the coast. The highest advance rates are located in the eastern, more sheltered sector of the delta, especially at the large Yangon distributary mouth trap.

In order to highlight the persistence or transient nature of the shoreline trends, an analysis was carried out on a time-slice basis. The results are shown in Figure 13. The multiple distributary mouth sector shows a loss of shoreline area at least since 1998. This trend has become slightly attenuated over the last ten years. In contrast, the presently accreting

northeast sector of the delta showed significant retreat prior to 1988 losing up to 3.35 km²/year, followed by significant advance of up to 7.6 km²/year between 1992 et 2000. This rate decreases strongly after this period, and was even negative between 2005 and 2010.

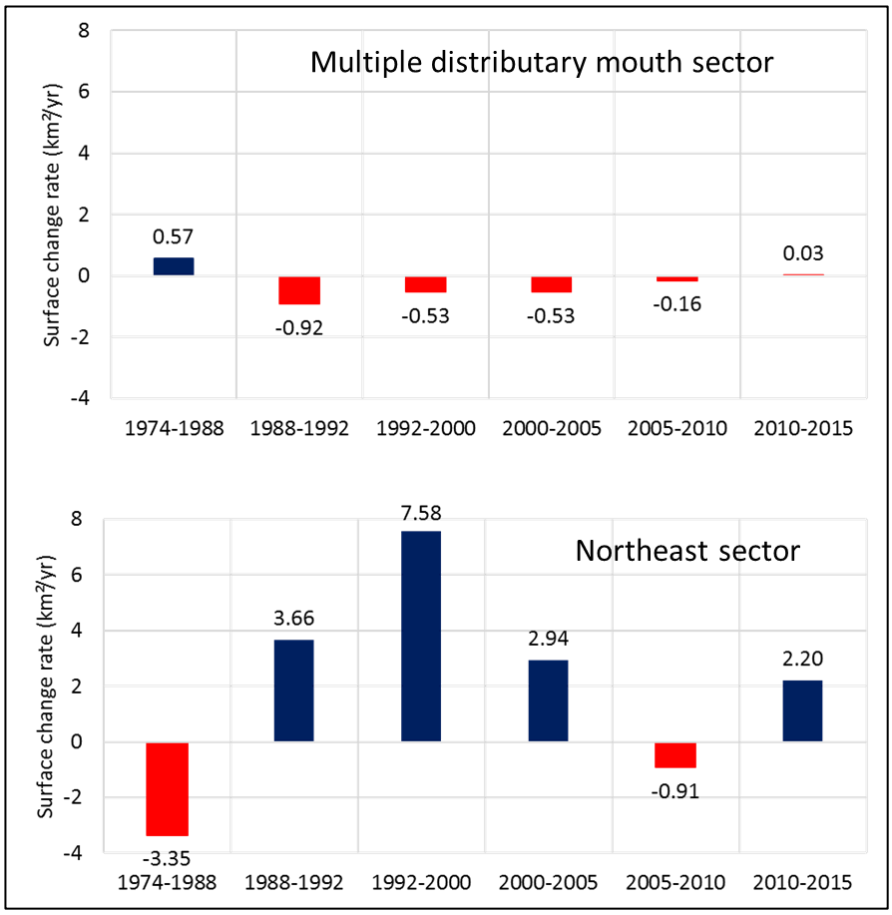


Figure 13. Shoreline change patterns along the Ayeyarwady delta at different time frames between 1974 and 2015.

The shoreline status is depicted in Figure 14 in terms of the field sites visited in November, 2016. The first four sites are very muddy. Of the 17 sites, 12 are in retreat over the last ten years. Site 12 is the only one in advance over the last ten years. The figure shows an increasing long-term fragility of the from sites 9 to 17 (multiple distributary mouths) and sensitivity to erosion of the more sheltered eastern part of the delta. The change rates thus highlight the variable but largely vulnerable status of the Ayeyarwady delta shoreline, with large tracts, especially west of Yangon, now in a strongly erosional mode. A notable exception to this overarching erosional trend is that of the large inter-distributary plain east of Yangon, which is still largely advancing, presumably capturing some of the sediment supplied by the river, to

the detriment of the rest of the shoreline. This strong contrast on either side of the Yangon distributary, between an erosional mode in the west and an accretionary mode in the east, may reflect net trapping of fine-grained sediment in the latter sector by currents generated by waves and tides setting east. This accretionary zone serves as a low-energy depocentre, protected by the rocky coast to the east. East of this distributary, erosion has been strong, attaining close to 100 m a year between 1974 and 2015, thus suggesting that the sediment sequestration effect is not global in this sector, and that the Chindwin distributary, considered as a major supplier of the sediment transported downstream through the Ayeyarwady basin (Garzanti et al., 2016), is probably no longer an active supplier of mud to the coast. Elsewhere, erosion rates are in the order of 10-20 m a year, which is quite significant.

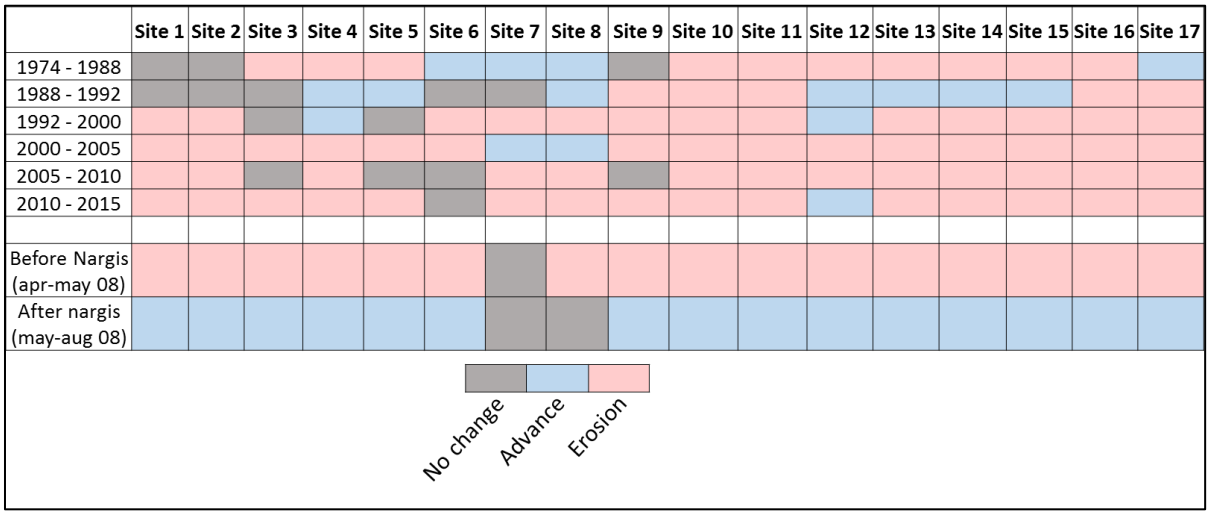


Figure 14. Shoreline trends depicted for the field sites visited in November, 2016.

7.4. Shoreline changes in the wake of Tropical Cyclone Nargis

Tropical cyclone Nargis (May 2-4, 2008) caused the worst natural disaster in the recorded history of Myanmar. Using a satellite approach, Brakenridge et al. (2017) have mapped the vast land areas affected by the Nargis coastal storm surge and unusual inland rainfall. Major flooding was restricted to the delta and lower floodplain areas. The Nargis cyclogenesis, which was well monitored, but still affected a population that was not prepared for it, is well described by Brakenridge et al. (2017). The Nargis storm track is shown in Figure 15. The cyclone moved ashore in Myanmar while at category 4 and with 215 km/h winds on May 2, gradually weakened after passing Yangon, and dissipated near the border of Myanmar and Thailand. The cyclone generated a storm surge at least 3.7 m high 50 km inland across the

Ayeyarwady delta and heavy rain on the delta further inland. The destructiveness of the surge in part resulted from Nargis' direction of approach from the west to the southern delta region, which resulted in maximum winds having a counterclockwise circulation in the shallow offshore continental shelf area (Brakenridge et al., 2017). These winds and the coastal geomorphology of the region produced high waves and a storm surge in the delta (Haggag et al., 2009), aggravated by high rainfall, resulting in severe flooding.

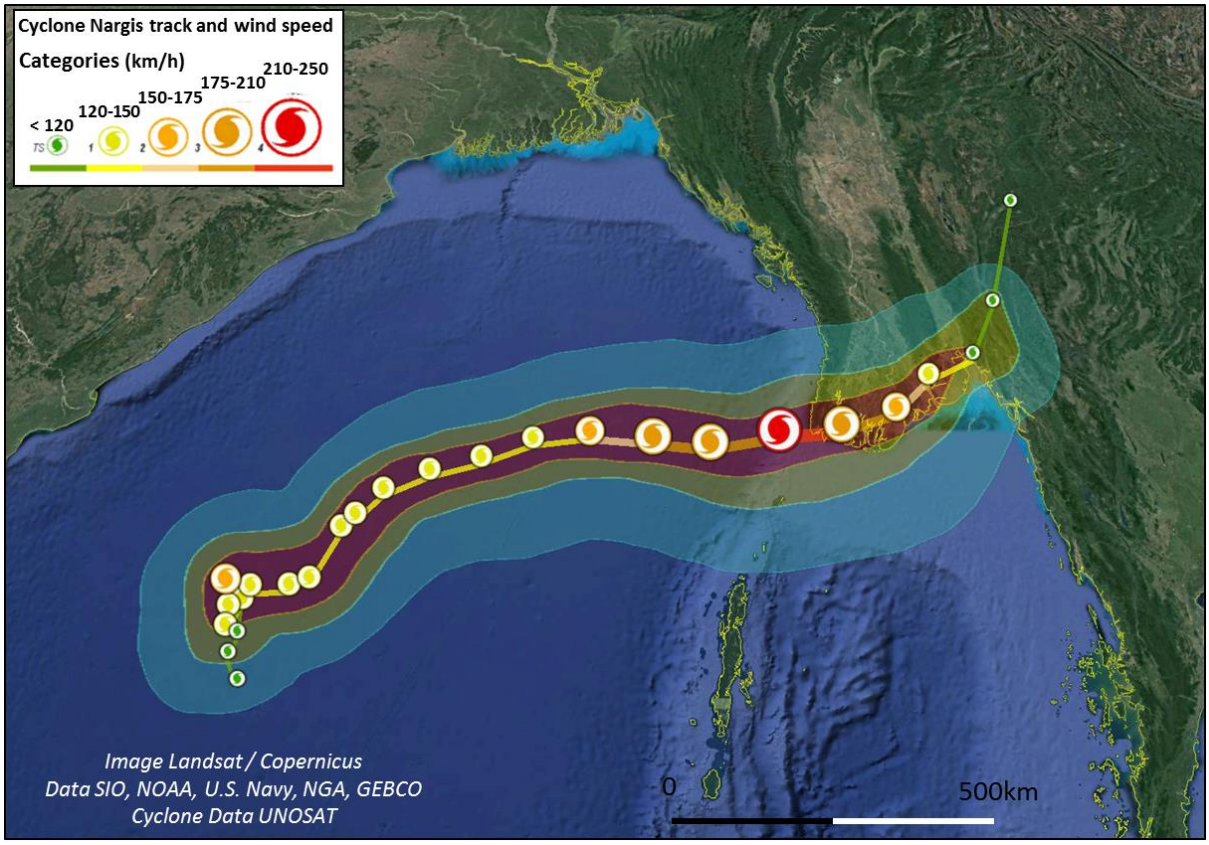


Figure 15. Trajectory of Tropical Cyclone Nargis in May 2008.

Brakenridge et al. (2017) have shown that other deadly cyclones associated with large surges preceded Nargis, notably the May 10, 1968 cyclone that made landfall in Sittwe, Rakhine, and that killed 1037 people, left 17,537 livestock dead, close to 300,000 people homeless, and 57,663 homes destroyed (USAID, 1968). Cyclone Nargis flooded about 14,400 km^2 of land in the delta (Tasnim et al., 2015). Fatality estimates exceeded 138,000 (Fritz et al., 2009). It is estimated that at least 2.4 million people were severely affected, and over a million people were left homeless. An estimated 90–95% of the buildings in the delta and much farmland, livestock, and fisheries were lost. The overall economic damage was estimated at over 10 billion US$.

The satellite images covering the passage of Nargis over the delta (May 2-4, 2008) are marred by high cloud cover. However, exploitable satellite images show a drastic shoreline retreat between April 18 and May 4, 2008 (dates of the best available satellite images), with retreat values exceeding 1 km (Figure 16). It is logical to assume that much of this retreat actually occurred in the course of the slow passage of Nargis over the delta over a period of 24 to 48 hours. The entire coast was affected more or less. Like many deltas associated with a large sediment supply, the Ayeyarwady delta showed a good degree of relative resilience in the wake of this high-energy event, as it required up to about 110 days to regain lost shoreline positions. Presumably much of the sediment mobilized by the west-east moving cyclone across the delta was somehow stored within the delta and as back-beach washover deposits (a mode of beach retreat commonly observed in the delta in the course of the November field mission), thus explaining the recovery observed in the following months (Figure 17).

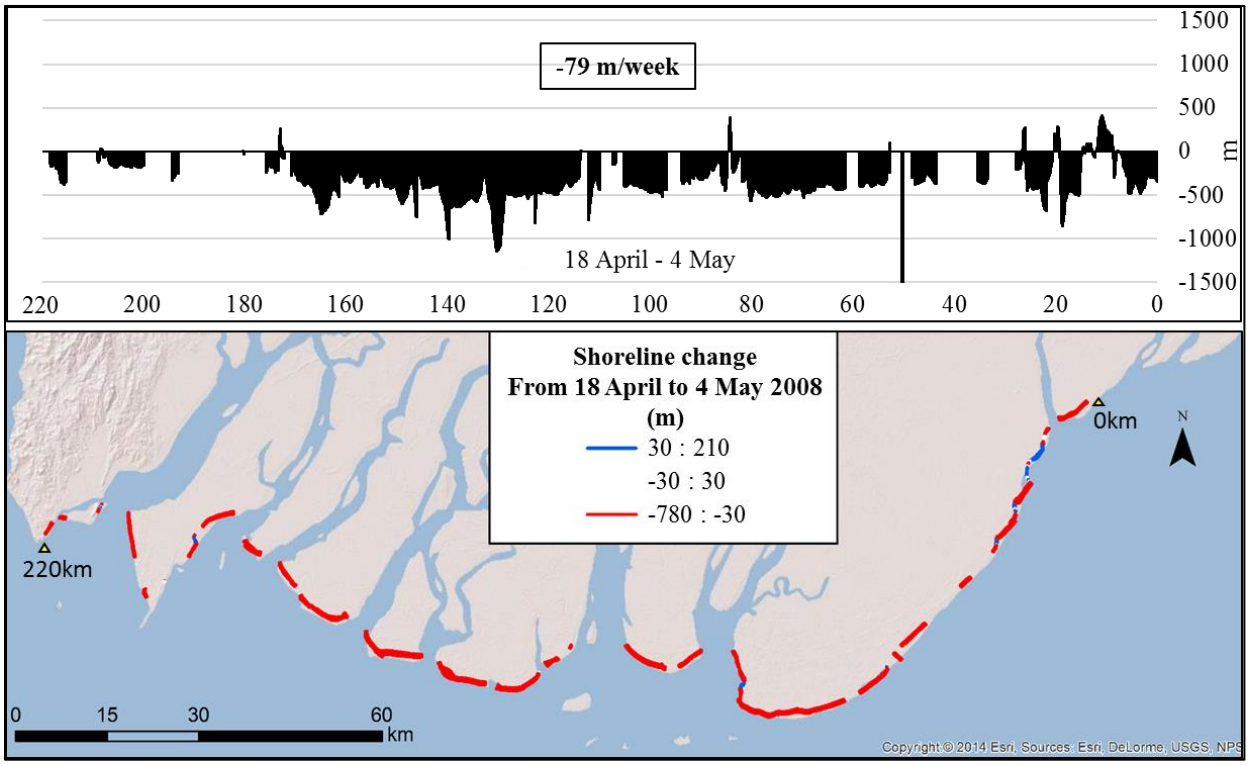


Figure 16. Shoreline retreat rates resulting from the passage of Tropical Cyclone Nargis in 2008.

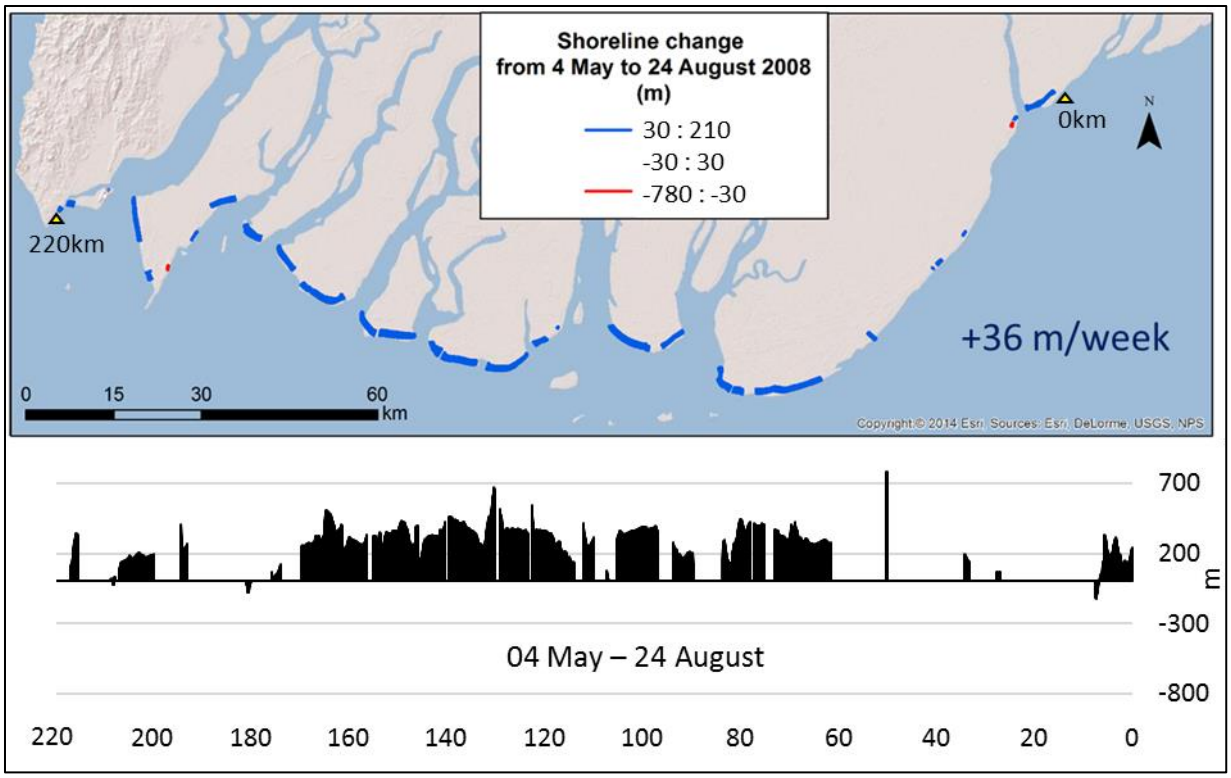


Figure 17. Shoreline recovery in 2008 following the passage of Tropical Cyclone Nargis in 2008.

Brakenridge et al. (2017) noted a number of factors that aggravated the Nargis disaster, all of which are presently increasing Myanmar's vulnerability:

(1) Population growth and migration. At the time of Nargis, the overall Myanmar population was much larger and also younger than in previous decades.

(2) Deforestation. The expansion of population in the eastern delta, where Yangon is situated, occurred together with deforestation to the west. This may have substantially increased Nargis storm damage and fatalities, via the removal of mangrove and other delta forests, as compared to previous storms. Yangon and its environs grew very fast in population, while the remaining populations in the southernmost delta areas lived in a recently deforested landscape with increasingly little resistance to surge flooding.

(3) Reduced sediment influx. Reduction of sediment supply to the delta caused by dams and embankments (see **Discussion**) may have played a role in Nargis-related flooding and shoreline retreat, a situation of delta sediment starvation compounded by the effects of global sea level rise (Syvitski et al., 2009).

8. Discussion: a delta in peril

According to Rodolfo (1969a), the Ayeyarwady delta prograded at an average rate of 2. 5 km in 100 years into the Andaman Sea up to the start of the last quarter of the 20th century. The shoreline erosion pattern drawn out of the satellite data thus shows a major turnaround from generalized progradation to retrogression (Figures 12-14). These results are in agreement with those published by Hedley et al. (2010) who suggested that the coastline encompassing the Ayeyarwady delta and the Salween River was more or less in equilibrium over a long period during which sediment deposition balanced subsidence and sea level rise, but that the delta has been in a period of net erosion between 1989 and 2006. Hedley et (2010) further predicted more shoreline erosion in the coming years as a result of projected dam constructions.

Although the Ayeyarwady is a high-sediment load river relative to the size of its basin, the large-scale erosion along the delta's shoreline indicates complex mechanisms of sediment redistribution that may reflect both intrinsic delta development ("internal" delta morphodynamics) and anthropogenic activities. The delta of the Ayeyarwady is classified as "***in peril***" on a global survey of deltas (Syvitski et al., 2009), and a contemporary 30% reduction in sediment influx was modeled from existing dams on the tributaries (Syvitski et al., 2005; Syvitski and Milliman, 2007). This is a significant amount. In addition to this loss, human engineering of the river, and large-scale mangrove removal, are also probably mediating sediment redistribution patterns that are affecting the delta.

Regarding "internal" delta morphodynamics, in a nutshell, deltas are characterized by two development modes: (a) aggradation or upward delta-plain building and (b) progradation or seaward delta advance. Where sediment supply and sea-level rise are balanced (a rare combination), the delta will grow upward (aggradation), with the coastline remaining 'in situ' as the delta plain builds up to match the rise in sea-level. Alternatively, where sea level is rising and sedimentation cannot keep pace with the rise, the delta will retreat landwards (retrogradation). These development modes are strongly mediated by: (1) channel dynamics, as the tributary channels serve as dynamic changing pathways of water and sediment conveyance to the delta plain (aggradation) and the delta shoreline (progradation), and (2) by

long-term delta growth and surface area. Delta distributary networks play an important role in aggradation and progradation, supplying sediment for both (Jerolmack, 2009). By leading to seaward advance of the delta, progradation creates deltaic space that needs to be filled by vertical accumulation represented by aggradation. In delta studies, the space created by progradation is sometimes also called 'accommodation space', which is not quite the same as that created by sea-level rise, and to which the term is commonly reserved (Anthony, 2013). Depending on variations in the rate of deposition and bank erosion, more or less influenced by sea-level changes, and in delta slope and grain size of sediment delivered to the delta, river channels show two morphodynamic end members, meandering and anastomosed. Meandering creates a large area of channel reworking, whereas anastomosed channels create narrow, vertically stacked channel deposits, and tend to undergo avulsion, resulting in river channel abandonment. Regarding point (2), long-term delta area expansion will require increasingly larger amounts of sediment to maintain aggradation and progradation, such that an even small imbalance in sediment supply could have negative consequences on delta growth. The Ayeyarwady is an exceptional large delta, and it may now be attaining a tipping point towards retrogression under the conditions of decreased sediment supply caused by dams. This is an alarming situation as, at the same time sea level is rising. Tidal gauge data for the delta indicate a 3.4–6 mm/y relative sea level rise (Syvitski et al., 2009).

Two other additional contributors to shoreline erosion could be sediment redistribution modulated by embankments, and mangrove destruction in the delta to make way for rice fields and shrimp farms. The transport of sediment to the sea should, theoretically, be aided by embankments along the rivers in the Ayeyarwady delta, the construction of which began in 1863 (Gordon, 1885, 1893), as such structures diminish the possibilities for delta-plain sedimentation by confining sediment within the river channels (Woodroffe, 2000). About 1300 km of embankments were built in the late 19th/early 20th centuries in Myanmar to protect lands newly harnessed for agriculture. The differential in land elevation caused by embankment protection of land in the delta from flooding and associated sediment was recognized and the non-rebuilding of levees was advocated as early as 1939 (Kravtsova et al., 2009). These structures inhibit lateral channel migration and deposition in the protected land areas, but enhance channel bed aggradation. This load's interaction with fluvial dynamics causes changes in local flood hazard (Brakenridge et al., 2017), but also slows down delivery

of sediment to the coast. Over time channel bed sedimentation may produce higher river levels for the same discharge (Pinter, 2005), with overbank flooding resulting in spillover of sediment onto the delta plain (aggradation) rather than sediment transport to the coast. In Sagaing, the Chindwin channel is "silted up with about 280 tons of sand every year" (Brakenridge et al., 2017).

Brakenridge et al. (2017) have also evoked this problem of embankments for the coastline. Coastal landforms are (or were) adjusted to high sediment inputs, but levee protection may prevent deposition of river sediments during the flood season between the channels and on islands (Auerbach et al., 2015). This in turns facilitates island subsidence relative to sea level (Syvitski et al., 2009). According to Brakenridge et al. (2017), the horseshoe dikes constructed for protection of the large delta islands were built mainly between 1880 and 1920; by then, they reached 1300 km in length and protected 6000 km^2 from flooding. After the flood of 1939, where great damage occurred in residential areas surrounded by dikes, it was noticed that these areas had not aggraded as had un-diked areas that suffered less damage. Although the rebuilding of these dikes was called into question, they were still rebuilt anyway (Kravtsova et al., 2009).

Regarding protective coastal mangrove forests, results from the literature appear controversial. Using only two satellite images 20 years apart in an analysis of mangrove changes in five Asian mega deltas, Shearman et al. (2013) claimed an increase of 2.7% in mangrove cover in the Ayeyarwady. All other studies indicate significant losses of mangrove forest along the coast to shrimp farms and rice paddies, notably in the decade prior to Tropical Cyclone Nargis (Leimgruber et al., 2005; Giri et al., 2010; Hedley et al., 2010; Frenken, 2012). According to Hedley et al. (2010), the total mangrove forest area decreased from 2345 km^2 to 1786 km^2 between 1924 and 1995 (Hedley et al., 2010) from clearance for agriculture and aquaculture. About 20% of the mangrove forests were lost in only 10 years, especially for the supply of firewood to Yangon and satellite cities (Leimgruber et al., 2005). It is projected that unprotected Ayeyarwady delta mangrove forests could be completely deforested by 2026 (Webb, 2013).

Mangrove destruction in the delta, delta subsidence, sea level rise, dam construction, construction of artificial levees and embankments, and climate change, all causes of potential aggravated flooding (Brakenridge et al., 2017), may be impacting together on the stability of the delta. The decrease in sediment load in the face of relative sea-level rise induced by subsidence and eustasy (Syvitski et al., 2009) is resulting in greater erosion of the Ayeyarwady's deltaic shores and in sinking of its delta plains, generating loss of valuable wetlands, while threatening, over the long-teem, the delta's very existence. This vulnerability also goes with a greater exposure of populations and economic activities in the delta to catastrophic flooding, marine as well as riverine. Syvitski et al. (2009) identified many deltas that are now sinking at rates that are much faster than global sea-level rise. They identified three categories of deltas in order of increasing risk: (1) reduced aggradation that can no longer keep up with local sea-level rise (Brahmaputra, Godavari, Indus, Mahanadi, Parana, and Vistula); (2) reduced aggradation plus accelerated compaction largely exceeding the rates of global sea-level rise (Ganges, ***Ayeyarwady***, Magdalena, Mekong, Mississippi, Niger and Shatt-el-Arab); (3) virtually no aggradation and/or very high accelerated compaction (among which, the Chao Phraya, Colorado, Krishna, Nile, Pearl, Po, Rhône, Sao Francisco, Yangtze and Yellow). The Pearl and Mekong deltas are particularly vulnerable because of their high population densities, but the Ayeyarwady is moving towards this high vulnerability too.

9. Conclusion and Perspectives

Myanmar is now on a track of rapid economic development, and hydropower is likely to be one of the key drivers of this development, but also a threat to the stability of the Ayeyarwady delta. Many dams have recently been constructed along the smaller rivers and more are planned for the largest ones (Brakenridge et al., 2017). The government of Myanmar signed an agreement in 2007 for the construction in the N'mai and Mali Rivers of seven hydropower dams with a total potential of 13,360 kW, including the highly controversial 3,600 kW Myitsone dam at the confluence of both rivers, a project strongly backed by China. Since 1988, the storage capacity of reservoirs has grown on tributaries of the Ayeyarwady and Chindwin from 2.34 to over 18 km^3 (Myanmar Irrigation Works Department, 2004). Data collated by Brakenridge et al. (2017) show that there are currently almost 200 large dams in Myanmar,

with an installed capacity that has tripled from 253 to 745 MW between 1990 and 2002; the 2449 MW capacity in 2010 is still just a small fraction (6%) of estimated 37,000 “economically exploitable” megawatt hydroelectric potential. Assessment of the energy potential of Myanmar by the Asian Development Bank in 2012 identified 92 new large hydropower projects (Wikipedia, 2015), including the controversial Myitsone dam. The project has been suspended by the Government, a decision taken in the broader intetests of Myanmar.

By trapping very large quantities of sediment during large floods, large hydroelectric dams reduce sediment supply downstream (Gupta et al., 2012), resulting in sediment-deficit deltas that become vulnerable to accelerated sinking (Syvitski et al., 2009). Experience from the other southern Asian river deltas indicates that large dams and side levees can have progressive and dramatic effects on the stability of delta landforms downstream and on inland flooding. Locally, dam-induced backwater and channel aggradation may increase overbank flooding for considerable distances upstream of the reservoir, as shown by Brakenridge et al. (2017) who documented the occurrence of such flooding at several locations during the 2015 flood.

No river basin organisation is in place to manage the resources of the Ayeyarwady, and environmental organisations have raised concerns about the ecological impacts on the river's biodiverse ecosystems. As Brakenridge et al. (2017) have rightly insisted, “dam-related sediment starvation is a long term and progressive factor; like deforestation and population growth in vulnerable areas, it sets the stage for severe losses of people and economies along the coast”. Failed and uncoordinated water governance in neighbouring countries, notably in the Mekong, calls for a new approach to guide not only WWF interventions but also to bring various partners around more optimal management for the Ayeyarwady river basin. The dramatic changes experienced along other deltas are predicted if the existing anthropogenic trends continue in the Ayeyarwady basin and delta. To avoid these, the supply of sediment to the coast and to the floodplains must be maintained. A Dutch Risk Reduction Team from Deltares that visited Myanmar in the wake of the major 2015 flooding, recommended integrated, basin-wide planning for resilience (Steijn et al., 2015). Their report emphasized the need, among other things, for a variety of approaches that ‘work with nature’, including proper sediment management, rather than reliance on a single sector such as hydropower development. The thorough review conducted by Brakenridge et al. (2017), and which uses

an earth-science approach to better understand flood risks, conveys the same massage, as does our report.

Acknowledgements

We thank Marc Goichot, Sami Tornikoski and Htay Hla Aung of WWF Asia for having rendered possible our field mission in November 2016. A special word of thanks to Marc and Htay Hla who accompanied us in the field.

References

Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T., 2001. Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. Geophys. Res. Lett. 28, 4499–4502.

Anthony, E.J., 2013. Deltas. In: Masselink, G., Gehrels, R. (eds.), Coastal Environments: Dynamics, Climate Change and Management. Wiley-Springer, pp. 299-337.

Anthony, E.J., 2015. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. Mar. Geol., 361, 53-78.

Anthony, E.J., 2016. River deltas. Oxford Bibliographies, Geoscience, Oxford University Press (online publication).

Auerbach, L.W., Goodbred Jr, S.L., Mondal, D.R.,Wilson, C.A., Ahmed, K.R., Roy, K., Steckler, M.S., Small, C., Gilligan, J.M., Ackerly, B.A., 2015. Flood risk of natural and embanked landscapes on the Ganges-Brahmaputra tidal delta plain. Nat. Clim. Chang. 5, 153–157.

Brakenridge, G.R., Syvitski, J.P.M., Niebuhr, E., Overeem, I., Higgins, S.A., Kettner, A.J., Prades, L., 2017. Design with nature: Causation and avoidance of catastrophic flooding, Myanmar. Earth-Science Reviews 165, 81–109.

Buurman, P., Van Lagen, B., Velthorst, E.J. (Eds.), 1996. Manual for Soil and Water Analysis, Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands, pp. 314.

Coleman, J.M., Huh, O.K., 2004. Major Deltas of the World: A Perspective from Space. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA. www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

Dube, S.K., Murty, T.S., Feyen, J.C., Cabrera, R., Harper, B.A., Bales, J.D., Amer, S. (Eds.), 2010. Storm surge modeling and applications in coastal areas. In: World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate Global Perspectives on Tropical Cyclones Vol. 4., World Scientific Publishing, Singapore, p. 363–406.

Frenken, K., 2012. Irrigation in Southern and Eastern Asia in figures, AQUASTAT Survey. 2011. FAO Water Reports 37. Food and Agriculture Organization of the UN, Rome, p. 487.

Fritz, H.M., Blount, C.D., Thwin, S., Thu, M.K., Chan, N., 2009. Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. Nat. Geosci. 2, 448–449.

Furuichi, T., Win, Z., Wasson, R.J., 2009. Discharge and suspended sediment transport in the Ayeyarwady River, Myanmar: centennial and decadal changes. Hydrol. Process. 23, 1631–1641.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of delta depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.), Deltas: Models for Exploration. Texas Geological Society, Houston, pp. 87–98.

Garzanti, E., Wang, J., Vezzoli, G., Limonta, M., 2016. Provenance and sediment fluxes in the Irrawaddy (Ayeyarwadi) River. Geophys. Res. Abstr. 18 EGU2016-1335, 2016, EGU General Assembly Vienna, 2016.

Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2010. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. Glob. Ecol. Biogeogr. 20, 154–159.

Gordon, R., 1885. The Irawadi river. R. Geogr. Soc. Proc. 7, 292–331.

Gordon, R., 1893. Hydraulic work in the Irawadi Delta. Proc. Inst. Civ. Eng. 113 (1893), 276–313.

Gupta, H., Kao, S-J., Dai, M., 2012. The role of mega dams in reducing sediment fluxes: a case study of large Asian rivers. J. Hydrol. 464–465.

Haggag, M., Yamashita, T., Kim, K.O, Lee, H.S., 2009. Ocean-atmosphere coupled simulation of storm surge and high waves caused by Cyclone Nargis in 2008. In: Proceedings of the 5th International Conference on Asian and Pacific coasts, Vol. 1, p. 208-215.

Haggag, M., Yamashita, T., Kim, K.O., Lee, H.S., 2010. In: Charabi, Y. (Ed.), Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate. Springer Science and Business Media, pp. 73–82.

Han, B., Loisel, H., Vantrepotte, V., Mériaux, X., Bryère, P., Ouillon, S., Dessailly, D., Xing, Q., Zhu, J., 2016. Development of a Semi-Analytical Algorithm for the Retrieval of Suspended

Particulate Matter from Remote Sensing over Clear to Very Turbid Waters. Remote Sens. 8(3), 211, pp. 23; doi:10.3390/rs8030211.

Hedley, P.J., Bird, M.I., Robinson, R.A.J., 2010. Evolution of the Irrawaddy delta region since1850. Geogr. J. 176, 138–149.

Hendon, H.H., Salby, M.L., 1994. The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. J. Atmos. Sci. 51, 2225–2237.

Htwe, T.T., Takebayashi, H., Fujita, M., 2016. Sediment Related Problems in the Ayeyarwady River, Myanmar. http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/web_j/hapyo/16/pdf/P13.pdf

Jerolmack, D.J., 2009. Conceptual framework for assessing the response of delta channel networks to Holocene sea level rise. Quatern. Sci. Rev., 28, 1786-1800.

Kravtsova, V.I., Mikhailov, V.N., Kidyaeva, V.M., 2009. Hydrological regime, morphological features and natural territorial complexes of the Irrawaddy River Delta (Myanmar). Water Resources, 36, 259–276.

Krishnamurthy, V., Goswami, B.N., 2000. Indian monsoon—ENSO relationship on interdecadal timescale. J. Clim. 13, 579–595.

Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. Geomorphology 101, 130–145.

Leimgruber, P., Kelly, D.S., Steinninger, M.K., Brunner, J., Mueller, T., Songer, M., 2005. Forest cover change patterns in Myanmar (Burma) 1990–2000. Environ. Conserv., 32, 356-364.

Myanmar Irrigation Works Department, 2004. Irrigation works in Myanmar. (www. irrigation.gov.mm/water/potentialwater resources.html).

Pinter, N., 2005. One step forward, two steps back on U.S. floodplains. Science 308, 207–208.

Ramaswamy, V., Rao, P.S., Rao, K.H., Thwin Swe, Srinivasa Rao, N., Raiker, V. 2004 Tidal influence on suspended sediment distribution and dispersal in the northern Andaman Sea and Gulf of Martaban. Mar. Geol., 208, 33–42.

Rao, P.S., Ramaswamy, V., Thwin Swe, 2005. Sediment distribution and transport on the Ayeyarwady continental shelf, Andaman Sea. Mar. Geol., 216, 239–47.

Robinson, R.A.J., Bird, M.I., Oo, N.W., Hoey, T.B., Aye, M.M., Higgitt, D.L., X., LX., Swe, A., Tun, T., Win, S.L., 2007. The Irrawaddy River sediment flux to the Indian Ocean: the original nineteenth-century data revisited. J. Geol. 115 (6), 629–640.

Rodolfo, K.S., 1969a. Sediments of the Andaman Basin, northeastern Indian Ocean. Mar. Geol., 7, 371–402.

Rodolfo, K.S., 1969b. Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin, and tectonic implications for Southeast Asia. Geol. Soc. of Amer. Bull., 80, 1203–30.

Rojas, O., Li, Y., Cumani, R., 2014. Understanding the Drought Impact of El Niño on the Global Agricultural Areas: An Assessment Using FAO's Agricultural Stress Index (ASI). Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Seekins, D.M., 2009. State, Society and Natural Disaster: Cyclone Nargis in Myanmar (Burma). Asian J. Soc. Sci., 37, 717–737.

Sein, Z.M.M., Ogwang, B.A., Ongoma, V., Ogou, F.K., Batebana, K., 2015. Inter-annual variability of summer monsoon rainfall over Myanmar in relation to IOD and ENSO. Journal of Environmental and Agric. Sci., 4, 28–36.

Shearman, P., Bryan, J., Walsh, J.P., 2013. Trends in deltaic change over three decades in the Asia-Pacific Region. J. Coast. Res., 29, 1169-1183.

Spoorenberg, T., 2013. Demographic changes in Myanmar since 1983: an examination of official data. Popul. Dev. Rev. 39, 309–324.

Steijn, R.C., Barneveld, H.J., Wijma, E., Beckers, J., Reuzenaar, T., Koopmans, R., Htet, K.L., 2015. DRR team mission report, Myanmar. Dutch Risk Reduction Team Report. Deltares Institute, Delft.

Syvitski, J., C, V., Kettner, A., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. Science 308, 376–380.

Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vorosmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. Nat. Geosci. 2:681–686. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo629.

Syvitski, J.P.M., Milliman, J.D., 2007. Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of sediment to the coastal ocean. J. Geol. 115, 1–19.

Tarling, N., 1992. The Cambridge History of Southeast Asia. 2. Cambridge University Press, Cambridge UK.

Tasnim, K.M., Esteban, M., Shibayama, S., Takagi, H., 2015. 2008 Cyclone Nargis in Myanmar and post-cyclone preparedness activities. In: Esteban, M., Takagi, H., Shibayama, T. (Eds.), Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners. Butterworth-Heinemann, pp. 55–74.

USAID, 1968. Cyclone, Burma Disaster Relief, May 1968. U.S. Agency for International Development AID), Rangoon, Burma, p. 38.

Van der Velden, J., 2015. Understanding the Dynamics of the Ayeyarwady River, Myanmar. (Masters Thesis). Utrecht University, p. 30.

Vella, M.A., Ghilardi, M., Diouf, O., Parisot, J.C., Hermitte, D., Provansal, M., Fleury, J., Dussouillez, P., Delanghe, D., Demory, F., Quesnel, Y., Hartmann-Virnich, A., Delpey, Y., Berthelot M., Bicket, A., 2013. Géoarchéologie du Rhône dans le secteur du pont Saint-Bénézet (Avignon, Provence, France) au cours de la seconde moitié du deuxième millénaire apr. J.-C.: étude croisée de géographie historique et des paléoenvironnements, Géomorphologie: relief, process., environ., vol. 19 (3), http://geomorphologie.revues.org/10300 ; DOI : 10.4000/geomorphologie.10300

Volker, A. 1966. The deltaic area of the Irrawaddy river in Burma. In: Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications. Proceedings of the Dacca Symposium, UNESCO, p.373–9.

Wai Moe, 2008. The Irrawaddy Delta: Before the Cyclone. The Irrawaddy, 10 May 2008. http://www.irrawaddy.org/article.php?art_id=11919.

Ward, P.J., Jongman, B., Sperna Weiland, F., Bouwman, A., van Beek, R., Bierkens, M.F.P., Ligtvoet, W., Winsemius, H.C., 2013. Assessing flood risk at the global scale: model setup, results, and sensitivity. Environ. Res. Lett. 8, 10.

Webb, E.L., 2013. Deforestation in the Ayeyarwady Delta and the conservation implications of an internationally-engaged Myanmar. Glob. Environ. Change, 24, 321-333.

Webster, P.J., Yang, S., 1992. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. Q. J. R. Meteorol. Soc. 118, 877–926.

Wikipedia, 2015. Dams in Myanmar. https://en.wikipedia.org/wiki/Dams_in_Myanmar.

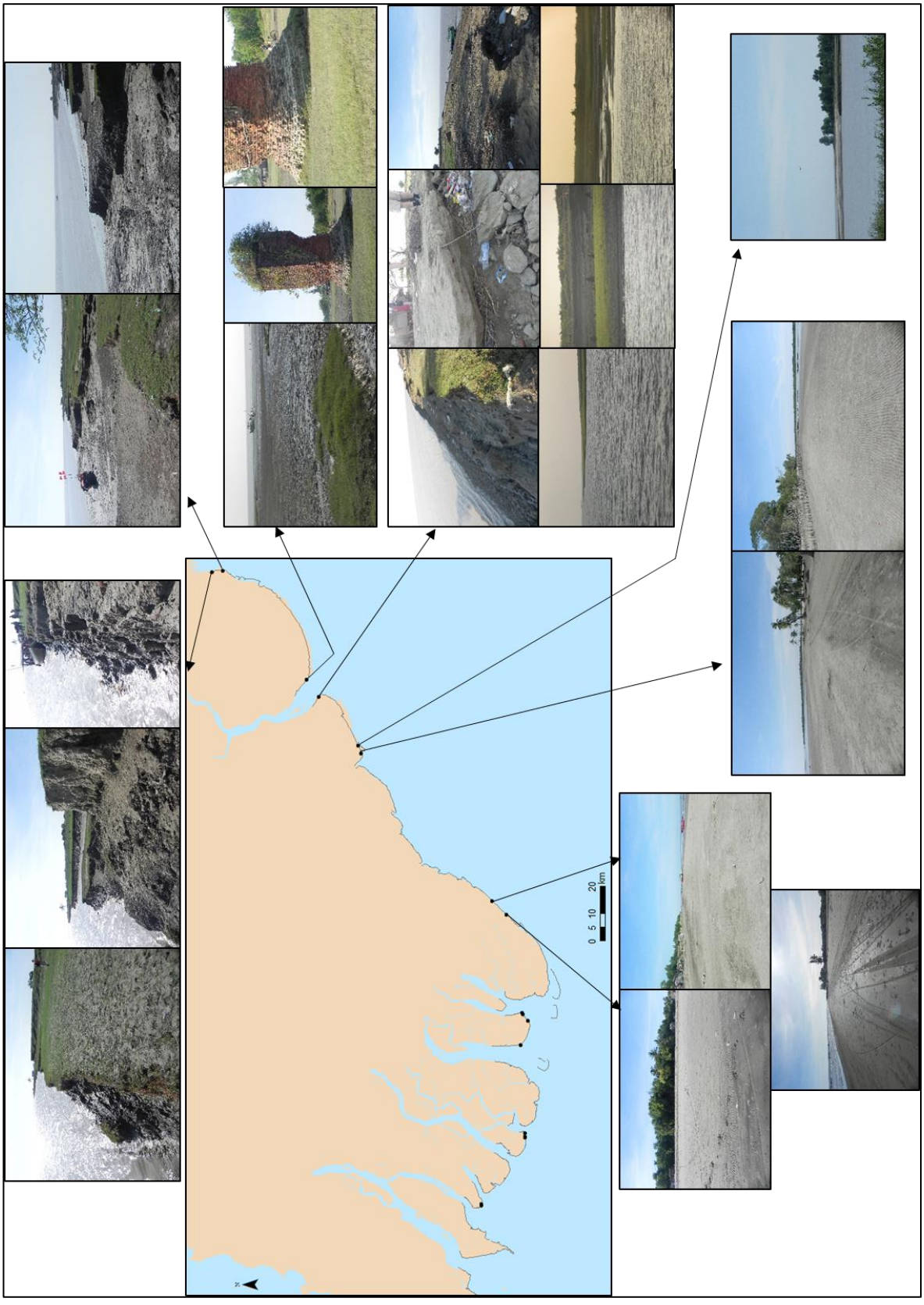
Wikipedia, 2016. Demographics of Myanmar. https://en.wikipedia.org/wiki/ Demographics_of_Myanmar.

Winsemius, H.C., Van Beek, L.P.H., Jongman, B., Ward, P.J., Bouwman, A., 2013. A framework for global river flood risk assessments. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 1871–1892.

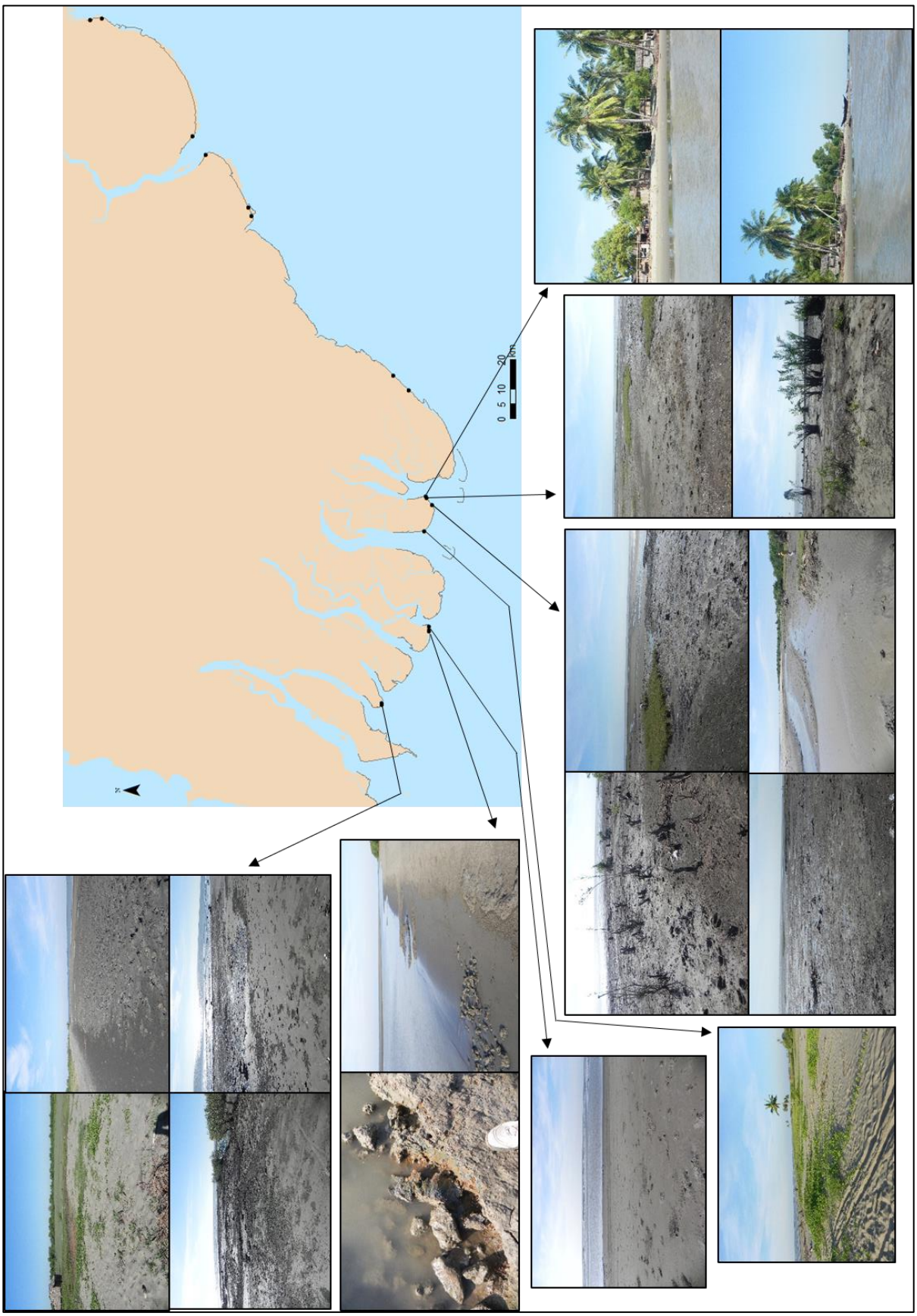
Woodroffe, C.D., 2000. Deltaic and estuarine environments and their late Quaternary dynamics on the Sunda and Sahul shelves J. Asian Earth Sci., 18, 393–413.

Appendix

Appendix A: Pictures showing shoreline types in the Ayeyarwady delta and the transition from a mud-rich coast in the east to a sand-rich one in the west.



Appendix B Pictures showing shoreline types in the Ayeyarwady delta and the transition from a mud-rich coast in the east to a sand-rich one in the west.



Appendix C: Typical cross-shore sediment sampling points.

Annexe O : Besset, M., Anthony, E.J., Dussouillez, P., Goichot, M., The impact of Cyclone Nargis on the Ayeyarwady (Irrawaddy) River delta shoreline and nearshore zone. Comptes Rendus Geoscience, in press

The impact of Cyclone Nargis on the Ayeyarwady (Irrawaddy) River delta shoreline and nearshore zone (Myanmar): towards degraded delta resilience?

M. Besset[1a], E.J. Anthony[1], P. Dussouillez[1], M. Goichot[2]

[1] Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545 Aix en Provence, France.

[2]Lead, Water and Energy Security, WWF Greater Mekong, 18 Tu Xuong street, Ward 7, District 3, Ho Chi Minh City, Vietnam.

[a] besset@cerege.fr

Abstract

The Ayeyarwady River delta (Myanmar) is exposed to tropical cyclones, of which the most devastating has been Cyclone Nargis (May 2-4, 2008). We analyzed waves, flooded area, nearshore suspended sediments, and shoreline change from satellite images. Suspended sediment concentrations up to 40% above average during the cyclone may reflect fluvial mud supply following heavy rainfall and wave reworking of shoreface mud. Massive recession of the high-water line resulted from backshore flooding by cyclone surge. The shoreline showed a mean retreat of 47 m following Nargis. Erosion was stronger afterwards (-148 m between August, 2008 and April, 2010), largely exceeding rates prior to Nargis (2000-2005: -2.14 m/year) and over 41 years (1974-2015: -0.62 m/year). This implies that resilience was weak following cyclone impact. In consequence, the increasingly more populous Ayeyarwady delta, rendered more and more vulnerable by decreasing fluvial sediment supply, could, potentially, become more severely impacted by future high-energy events.

ACCEPTED

Keywords: Ayeyarwady River delta, Cyclone Nargis, delta shoreline erosion, delta resilience, delta vulnerability.

1. Introduction

River deltas are commonly highly productive environments that offer rich and biodiverse ecosystems and a wide range of ecosystem services such as coastal defence,

drinking water supply, recreation, green tourism, and nature conservation. Deltas are characterized, however, by low topography, and are, thus, particularly vulnerable to catastrophic river floods, tsunami, and cyclones. Deltas may develop morpho-sedimentary resilience to these high-energy events. This commonly occurs through re-organization of delta morphology, notably channel patterns, and changes in sedimentation (Anthony, 2016). However, human impacts, coupled with the effects of climate change, are rendering many deltas economically and environmentally vulnerable, resulting in weakening of their resilience (Ericson et al., 2006; Syvitski et al., 2009; Brondizio et al., 2016). This vulnerability is increasing as a result of reduced sediment flux from rivers and various other modifications caused by human interventions. A better understanding of delta dynamics and vulnerability is needed in order to implement viable delta restoration and rehabilitation strategies.

Myanmar is the largest country in Southeast Asia, with an area of 676,600 km^2, and the country relies heavily on the economic advantages provided by the Ayeyarwady (Irrawaddy) River basin and its delta (Fig. 1). As in most developing countries, population growth has been extremely rapid, increasing the risk potential associated with river flooding, storm surge activity, and coastal erosion. About 15 million, out of Myanmar's current population of 51.4 million, reside in the Ayeyarwady delta, according to the provisional results of the 2014 census (official estimates of nearly 60 million), and this represents an increase of nearly 150% in about 30 years (Brakenridge et al., 2017). The delta offers large areas of rich agricultural land and is one of the most productive rice-growing areas in the world. About 60% of the delta is currently under rice cultivation (Frenken, 2012).

ACCEPTED

Myanmar is, however, among the 15 nations that together account for 80% of the world's population exposed to river flood risk (Ward et al., 2013; Winsemius et al., 2013). This risk is particularly pertinent to the vast Ayeyarwady delta (Brakenridge et al., 2017), the world's tenth largest delta (Coleman and Huh, 2004). The Bay of Bengal is affected by tropical cyclones and Myanmar lies in the pathway of these high-energy events, over 25 of which have affected the Ayeyarwady delta (Fig. 1c) since 1870 (Knapp et al., 2010). Tropical cyclonic storms make landfall in Myanmar between May and October, and generate heavy rainfall and severe flooding (Brakenridge et al., 2017). Tropical Cyclone Nargis (May 2-4, 2008), a category 5 event just prior to landfall in Myanmar, is the latest and strongest meteorological event to have affected the delta in historic times (Fritz et al., 2009), the other recorded events being

mainly of category 1 to 2 (Fig. 1c). These high-energy events may also cause storm surges that further aggravate coastal flooding and damage (Dube et al., 2010). Prior to Nargis, the May 10, 1968 cyclone gives a measure of the deadly damage susceptible to be caused by cyclones in Myanmar (Brakenridge et al., 2017). This cyclone killed 1037 people, left 17,537 livestock dead, close to 300,000 people homeless, and 57,663 homes destroyed (USAID, 1968).

Tropical cyclone Nargis caused the worst natural disaster in the recorded history of Myanmar (Fritz et al., 2009; Wolf, 2009; Topich and Leitich, 2013). According to these authors, fatality estimates exceeded 138,000, at least 2.4 million people were severely affected and over a million people were left homeless. An estimated 90–95% of the buildings in the delta, and much farmland, livestock, and fisheries were lost, and the overall economic damage estimated at over 10 billion US$ (Fritz et al., 2009). These extreme casualties and damages resulted from a cyclone surge that ranged from 1.9 to 5.6 m, and that led to flooding up to 50 km inland (Fritz et al., 2009). Using satellite images, Brakenridge et al. (2017) mapped the vast land areas affected by the Nargis coastal storm surge and unusual inland rainfall. Major flooding was restricted to the delta and lower floodplain areas.

In this paper, we address the issue of the effects of this high-energy event on shoreline stability and on coastal and nearshore sedimentation. We then discuss these effects in the context of the current vulnerability of the Ayeyarwady delta, increasingly subject to the impacts of human activities in both the river catchment and delta, and considered as a delta 'in peril' by Syvitski et al. (2009).

ACCEPTED

2. The Ayeyarwady River basin and delta

The Ayeyarwady River (Fig. 1b) has the 2nd largest watershed in Southeast Asia, after the Mekong. The river covers slightly over 61% of the territory of Myanmar, and its delta (Fig. 1c) has formed 20,570 km^2 of low, fertile plain comprising five major and many smaller distributaries (Brakenridge et al., 2017). The Ayeyarwady basin's climate is tropical monsoon. Rainfall is concentrated in the hot humid months of the southwest monsoon (May–October), as the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) attains its most-northward position between June and August, and humidity-charged southwest winds blow northeastwards across the Bay of Bengal. In contrast, the northwest monsoon (December–March), characterized by opposite

dry northwest winds blowing southeast from the continent, is relatively cool and almost entirely dry. The mean annual rainfall across the delta ranges from 2000 to 3000 mm (Frenken, 2012). Another source of water for the rivers is summer melting of the snow and glaciers in mountainous northern Myanmar, which also contributes to flow variability. Heavy rains in the mountains, coupled with snowmelt, generate large flood volumes, and this water can cause large-scale downstream overbank flooding (Brakenridge et al., 2017).

According to Van der Velden (2015), the combined discharge of the Ayeyarwady and Chindwin Rivers at Chauk (Fig. 1) ranges widely from 1500 m^3/s to about 30,000 m^3/s; or at the head of the delta from about 2000 m^3/s to about 33,000 m^3/s. Robinson et al. (2007) calculated an Ayeyarwady delivery of 44,241 km^3 of water, containing 226–364 Mt of sediment, to the ocean every year, much of this supply being seasonally. The data compiled by Robinson et al. (2007) and collected between 1969 and 1996 at Pyay (Prome) were further analyzed by Furuichi et al. (2009) to provide an estimate of water discharge (379 $\pm 47.10^9$ m^3/year) and suspended sediment load (325 $\pm 57.10^6$ t/year) for the river upstream of the delta head. In the face of these values of water discharge and suspended sediment load, the water turbidity will be approximately 600 g/m^3 at the mouths of the Ayeyarwady (Kravtsova et al., 2009), which corresponds to relatively high values.

The Ayeyarwady delta is affected by waves of moderate fetch (wave periods of 8-12 seconds with a mean of about 10 seconds) generated by the southwesterly winds, and thus, almost exclusively from a southwest direction. Wave heights are characterized by marked seasonal variability (Anthony et al., 2017). They are highest (mean values of up to 2 m) at the peak of the rainy southwest monsoon season, and diminish during the dry season when the southwest monsoon winds become attenuated due to the southward migration of the ITCZ. Maximum wave heights can reach 5 m during cyclones. Longshore currents generated by southwest monsoon winds and waves are, together with tidal currents, important in transporting both bedload material (sand) along the beaches bordering the delta, and suspended sediment, which dominates the load of the Ayeyarwady. Longshore currents flow dominantly from west to east in response to the dominant wave approach from the southwest. Reversals of these currents are locally observed, especially near the mouths of the larger delta distributaries where wave refraction commonly leads to bi-directional currents with beach sand transport materialized by spits.

ACCEPTED

The Ayeyarwady delta is associated with relatively large semidiurnal tides ranging from 3 to 6 m. Data collated by Kravtsova et al. (2009) show that the mean tidal range is 3.0 m in the western part of delta shoreline and about 3.2 m in the east. Mean spring and neap tidal ranges along the western extremity of the delta are 4 m (Ramaswany et al., 2004) and 1.8 m (Kravtsova et al., 2009), respectively, but up to 5.85 m and 2.55 m (Naing, 2014), respectively, along the eastern shores of the delta. Spring tide influence extends almost 300 km inland to the apex of the delta (Hedley et al., 2010).

The protruding western part of the delta, comprising numerous lobes separated by distributary mouths (Fig. 1c), has prograded much more than the more sheltered eastern half. The exposed western shores are characterized by 20-100 m-wide sandy beaches bounding muddy backshore swales hundreds of metres wide, essentially devoted to rice cultivation. The beaches are commonly subject to overwash and landward migration in a context of chronic erosion (Hedley et al., 2010; Anthony et al., 2017), and are fronted by muddy foreshores hundreds of metres wide at low tide, commonly exhibiting signs of erosion (Fig. 2). The succession of narrow beach ridges and broad intervening swales characterizing the 2-3 km-wide coastal fringe of the Ayeyarwady delta in the western sector appears to represent the mode of deltaic progradation in this sector, whereas the more sheltered, but less prograded, eastern sector has been characterized by dominantly muddy sedimentation associated with mangrove colonization.

ACCEPTED

Since 1974, a year marking the advent of the availability of satellite images, erosion has affected about 240 km of the 450 km-long delta shoreline, i.e., 53%, essentially in the western sector (Anthony et al., 2017), where are located, paradoxically, the delta's main distributors of fluvial sediment to the coast. According to Rodolfo (1969), the Ayeyarwady delta prograded at an average rate of 2.5 km in 100 years into the Andaman Sea up to the start of the last quarter of the 20th century. The current dominant shoreline erosion pattern thus represents a major turnaround from generalized progradation (Anthony et al., 2017), a conclusion in agreement with Hedley et al. (2010) who identified a long phase of equilibrium prior to 1989, during which sediment deposition balanced subsidence and sea level rise, followed by net erosion from 1989 to 2006. Hedley et (2010) further predicted more shoreline erosion in the coming years as a result of projected dam constructions in the Ayeyarwady catchment.

3. Methodology

To monitor the effects of Cyclone Nargis on the Ayeyarwady delta, we: (1) collated information on the cyclone track, (2) collected offshore wave and tidal data, (3) dowloaded data on surface suspended particulate matter (SPM) concentrations offshore of the delta, and (4) mapped flooding of the coastal fringe and changes in the position of the high-water line alongshore. The cyclone track was determined from the UNOSAT Cyclone database. Offshore wave data covering the landfall of the cyclone (May 2-4, 2008) were analysed from the ERA-Interim hindcast wave database generated by the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) Wave Atmospheric Model. Mean wave directions (°), significant wave heights (m), and periods (s) were obtained for the period April 27 to June 1, 2008. The astronomical tides off the delta for the period May 1-8, 2008 were downloaded from the tide and current prediction programme WXTide32© for Yangon.

Two MODIS satellite images (NASA/MODIS Rapid Response Team) of the coastal fringes were consulted to show the state of flooding of the delta prior to (April 15, 2008) and following landfall of Cyclone Nargis (May 5, 2008). Changes in the high-water line alongshore, prior to and following Nargis, were digitized from a total of eight LANDSAT satellite images (30 m pixel size) covering three dates (April 18, May 4, and August 24, 2008), which correspond to the dates of the best available satellite images in terms of cloud cover and comparable tidal range. The May 4 image provided a record of the position of the high-water line just after the cyclone landfall. These three dates therefore represent, respectively, the pre-cyclone, the cyclone landfall, and the post-cyclone high-water line coverage. In order to assess the state of the delta shoreline over a year and a half after Nargis, a fourth set of satellite images (April 25, 2010) was analyzed. For all images, other than those of May 4, a variety of indicators, notably farm houses and the landward limits of dry sandy beaches in the western sector, and the mangrove fringe in muddy areas where beaches are missing, were used to delimit the high-water line. The use of these types of marker was not feasible for the May 4 image which coincided with strong water level setup caused by the significant cyclone-induced surge (Fritz et al., 2009). For this date, we resorted to the visible brush, plantation or mangrove fringe. Changes in the high-water line along 250 km, out of the 450 km, of delta shoreline, were

ACCEPTED

calculated using the *ArcMap* extension module Digital Shoreline Analysis System (*DSAS*), version 4.3, coupled with *ArcGIS®10.2.2*. Determination of change rates focused on the exposed western sector of the delta, which took the brunt of the cyclone (see Results section), and where surge levels were highest (Fritz et al., 2009). We set up a transect every 100 m alongshore from which variations between the changing high-water (or vegetation for the May 4 image) line and a pre-determined inland base line were calculated between the successive sets of LANDSAT images. This distance was calculated between two image dates to generate statistics of shoreline change in *DSAS 4.3*. We retained a relatively large uncertainty shoreline change band of ±42 m, which is much more than commonly used in the literature. We defined the error (*E*) of shoreline change from the following equation (Hapke et al., 2006):

$$E = \sqrt{(d1^2 + d2^2)}$$

where *d1* and *d2* are the uncertainty estimates, respectively of resolution and georeferencing, for the successive sets of images.

Finally, recently collated MERIS satellite data on suspended particulate matter (SPM) offshore of the Ayeyarwady delta (GlobCoast project, http://sextant.ifremer.fr/en/geoportail/sextant) were used to determine the impact of Cyclone Nargis on nearshore fine-grained sediment spread in 2008 by comparing monthly values prior to, during, and after Nargis with averages over a 10-year period (2002-2012).

ACCEPTED

4. Results

The track of cyclone Nargis is shown in Figure 3a. The cyclone attained category 5 just prior to landfall in Myanmar, moved ashore as a category 4 event, gradually weakened after passing Yangon with winds of 215 km/h on May 2, and dissipated near the border between Myanmar and Thailand. The shores and multiple mouths in the protruding western half of the delta thus took the brunt of the cyclone, whereas the embayed muddy mangrove-colonized eastern sector in the Gulf of Martaban was relatively less exposed as a result of a more inland cyclone trajectory and weaker winds (Fig. 3a). Figures 3b and 3c show, respectively, an extract of ERA-Interim offshore wave conditions (red rectangle) and tides during the course of the

cyclone. Relatively high waves of up to 3 m, associated with wind-wave periods of 7 to 9 seconds and directions that were essentially from southwest, occurred briefly on May 3, just after the cyclone made landfall in a frontal approach relative to the delta shoreline in the western sector. Waves prior to, and following this relatively brief phase, did not exceed 2 m, and were hardly higher than 1 m by May 5. Landfall, just after May 2, was characterized by a transition from neap to spring tides. Spring tides were attained on May 5 (Fig. 3c).

Two MODIS images in Figure 4 show the extent of catastrophic flooding of the delta on May 5, 2008, compared to the pre-cyclone state of the delta on April 15, 2008. The figure also shows maps, established by Brakenridge et al. (2017), showing the strong rainfall that accompanied Nargis. The high-water line used as a proxy for the shoreline showed a mean retreat of 47 m on August 24, 2008, three months after the cyclone, compared to the April 18 high-water line. Retreat locally exceeded 200 m along the exposed western part of the delta, whereas the transitional zone towards the embayed eastern sector showed little change, notably between km 0 and 10 (Fig. 5a). The April 25, 2010 data showed even more significant landward translation (average: -148 m) of the high-water line 20 months after the passage of Nargis (Fig. 5b). In order to determine to which extent flooding of the coast occurred in response to the increase in sea level caused jointly by the cyclone surge, the large waves and the spring-tide range (Fig. 3), the April 18 and May 4 high-water lines were compared (Fig. 6), the latter representing the situation barely 36 hours after the cyclone landfall on May 2, 2008. The results show a landward translation of the high-water line that attained 600 m in places.

The offshore concentrations in SPM in 2008 show a significant increase during the passage of Nargis, compared to the monthly averages based on the 10-year SPM dataset (Fig. 7a). From January to April, the monthly values followed fairly closely the 10-year average trend. In contrast, increasing SPM values occurred in May, specifically in the course of the passage of Nargis, with an average concentration increase of nearly 50% (± 5%) over the region of the delta compared to April (Fig. 7b, c), and representing a 38% increase relative to the 10-year average over the same period. In the area directly affected by the intensity peak of the cyclone, the increase attained about 100% (Fig. 7c), which is 70% higher than the 10-year average. The values diminish once again in the two months following Nargis (May-June, Fig. 7d, and June-July, Fig. 7e) to attain the 10-year average, before increasing once again as the rainy season gained momentum in July-August (Fig. 7f).

ACCEPTED

5. Discussion

Large modern river deltas represent huge coastal sediment storage, and thus, generally, show morpho-sedimentary resilience in the wake of high-energy events. A consideration of the wave heights, tidal range (Fig. 3b, c), and the storm surge levels (1.9-5.6 m) determined by Fritz et al. (2009) in their post-Nargis field survey in August 2008, three months after the cyclone, suggests that the high-water line determined from the May 4, 2008 image (Fig. 6) is a good proxy highlighting the extent of backshore flooding caused by Nargis. Once the narrow beaches were flooded, the high-water line shifted landwards, up to hundreds of metres in places (Fig. 6), as the large low backshore swales were submerged in turn. The extent of flooding is depicted by comparison of the MODIS images in Fig. 4. Nargis flooded about 14,400 km^2 of the delta inland (Tasnim et al., 2015). Although high waves associated with the cyclone lasted only about 12 hours, and peak wave heights only briefly attained 3.2 m, the marked shoreline retreat between April and August 2008 (Fig. 5a) highlights the significant impact of Nargis on the narrow sandy beaches and their large muddy foreshores. These retreat rates are similar to those reported by Fritz et al. (2009) following their field survey in the delta, in the course of which they identified erosion of up to 150 m in places. As these authors noted, these rates are also similar to those generated by Hurricane Katrina impacting on the Mississippi delta barrier islands in 2005, with surge levels ranging from 2 to over 10 m (Fritz et al., 2007). Between 2004 and 2005, Hurricane Katrina resulted in a landward retreat of 201.5 m of the northern shorelines of the low-lying Chandeleur islands, compared to an average retreat rate of 38.4 m between 1922 and 2004 (Fearnley et al., 2009). The impact of Nargis on the Ayeyarwady delta shoreline thus provides another very good example of the effects of a severe cyclone on low deltaic shorelines, especially where a longer-term background context of erosion prevails, which is also the case of parts of the Mississippi delta.

The marked and persistent erosion 20 months after Nargis (Fig. 5b) shows the absence of resilience along much of the affected delta shoreline, and is consistent with the state of chronic shoreline erosion affecting this delta (Hedley et al., 2010; Anthony et al., 2017) at least since 1974. This suggests that Nargis and other high-energy events that may affect the

ACCEPTED

Ayeyarwady delta in the future may further significantly contribute to delta erosion along the exposed western sector.

The chronic erosion of the western sector of the Ayeyarwady delta shoreline may reflect large-scale adjustments in the supply and distribution of sediments alongshore, with the relatively protected and still prograding muddy sector acting as an active depocentre for suspended sediment transported eastward by waves and currents (Anthony et al., 2017). During the passage of Cyclone Nargis in May 2008, the SPM concentrations off the Ayeyarwady delta increased considerably, compared to the average monthly conditions over a decade (Fig. 7a, c), and this significant increase can be interpreted as a response to: (1) increased fine-grained sediment supply by the river following the heavy rainfall generated by Nargis (Fig. 4a, b), (2) reworking of fine sediments at the seaward fringes of the delta by the high waves (Fig. 3b) generated by the cyclone, and (3) wave- and wind-induced resuspension of fine sediment in the shallow nearshore zone. Nargis likely led to more significant supply of fluvial mud than under non-cyclone conditions. There is no way of determining, however, the contribution of net fluvial SPM supply to the nearshore zone, compared to remobilization over this muddy zone, although the fact that the month of May merely corresponds to the start of the high-discharge season (when fine-grained fluvial sediment supply is not expected to be at its peak) could be an argument in favour of the exceptional remobilization of shore-front and nearshore mud by the cyclone. The significant drop in nearshore SPM concentrations in June and July (Fig. 7e) is, however, consistent with the overall propensity of the shallow Ayeyarwady delta shoreface to trap muddy sediments, whereas the increase in July and August reflects the seasonal Monsoon river discharge effect. Much of the SPM mobilized by the cyclone moved from west to east across the delta (Fig. 7d), in agreement with the tendency for fine-grained suspension load to be transported towards the more sheltered and embayed eastern sector of the delta (Fig. 1c) in the Gulf of Martaban (Anthony et al., 2017). Presumably, mud was stored within the delta itself and in the immediate shallow nearshore zone, and not lost offshore in this tide- and current-influenced setting, with possibly maximum storage in the relatively sheltered eastern mud depocentre where the delta is currently prograding.

The vulnerability of the delta is probably mainly the result of reduced sediment supply, further compounded by the impacts of population growth and mangrove deforestation (Fritz

ACCEPTED

et al., 2009; Brakenridge et al., 2017). Modeling of sediment supply based on existing dams on the river's tributaries showed, over a decade ago, an already significant 30% reduction (Syvitski et al., 2005). Discrepancies in the 10-year (2002-2012) GlobCoast data on SPM off the delta preclude confirmation of this decrease of this drop in the supply of fine-grained sediment, but the reduction highlighted by Syvitski et al. (2005) must be playing a significant role in the sustained coastal erosion. The decrease in sediment load, in the face of relative sea-level rise and ongoing subsidence, is also resulting in sinking of the Ayeyarwady delta, generating loss of valuable wetlands, while threatening, over the long-term, the delta's very existence (Syvitski et al., 2009). Various studies have further documented important losses of mangrove forest along the delta to the benefit of shrimp farms and rice cultivation (Leimgruber et al., 2005; Giri et al., 2010; Hedley et al., 2010; Frenken, 2012). According to Hedley et al. (2010), the total mangrove forest area decreased from 2345 km^2 to 1786 km^2 between 1924 and 1995 as a result of clearance for agriculture and aquaculture. It is projected that, if unprotected, the Ayeyarwady delta mangrove forests could be completely lost by 2026 (Webb, 2013), thus depriving the delta shoreline of an important agent in the trapping of fine-grained sediments and especially in coastal protection against cyclones and erosion generated by high Monsoon waves and occasional high-energy events such as Nargis. The Ayeyarwady has been classified, as a result, as a delta "in peril" by Syvitski et al. (2009). This rising vulnerability goes with a greater exposure of populations and economic activities in the delta to both catastrophic marine and river flooding.

ACCEPTED

6. Conclusion

The Ayeyarwady River delta is an essentially tide-dominated delta characterized by a coastal morphology of multiple distributary mouths affected by low to moderate energy southwest monsoon waves. Over half of the deltaic shoreline has been undergoing chronic erosion over the last few decades, and the delta is exposed to tropical cyclones that can be devastating, as shown by the example of Cyclone Nargis (May 2-4, 2008). Assessment of the resilience of the delta to this high-energy event was carried out by analyzing before, during, and after Nargis, changes in delta-front SPM concentrations, as well as in the high-water line alongshore used as an indicator of the extent of shoreline flooding by surge in the wake of

Nargis, and of net cyclone-generated shoreline retreat months after Nargis. The cyclone resulted in anomalously high nearshore SPM concentrations compared to average concentrations over a 10-year period, followed by an equally rapid drop in concentrations to well below average following this high-energy event. This suggests important temporary resuspension of SPM over the coastal fringes of the delta and the nearshore delta front, and, possibly, larger-than-usual fine-grained fluvial sediment input to the delta. Nargis resulted in a significant temporary landward translation of the high-water line alongshore, and submergence of the delta's sandy beaches following a high surge level, causing numerous human casualties, and severe socio-economic damage in an increasingly more densely-populated delta subjected to large-scale deforestation and mangrove removal. The cyclone also resulted in severe erosion of the shoreline, with no signs of resilience several months after. This vulnerability to erosion was likely aggravated by a condition of decreasing fluvial sediment supply to the delta.

ACCEPTED

Acknowledgements

We thank WWF Asia for funding of the Project "*Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability*" via the Helmsley Foundation. We thank Associate Editors Isabelle Manighetti and Rutger de Wit, and two reviewers, among whom Toru Tamura, for their salient suggestions for improvement of the manuscript. We are especially grateful to Rutger de Wit and an anonymous reviewer for their insightful comments on the analysis of the shoreline data.

References

Anthony, E.J., 2016. Deltas. Oxford Bibliographies, Geoscience, Oxford University Press (online publication at http://www.oxfordbibliographies.com).

Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., 2017. Recent shoreline changes and morpho-sedimentary dynamics of the Ayeyarwady River delta: assessing the impact of anthropogenic activities on delta shoreline stability. Unpub. Report, WWF Asia and Helmsley Foundation, Yangon, Myanmar, 43 p.

Brakenridge, G.R., Syvitski, J.P.M., Niebuhr, E., Overeem, I., Higgins, S.A., Kettner, A.J., Prades, L., 2017. Design with nature: Causation and avoidance of catastrophic flooding, Myanmar. Earth-Sci. Rev. 165, 81–109.

Brondizio, E.S., Foufoula-Georgiou, E., Szabo, S., Vogt, N., Sebesvari, Z., Renaud, F.G., Newton, A., Anthony, E.J., Mansur, A.V., Matthews, Z., Hetrick, S., Costa, S.M., Tessler, Z., Tejedor, A., Longjas, A., Dearing, J.A., 2016. Catalyzing action towards the sustainability of deltas. Current Opinion in Environmental Sustainability. 19, 182-194.

Coleman, J.M., Huh, O.K., 2004. Major Deltas of the World: A Perspective from Space. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA. www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm.

Dube, S.K., Murty, T.S., Feyen, J.C., Cabrera, R., Harper, B.A., Bales, J.D., Amer, S. (Eds.), 2010. Storm surge modeling and applications in coastal areas. In: World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate Global Perspectives on Tropical Cyclones Vol. 4., World Scientific Publishing, Singapore, 363–406.

Ericson, J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., 2006. Effective sea-level rise and deltas: Causes of change and human dimension implications. Glob. Planet. Chang. 50, 63-82.

Fearnley, S.M., Miner, M.D., Kulp, M., Bohling, K., Penland, S., 2009. Hurricane impact and recovery shoreline change analysis of the Chandeleur Islands, Louisiana, USA: 1855 to 2005. Geo-Mar. Lett. 29, 455-466.

Frenken, K., 2012. Irrigation in Southern and Eastern Asia in figures, AQUASTAT Survey. 2011. FAO Water Reports 37. Food and Agriculture Organization of the UN. Rome, p. 487.

Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., Tate, B., 2007. Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. Estuar. Coast. Shelf Sci. 74, 12-20.

Fritz, H.M., Blount, C.D., Thwin, S., Thu, M.K., Chan, N., 2009. Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. Nat. Geosci. 2, 448–449.

Furuichi, T., Win, Z., Wasson, R.J., 2009. Discharge and suspended sediment transport in the Ayeyarwady River, Myanmar: centennial and decadal changes. Hydrol. Process. 23, 1631–1641.

Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2010. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. Glob. Ecol. Biogeogr. 20, 154–159.

ACCEPTED

Hapke, C.J., Reid, D., Richmond, B.M., Ruggiero, P., List, J., 2006. National Assessment of Shoreline Change Part 3: Historical Shoreline Change and Associated Coastal Land Loss Along Sandy Shorelines of the California Coast. USGS Report, 13-14.

Hedley, P.J., Bird, M.I., Robinson, R.A.J., 2010. Evolution of the Irrawaddy delta region since 1850. Geogr. J. 176, 138–149.

Knapp, K.R., Kruk, M.C., Levinson, D.H., Diamond, H.J., Neumann, C.J., 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. B. Am. Meteorol. Soc. 91, 363-376.

Kravtsova, V.I., Mikhailov, V.N., Kidyaeva, V.M., 2009. Hydrological regime, morphological features and natural territorial complexes of the Irrawaddy River Delta (Myanmar). Water Resour. 36, 259–276.

Leimgruber, P., Kelly, D.S., Steininger, M.K., Brunner, J., Mueller, T., Songer, M., 2005. Forest cover change patterns in Myanmar (Burma) 1990–2000. Environ. Conserv. 32, 356-364.

Naing, Z., 2014. Ports Development in Myanmar. Oil & Gas conference, Myanmar, 2014. Mandalay Technology. http://www.alpha-resources.com/sites/alpha-resources.com/files/download%20file/5.Ports%20Development%20in%20Myanmar_UZawNaing.pdf

Ramaswamy, V., Rao, P.S., Rao, K.H., Thwin, S., Rao, N.S., Raiker, V., 2004. Tidal influence on suspended sediment distribution and dispersal in the northern Andaman Sea and Gulf of Martaban. Mar. Geol. 208, 33-42.

Robinson, R.A.J., Bird, M.I., Oo, N.W., Hoey, T.B., Aye, M.M., Higgitt, D.L., Lu, X.X., Swe, A., Tun, T., Win, S.L., 2007. The Irrawaddy River Sediment Flux to the Indian Ocean: The Original Nineteenth-Century Data Revisited, J. Geol., 115, 6, 629-640.

Rodolfo, K.S., 1969. Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin, and tectonic implications for Southeast Asia. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 1203–30.

Syvitski, J., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. Science. 308, 376-380.

Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vorosmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., R.J., N., 2009. Sinking deltas due to human activities. Nat. Geosci. 2:681–686. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo629.

Tasnim, K.M., Esteban, M., Shibayama, S., Takagi, H., 2015. 2008 Cyclone Nargis in Myanmar and post-cyclone preparedness activities. In: Esteban, M., Takagi, H., Shibayama, T. (Eds.), Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners. Butterworth-Heinemann, 55–74.

ACCEPTED

Topich, W.J., Leitich, K.A., 2013. The History of Myanmar. The Greenwood Histories of The Modern Nations. Greenwood, Santa Barbara, California, 173 p.

USAID, 1968. Cyclone, Burma Disaster Relief, May 1968. U.S. Agency for International Development AID), Rangoon, Burma, 38 p.

Van der Velden, J., 2015. Understanding the Dynamics of the Ayeyarwady River, Myanmar. (Master's Thesis). Utrecht University, 30 p.

Ward, P.J., Jongman, B., Sperna Weiland, F., Bouwman, A., van Beek, R., Bierkens, M.F.P., Ligtvoet, W., Winsemius, H.C., 2013. Assessing flood risk at the global scale: model setup, results, and sensitivity. Environ. Res. Lett. 8, 10 p.

Webb, E.L., 2013. Deforestation in the Ayeyarwady Delta and the conservation implications of an internationally-engaged Myanmar. Glob. Environ. Change. 24, 321-333.

Winsemius, H.C., Van Beek, L.P.H., Jongman, B., Ward, P.J., Bouwman, A., 2013. A framework for global river flood risk assessments. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 1871–1892.

Wolf, J., 2009. Coastal flooding: impacts of coupled wave–surge–tide models. Nat. Hazards, 49, 241–260.

ACCEPTED

Figure captions

Figure 1. Shaded-relief map showing physical features of Myanmar and the Ayeyarwady River basin (a, b), and Google Earth image of the Ayeyarwady delta (c) with indications of alongshore kilometric points (from east to west) used to identify shoreline sectors. Inset in (c) shows tropical storms and cyclones over the Ayeyarwady river delta from 1870 to present (data from International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS), Knapp et al., 2010)).

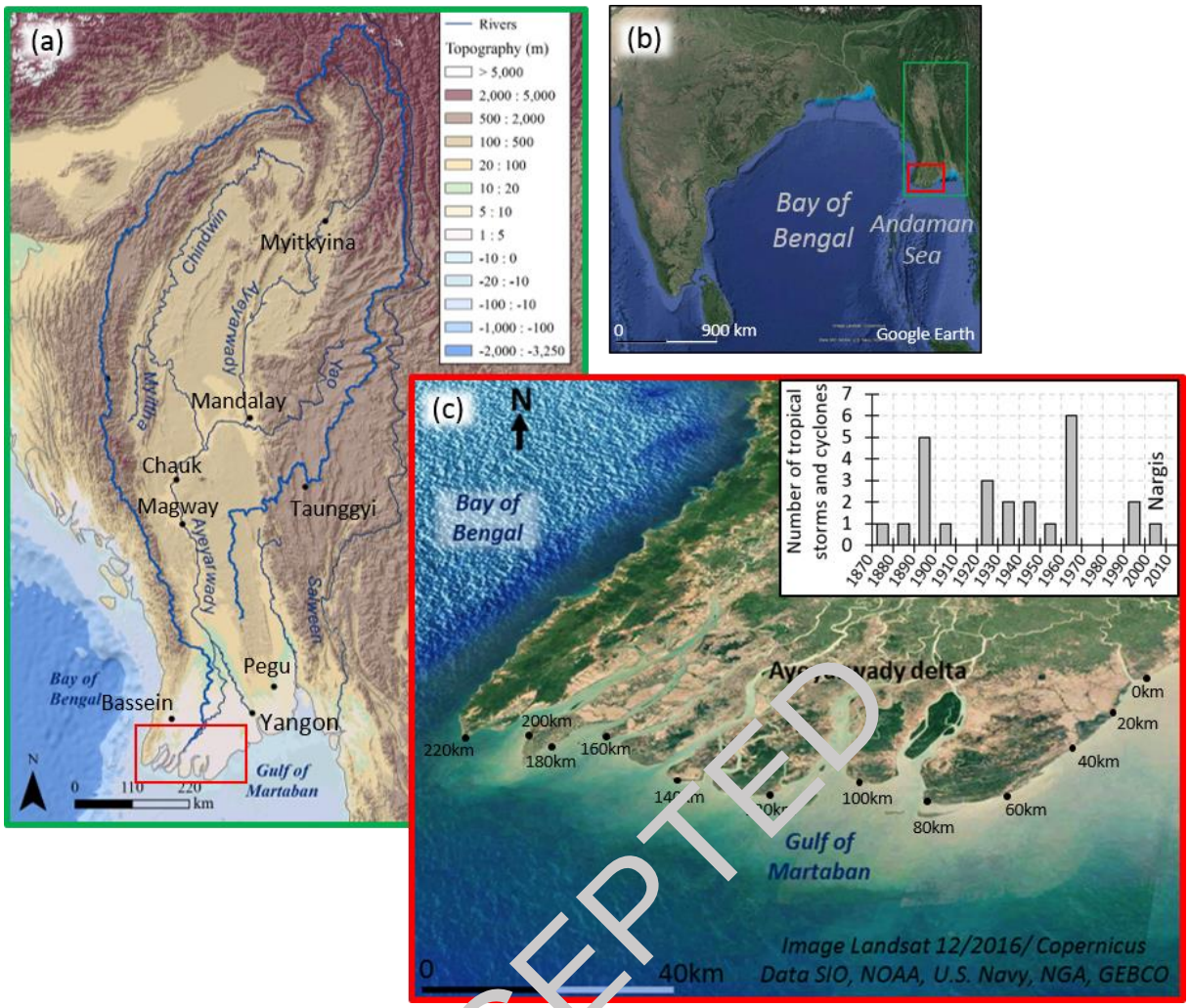


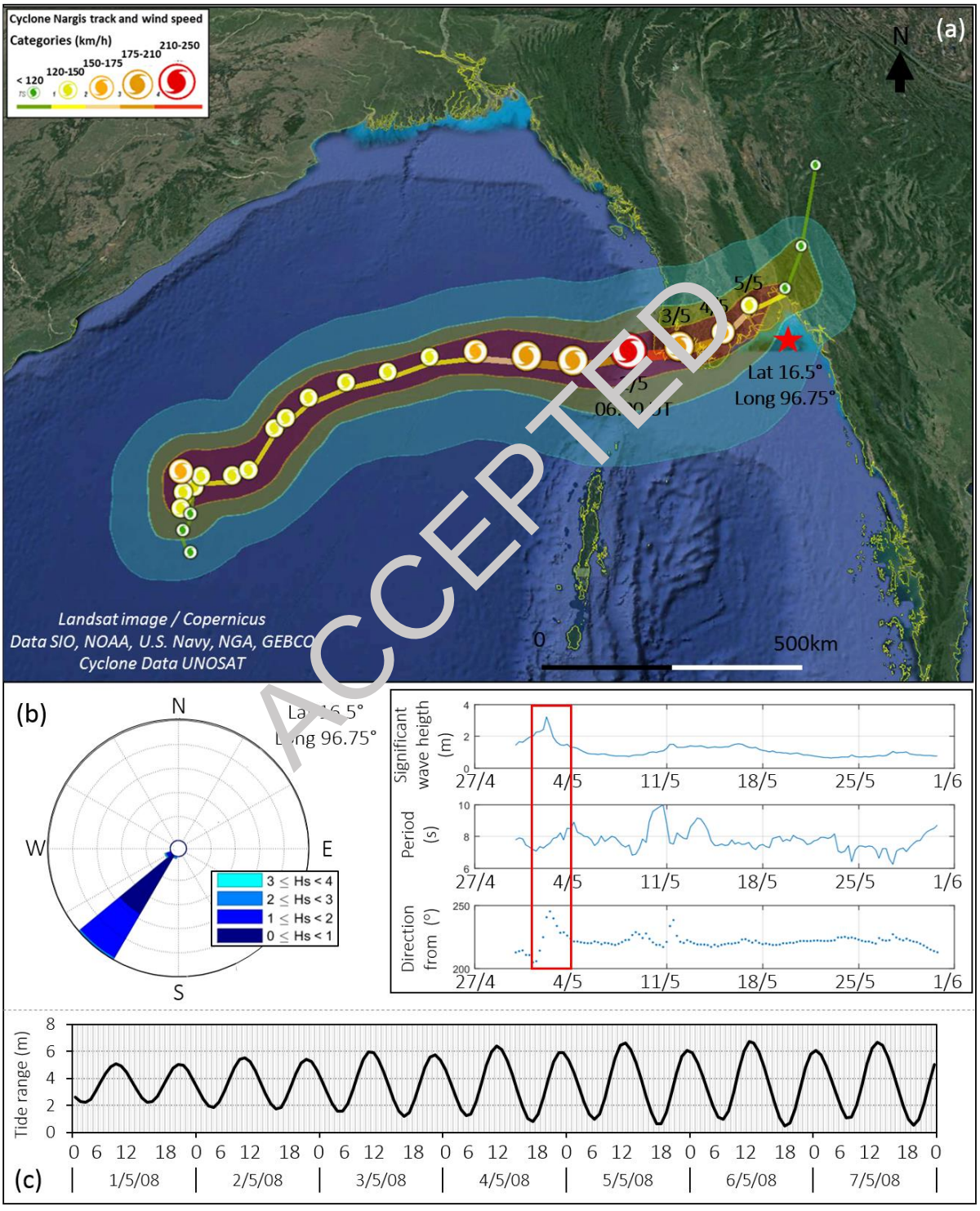
Figure 2. Ground photographs (November, 2016) of the sandy beaches and large, muddy low-tide foreshore fringing the western sector of the Ayeyarwady delta. Much of the deltaic coast in this sector has been eroding since at least 1974, as depicted by the remnants of dikes on the muddy foreshore in photo (b).

ACCEPTED

ACCEPTED

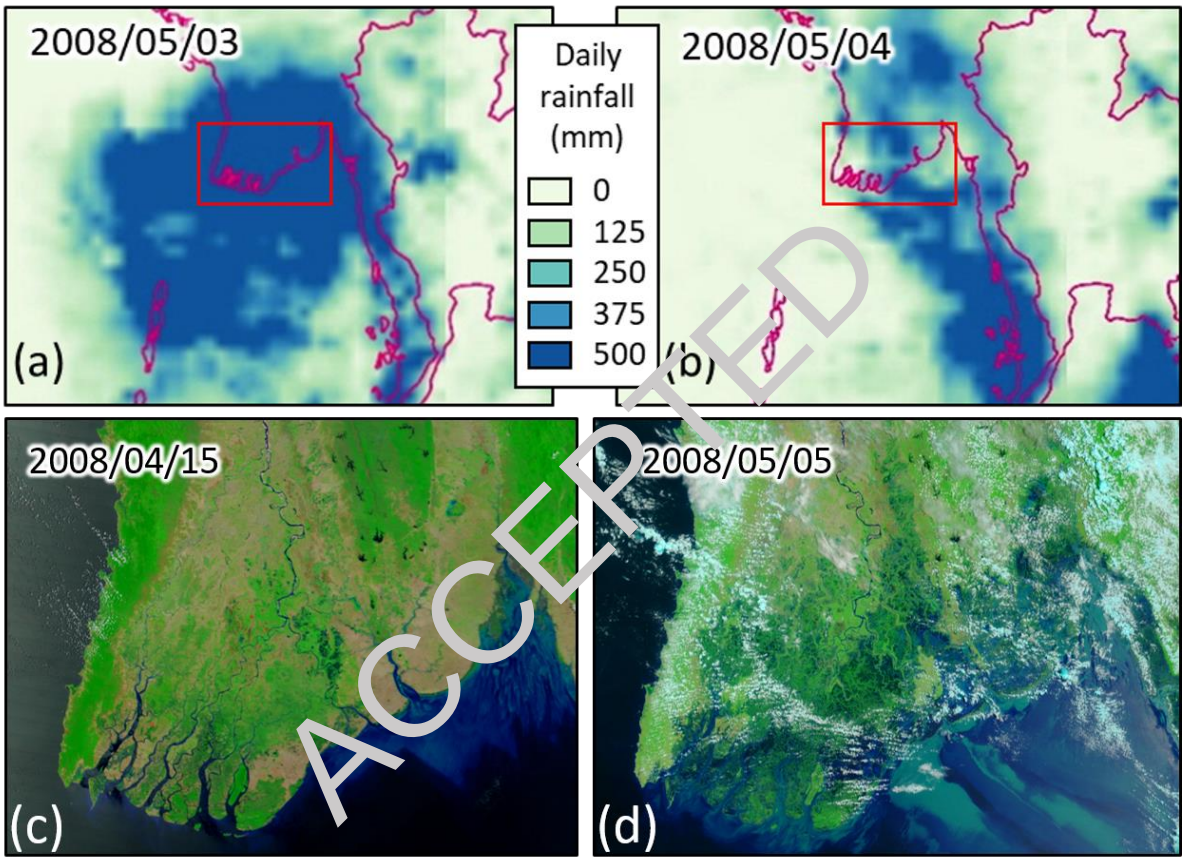
Figure 3. Trajectory of Tropical Cyclone Nargis in May 2008 on a 6 hour-time lapse from April 18, 2008 (12:00 UT) to May 4, 2008 (00:00 UT) from the UNOSAT Cyclone data base (a), wave climate offshore of the Ayeyarwady delta during the passage of Nargis (red rectangle) computed from the ERA-Interim hindcast wave database generated by the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) Wave Atmospheric Model (b), and

astronomical tides off the delta (c) from the tide and current prediction programme *WXTide32*© (Version 4.6). Nargis' direction of approach from the west resulted in maximum winds having a counterclockwise circulation in the shallow offshore area, and the protruding western sector of the delta took the brunt of the cyclone. Fritz et al. (2009) reported a storm surge ranging from 1.9 to 5.6 m above sea level along this western sector.



ACCEPTED

Figure 4. Rainfall and flooding in the Ayeyarwady delta generated by Cyclone Nargis: (a) Maps showing annual maximum monsoon inundation levels for 2013 and 2014 (light blue), and rainfall on May 3 (a) and May 4, 2008 (b) in the western Bay of Bengal (from Brakenridge et al., 2017, with permission from Elsevier); (c, d) MODIS satellite images showing the delta prior to Cyclone Nargis on April 15, 2008), and the devastating flooding on May 5, 2008 (following the cyclone's landfall in the Ayeywarwady delta (Image Credit: MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC).



ACCEPTED

Figure 5 Shoreline change in the Ayeyarwady delta between April 18, 2008, and August 24, 2008, three months after the passage of Cyclone Nargis (a), and between August 24, 2008 and April 25, 2010, 20 months after Nargis (b). Broken line shows mean shoreline change. See Fig. 1c for locations of kilometric points alongshore.

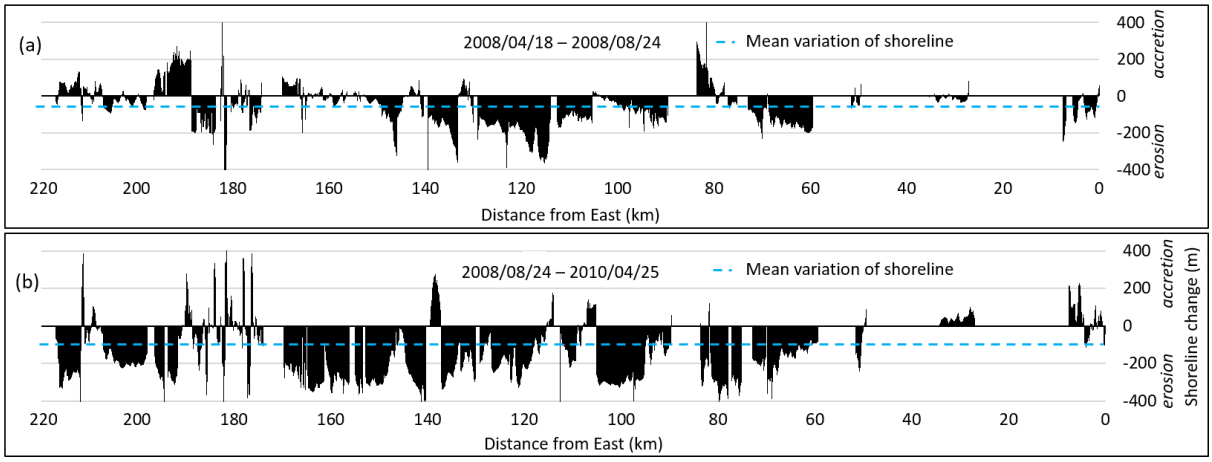
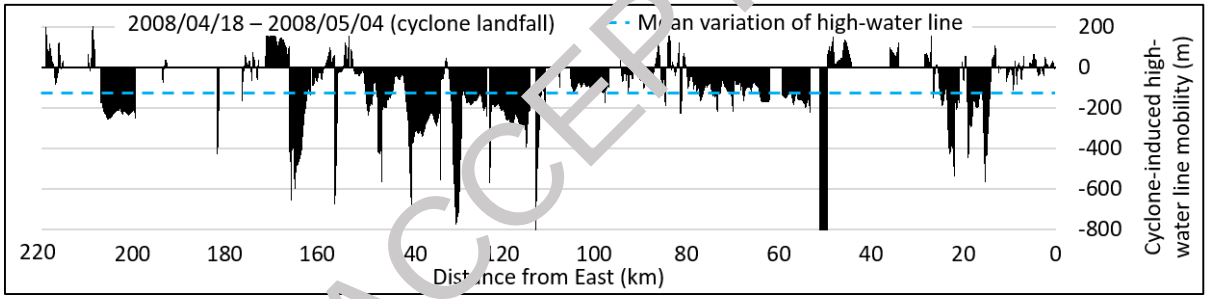


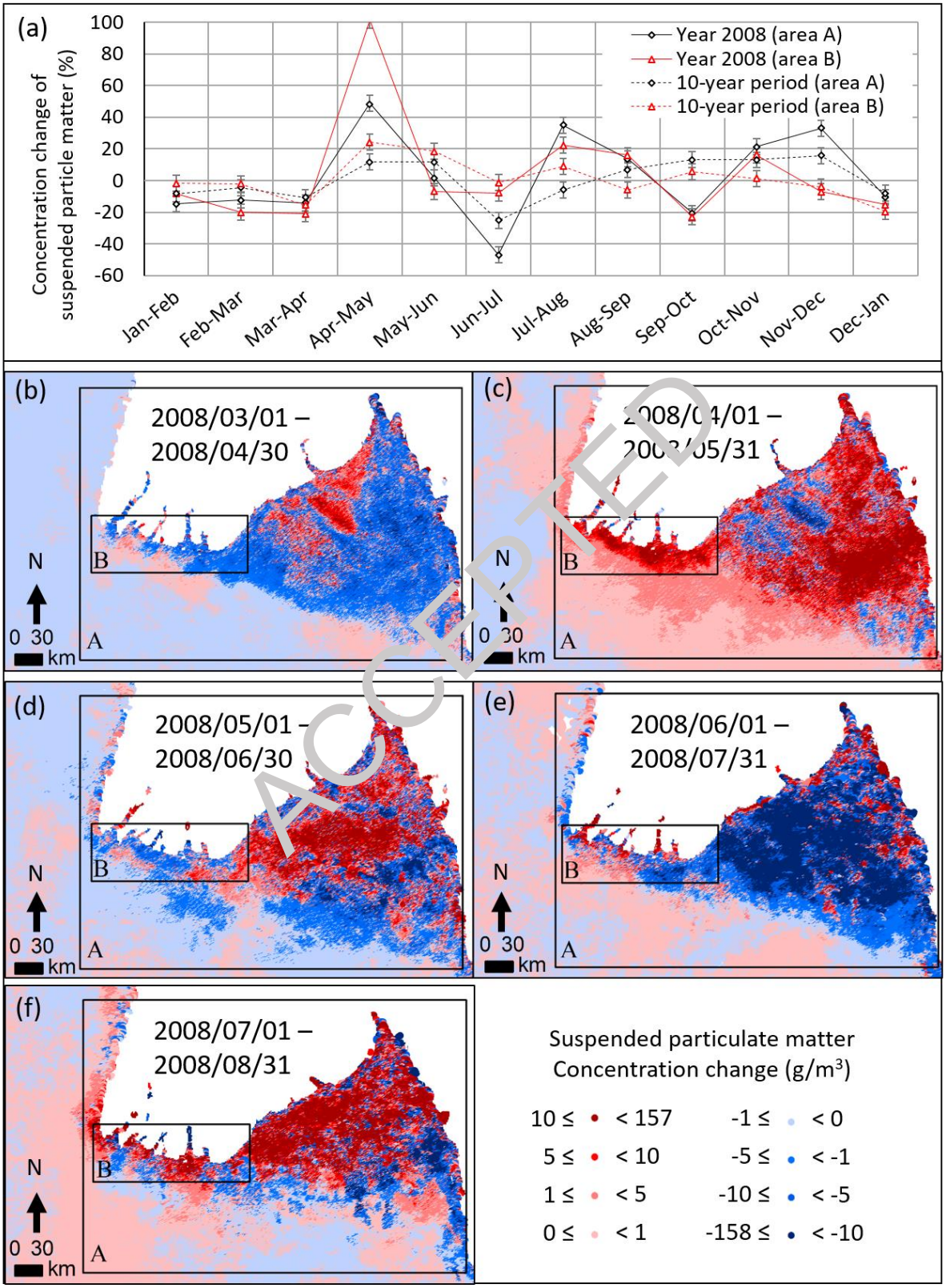
Figure 6. Position of the high-water line alongshore in the Ayeyarwady delta induced by cyclone surge on May 4, 2008, in the wake of the landfall of Nargis, compared to the high-water line of April 18, 2008. Broken line shows mean high-water line change. The massive landward translation of the high-water line reflects large-scale flooding of the sandy beaches composing the shoreline and of the broad low backshore swales. See Fig. 1c for locations of kilometric points alongshore.



ACCEPTED

Figure 7. Suspended particulate matter (SPM) concentrations in the nearshore zone of the Ayeyarwady delta (areas covered are depicted by the rectangles) encompassing the passage of Cyclone Nargis (data from GlobCoast project, http://sextant.ifremer.fr/en/geoportail/sextant): (a) 2008 values compared to a 10-year average (2002-2012), (b-f) concentration changes over a 2-month time step. Note the following: relatively low dry season concentrations between March 1 and April 30 in the eastern sector dominated by the multiple mouths of the Ayeyarwady, with higher concentrations in the more sheltered sector where mud is stored (b); the strong increase in concentrations in the wake of Nargis between April 1 and May 30 (c); the rapid drop in the western sector between May 1 and June 30, and the corresponding increase in the sheltered western part of the delta (d), thus suggesting eastward transport of suspended sediments

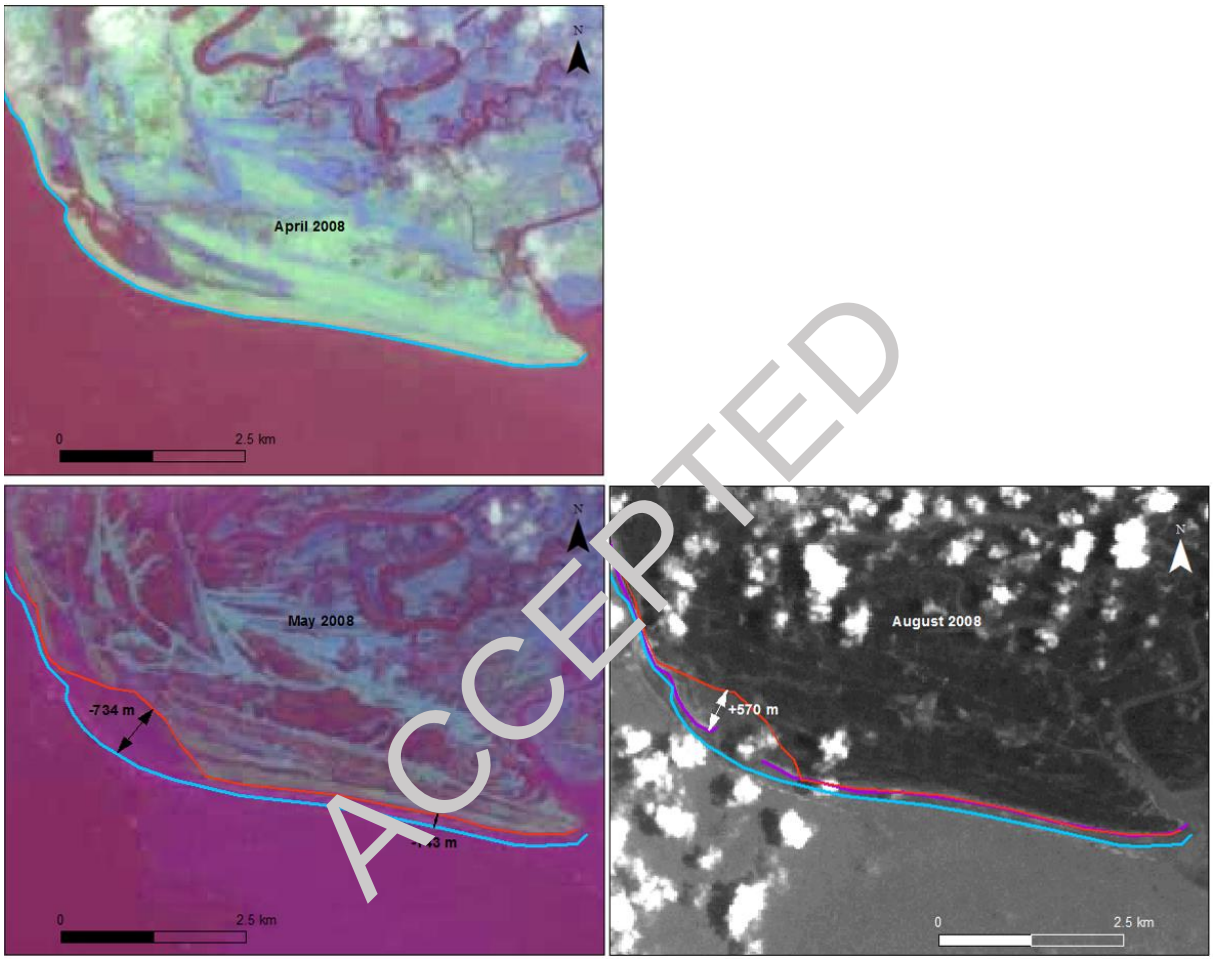
following Nargis; the relatively lower concentrations from June 1 to July 30, corresponding to the onset of the rainy season (e); and the increase from July 1 to August 31 (f) in response to increase in river sediment supply during the rainy season.



ACCEPTED

Supplementary Material

Figure 1. Three examples showing extraction and delimitation of the shoreline in the eastern part of the Ayeyarwady delta from Landsat images prior to Cyclone Nargis (April, 2008), in the wake of Nargis (May, 2008), and three months after Nargis (August, 2008).



ACCEPTED

Annexe P : Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017. River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas : the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. Elementa Science of the Anthopocene

ELEMENTA
Science of the Anthropocene

Besset, M, et al 2017 River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elem Sci Anth,* X(X): XX, DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139

RESEARCH ARTICLE

River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors

Manon Besset*, Edward J. Anthony* and François Sabatier*

The Mediterranean basin (including the Black Sea) is characterized by a plethora of deltas that have developed in a wave-influenced setting. Many of these deltas are sourced in sediments by river catchments that have been variably dammed. The vulnerability status of a selection of ten deltas subject to different levels of reduction in fluvial sediment supply following damming was analysed by quantifying changes in delta protrusion area and protrusion angle over the last 30 years. The rationale for choosing these two metrics, which do not require tricky calculations of longshore bedload transport volumes and river 'influence', is that as sediment supply wanes, increasing relative efficiency of waves leads to longshore redistribution of reworked sediments and progressive 'flattening' of the delta protrusion. The results show that eight of the ten deltas (Nile, Rhône, Ebro, Ceyhan, Arno, Ombrone, Moulouya, Medjerda) are in erosion, whereas two (Danube, Po) show stability, but the statistical relationship between change in delta protrusion area and sediment flux reduction is poor, thus suggesting that the role of dams in causing delta shoreline erosion may have been over-estimated. But this poor relationship could also be due to a long temporal lag between dam construction and bedload removal and transport to the coast downstream of dams, and, where the delta protrusion is being eroded, to bedload trapping by shoreline engineering structures and by elongating delta-flank spits. Other potential influential factors in shoreline change include subsidence, sea-level rise, storminess, exceptional river floods, and managed sediment releases downstream of dams. A longer observation period and high-resolution sediment-budget studies will be necessary to determine more definitively to which extent continued trapping of sediment behind dams will impact overall delta stability in the Mediterranean and Black Seas. Mitigation of delta erosion is likely to become costlier under continued sediment starvation and sea-level rise.

Keywords: river deltas; delta vulnerability; delta erosion; delta subsidence; river dams; Mediterranean Sea; Black Sea

Introduction

The Mediterranean basin (including the Black Sea) is characterized by a plethora of deltas that have formed as a result of favourable catchment, hydrodynamic and climate conditions, and human-induced changes (Vita-Finzi, 1975; Maselli and Tricardi, 2013; Anthony et al., 2014). The marine hydrodynamic context of Mediterranean river mouths has been largely conditioned by waves, and the alongshore supply of fluvial sediment has been fundamental to the geomorphic development of open-coast beach, dune and barrier systems in situations where coastal morphology and wave fetch conditions favour unimpeded longshore drift. Apart from the eastern seaboard of Tunisia and the Adriatic Sea, the Mediterranean continental shelf is relatively narrow (a few km to about 50 km), and this has favoured weak tides (microtidal regime: mean spring tidal range of 0.5 to 1 m). The wave climate is dominated by short-fetch wind waves (periods of 4–6s), sometimes intermixed with longer waves (8–9s) where fetch conditions are more favourable. Wave approach directions are very variable. Storms can attain extreme intensities (Lionello et al., 2006), despite the limited fetch. Shaw et al. (2008) have reported destructive historical and prehistorical tsunamis.

Mediterranean deltas range from a few km^2 in area, associated with small catchments (tens to hundreds of km^2), to major protuberances at the mouths of the larger rivers, the most important of which are the Danube, the Po, the Nile, the Ebro and the Rhône (**Figure 1**). Several of these large open-coast deltas, notably the Danube and the Rhône, started their development as bay-head deltas in embayments and rias. Numerous smaller deltas, especially in the Central and Western

* Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545 Aix en Provence, FR

Corresponding author: Manon Besset (besset@cerege.fr)

Figure 1: Map showing most of the Mediterranean and Black Sea river deltas (a) and Google Earth images of the ten deltas (b). Deltas selected for this study are represented by red dots in (a). The common deltaic plain of the Ceyhan and Seyhan deltas is referred to as the Ceyhan in this paper. Circles in (b) show arbitrarily delimited area around the delta mouths (see Materials and Methods). Arrows show wave-induced longshore transport directions: Danube-Stânfu Gheorghe (Vespremean-Stroe and Proteasea, 2015), Nile (Morhange et al., 2005; Ubeid, 2011; Ghoneim et al., 2015), Po (Simeoni et al., 2007; Simeoni and Corbau, 2009), Rhône (Sabatier et al., 2009) Ebro (Jimenez et al., 1997), Medjerda (Amrouni et al., 2014), Moulouya (Dakki, 2003), Arno (Anfuso et al., 2011), Ombrone (Pranzini, 2001). Directions for the Ceyhan are derived from delta plan-shape morphology in relation to the dominant local wave direction. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f1

Mediterranean, also developed in these embayed settings under conditions of high fluvial sediment supply, notably rich in sand and gravel, and locally impeded longshore drift between bedrock headlands (Anthony et al., 2014).

The history and development of deltas in the Mediterranean basin, one of the cradles of civilization, has been strongly intertwined with the rise and demise of cultures and societies, as well as with major cultural and economic changes, especially over the last

two millennia (Anthony et al., 2014). The 23 countries bordering the Mediterranean have a total population of 498 million in 2015 (World Population Prospects, United Nations, 2015), with a relatively high density of 96 inhabitants per km² on the coast (Benoit and Comeau, 2005). Anthropogenic pressures are, therefore, consistently high on the Mediterranean's coast and deltas. Mediterranean deltas, like many other deltas, commonly have highly productive soils, rich and biodiverse ecosystems, and offer a wide range of ecosystem services such as coastal defence, drinking water supply, recreation, green tourism, and nature conservation. These deltas are home to millions of people, notably the iconic Nile delta, and host important agricultural and industrial activities as well as transport and communications infrastructure. But, like many deltas world-wide today, Mediterranean deltas are becoming increasingly vulnerable to catastrophic river floods, subsidence, global sea-level rise, and erosion (Anthony et al., 2014).

The vulnerability of modern deltas strongly depends on fluvial sediment supply that is increasingly impacted by human activities, leading notably to accelerated subsidence and erosion. Many deltas in the Mediterranean are linked to river catchments that have been dammed over the last few decades. Whereas accelerated subsidence has received a lot of attention in recent years, notably synthesized in the benchmark papers by Ericson et al. (2006) and Syvitski et al. (2009), delta shoreline change, especially erosion, also recognized as an important corollary of the diminution of sediment supply to deltas, has been treated in numerous case studies rather than in a synthetic approach.

In this paper, we analyse the current vulnerability status of a selection of ten Mediterranean deltas (**Figure 1**) by looking at shoreline erosion. The choice of these deltas was based on the following two criteria: a large delta size and/or availability of data. The problem of delta shoreline erosion and the underlying driving mechanisms are examined with reference to quantified variations in *delta protrusion area*. The ten selected deltas are open-coast deltas more or less exposed to waves and longshore currents that can redistribute, alongshore, reworked deltaic sediments, rather than bay-mouth deltas still encased in wave-sheltered ria-type embayments that have been more or less infilled by coastal aggradation and progradation under conditions of impeded alongshore sediment transport. The protrusion area is defined as the area of delta protuberance relative to a straight (theoretically hitherto open-coast) shoreline running across the delta plain and linking the delta to the adjacent non-protruding non-deltaic shoreline (**Figure 2**). The rationale for analysing the protrusion area is that as sediment supply wanes, the relative wave and current influence increases, leading progressively to 'flattening' of the delta protrusion and shoreline straightening as reworked deltaic sediments are redistributed alongshore (Anthony, 2015). Whereas the fluvial dominance ratio of Nienhuis et al. (2015) provides a prediction of the protrusion angle according to the change in river sediment flux, variation of the protrusion angle can be used to predict a change in protrusion area. Thus, the results could give an indication of the capacity of wave-influenced deltas to maintain their plan-view shape notwithstanding more or less significant sediment reduction. Protrusion reworking can also include the formation

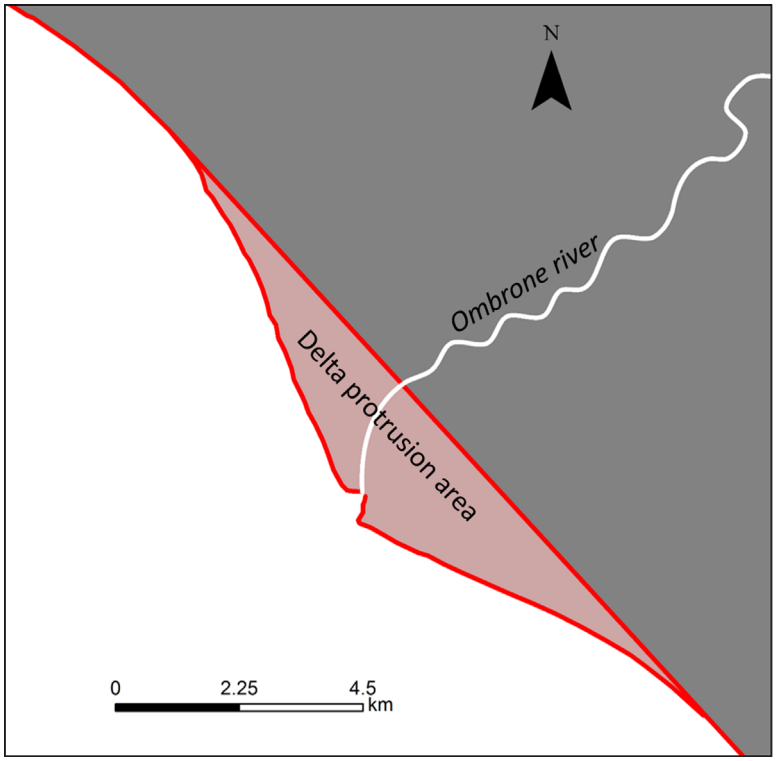


Figure 2: Schematic delimitation of the delta protrusion, using the example of the Ombrone. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f2

of flanking spits on both active deltas (Anthony, 2015) and abandoned lobes (Nienhuis et al., 2013). Protrusion flattening and the attendant shoreline straightening may involve increasing asymmetry of the delta as part of the trajectory of delta destruction (**Figure 3**), although asymmetry may be an intrinsic attribute of many prograding deltas, expressed by a more or less skewed delta plan-shape that expresses an uneven distribution of sediment on either side of the central axis of the delta (Bhattacharya and Giosan, 2003; Li et al., 2011; Korus and Fielding, 2015). Anthony (2015) showed that many Mediterranean deltas presently exhibit a symmetrical or near-symmetrical plan shape that represents mutual adaptation between river flux, delta morphology, and wave approach. Thus, in instances where the deltaic coast at the mouth is indeed asymmetric, this could reflect an imbalance involving strong unidirectional longshore drift, as in the case of the Sfântu Gheorghe lobe of the Danube, characterized by the asymmetric Sacalin barrier (Vespremeanu-Stroe and Preoteasa, 2015). Some of the characteristics of the ten selected deltas, which are also among the largest in the Mediterranean, are shown in **Table 1**.

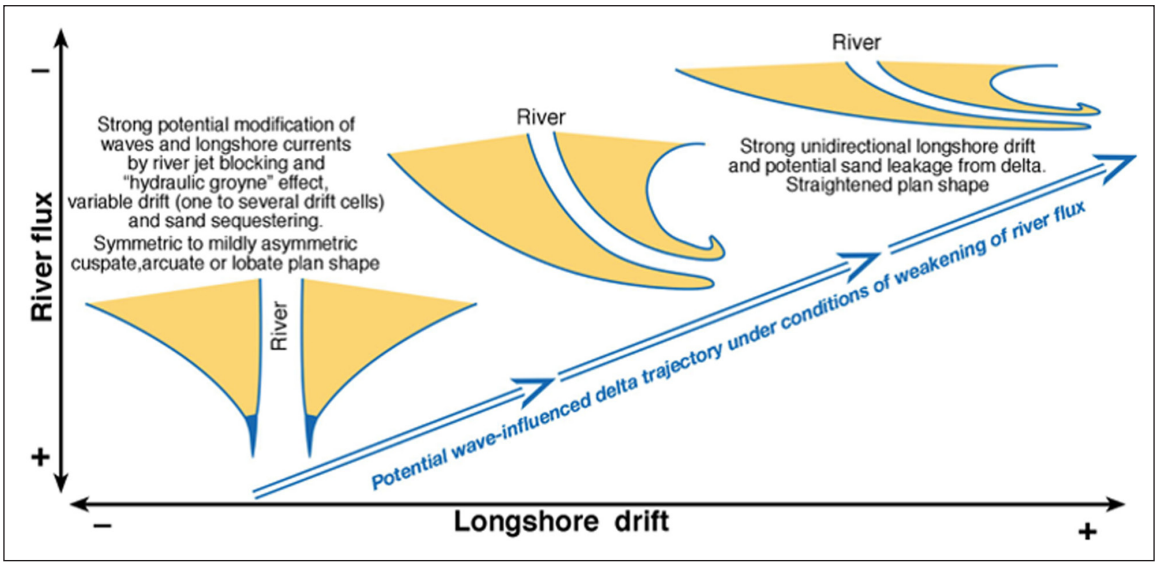


Figure 3: Schematic continuum of delta morphology and potential net long-term trajectory of evolution. The morphology ranges from symmetric to strongly longshore-deflected and asymmetric, as a function of river influence relative to wave-induced longshore transport. Delta destruction occurs as river influence becomes weakened by a variety of natural (changes in catchment climate and vegetation linked to the Little Ice Age, for instance, avulsion) and human-induced changes (catchment land-use and reforestation, catchment engineering, dams). From Anthony, 2015. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f3

Table 1: Selection of data on the ten deltas and on their catchments and river discharge. Danube (Coleman and Huh, 2004; Preoteasa et al., 2016), Ebro, Nile and Po (Coleman and Huh, 2004), Arno, Ceyhan (Syvitski and Saito, 2007), Rhône (Provansal et al., 2014), Ombrone (Syvitski et al., 2005), Medjerda (Meybeck and Ragu, 1996), Moulouya (Snoussi et al., 2002; Milliman and Farnsworth, 2011). DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.t1

Deltas	River basin area (km²)	River length (km)	Fresh water discharge (m^3/s)	Sediment discharge (kg/s)	Delta area from apex (km²)	River mouth number	Protrusion area (km²)
Arno	9200	240	57	72	437	1	6
Ceyhan-Seyhan	34210	380	222	173	150	2	1243
Danube	779500	2536	6499	630	5560	3	2302
Ebro	85100	624	240	34	935	1	304
Medjerda	15930	370	18	297	209	2	16
Moulouya	51000	520	21	151	787	1	2
Nile	3038100	3878	2778	3876	12512	2	1366
Ombrone	3480	130	32	60	37	1	19
Po	87100	691	1514	561	948	1	512
Rhone	90000	820	1700	167.54	3194	2	523

Materials and methods

The methodological approach involved three types of complementary analyses: (a) variations in delta protrusion area, (b) changes in delta protrusion angles, and (c) the degree of spit development in deltas where one or more spits are present, as an indicator of shoreline change.

(a) Delta protrusion area

In order to highlight recent deltaic shoreline changes and variations in delta protrusion area, we selected available satellite images of high (pixel size: 1.5 to 2.5 m) to moderate (pixel size: 30 to 60 m) resolution made available by the USGS and the French IGN, as well as aerial orthophotographs and, for the Rhône, field data (**Table 2**). The spatial data were chosen to cover the entire 'delta-influenced' shoreline for each year of analysis and with a cloud cover not exceeding 10%. We limited our choice to images taken at low tide and systematically in January of every year to minimize seasonal and tidal distortions (tides induce very little variability in the microtidal context of the Mediterranean and Black Seas). For each delta, the change in protrusion area between 1985 and 2015 was determined. The deltas were classed in terms of net area loss, net area gain, and stability. The shoreline was identified as the external limit, when observable, of vegetation between land and sea. Whenever the use of the vegetation marker was not feasible, we identified a variety of lasting indicators such as engineering structures to delimit the shoreline. Although the satellite data resolution varies, we chose to attribute a common error margin, incremented for deltas with moderate-resolution data. The error margin of the protrusion area for each delta was calculated from the errors due to satellite image resolution and operator uncertainty in manually delimiting the shoreline, given by the following equation:

$$E = \frac{L * E_l}{S} \quad (1)$$

where E is the error margin (in km), L the total shoreline length (in km), E_l the error relative to the resolution of the satellite images and operator uncertainty (in km), and S the protrusion area (km²). The result was then multiplied by the 30-year period of delta protrusion shoreline change. The area differentials have a mean error margin of 0.0092 km²/yr. E_l is expressed by a value increment of two pixels per km: one pixel to compensate for shades of colour of the satellite images and the other for operator errors in delimiting the shoreline, i.e., 0.018 km² per km.

The overall area differentials of the deltas are, with regards to the error margins, significant for all the deltas when expressed against delta protrusion area. We calculated the relative percentage error of change in protrusion area using the following equation:

$$E_{\%} = \frac{L * E * 100}{S} \quad (2)$$

where $E_{\%}$ is the percentage error of change in protrusion area.

$E_{\%}$ ranged from ±5.4% for the Moulouya delta to ± 0.1% for the Ceyhan and Danube deltas. Deltas exhibiting gains or losses of less than the computed value were considered as stable, with negligible evolution over the 30-year period.

In complement to the overall delta shoreline change, the area change affecting the vicinity of the mouth(s) of each delta was also calculated using arbitrary limits depicted in **Figure 1b**. The reason for this operation is that the mouth zone is the primary receptacle of bedload exiting from the river, such that significant changes in this zone may be a good indicator of changes in fluvial bedload supply and/or in the intensity of reworking by waves and currents.

(b) Changes in delta protrusion angles

We used as a marker of shoreline change the variation in the mean angle of the protrusion shoreline on either side of the mouth of the delta. In wave-influenced deltas commonly characterized by a cuspate protrusion morphology, the mouth is, theoretically, the zone most exposed to incident waves, although, in the presence of sustained sediment inputs, this zone is also subject to sedimentation and formation of mouth bars that dissipate wave energy. The larger the angle of the shoreline relative to the mouth, the 'flatter' the delta protrusion, and the straighter the shoreline subjected to alongshore redistribution of fluvial and reworked delta sediment on either side of the mouth. The mean angle was measured from linear regression lines of points at a regular interval of either 30 m (for images of 1970s) or 80 m (for 2015) along the shoreline on either side of the delta mouth at two dates (**Figure 4**). This analysis was carried out for all deltas for the year 2015 and the angle variation calculated relative to the year for which the earliest images, starting from the 1970s, were available: 1972 for the Ombrone and Ebro deltas, 1973 for the Ceyhan and the Nile, 1974 for the Moulouya, 1975 for the Po and Arno, 1977 for the Rhône and 1978 for the Danube. We postulated that an increase in this angle from one date to the other signified that the delta protrusion had become relatively flatter and more influenced by incident waves and longshore currents that redistribute reworked sediments away from the confines of the mouth, and potentially beyond the deltaic shoreline.

To estimate the error margins related to the measured offset river mouth angles (Θ), we computed the errors associated with satellite image resolution and operator measurements (**Figure 4**). The theoretical shoreline on either side of the mouth was produced from a linear regression of points along the shoreline at the regular intervals defined above. The distances between the coordinates of each point and its projection in the linear regression yielded negative or positive residuals (R_y) (in km) relative to the regression line (**Figure 5**). The absolute value of each residual was extracted and considered as the distance from the regression of each point. The arithmetic average of the residuals was calculated for the shoreline on each side of the mouth. These values were summed up with those of E_l. The result therefore corresponded to the error envelope of shoreline delimitation (**Figure 5**).

Table 2: Satellite and aerial photograph data used in the statistical analysis of deltaic shoreline change. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.t2

DELTA	DATE	Type	# shots	Resolution (m)	Provider
RHONE	1977	Aerial photography	23	1	IGN
	1987		14		
	1998	BD ORTHO®	4	0.5 à 1	IGN ; AERIAL
	2002	DGPS Field survey + SPOT5	1	2.5	CEREGE; CNES
	2003	SPOT 5 + BD ORTHO®	7	0.5 à 2.5	CNES; IGN
	2005	DGPS Field survey	–	–	CEREGE
	2011	BD ORTHO® + Ortho littoral V2®	2	0.5	IGN ; MEEM
	2015	SPOT 6	64	1.5	USGS
ARNO	1965	Aerial photography (M. Bini, N. Casarosa, A. Ribolini, 2008)	nc	nc	IGM
	1975				Toscany region
	1982				Toscany region + IGM
	1986				
	1990				IGM
	1996				
	2003				
	2004				Province of Pisa
	2015	Landsat 8	2	30	USGS
MEDJERDA	1972	Landsat 1	1	60	USGS
	1984	Landsat 5		30	
	1988				
	2000	Landsat 7			
	2005				
	2010				
	2015	Landsat 8			
MOULOUYA	1974	Landsat 1	1	60	USGS
	1980	Landsat 3			
	1984	Landsat 5		30	
	1988	Landsat 4			
	2000				
	2005	Landsat 7			
	2010				
	2015	Landsat 8			
NIL	1973	Landsat 1	5	60	USGS
	1990	Landsat 4 et 5	7	30	

(contd.)

EBRO	1985	Landsat 5	1	30	USGS
	1990	Landsat 4			
	2000				
	2004	Landsat 7			
	2010				
	2014	Landsat 8			
CEYHAN	1973	Landsat 1	2	60	USGS
	1984	Landsat 5			
	2000	Landsat 7		30	
	2015	Landsat 8			
DANUBE	1978	Landsat 3	2	60	USGS
	1989	Landsat 4			
	1995	Landsat 5			
	2000			30	
	2005	Landsat 7			
	2010		4		
	2015	Landsat 8	1		
OMBRONE	2005	Landsat 7	5		
	2015	Landsat 8	4		
	1972	Landsat 1	3	60	
	1985	Landsat 5			
	1990	Landsat 4			
	2000		1	30	USGS
	2005	Landsat 7			
	2010				
	2015	Landsat 8			
PO	1975	Landsat 2	1	60	
	1985	Landsat 5	5		
	2000				
	2010	Landsat 7	1	30	USGS
	2015	Landsat 8			

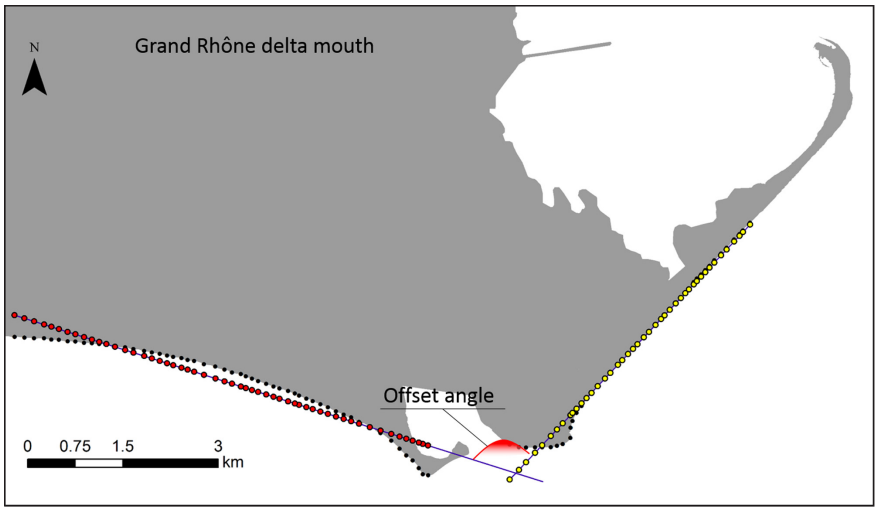


Figure 4: Method of quantification of the shoreline protrusion on either side of the delta mouth. The protrusion is delimited by the red arc with the example of the Grand Rhône mouth (Rhône). Black dots show shoreline delimitation points every 30 m (for images of the 1970s) or 80 m (for images of 2015), purple lines the regression lines of the generated linear model, and red and yellow dots the projection of points indicating shoreline position on the linear regression line, respectively on either side of the mouth. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f4

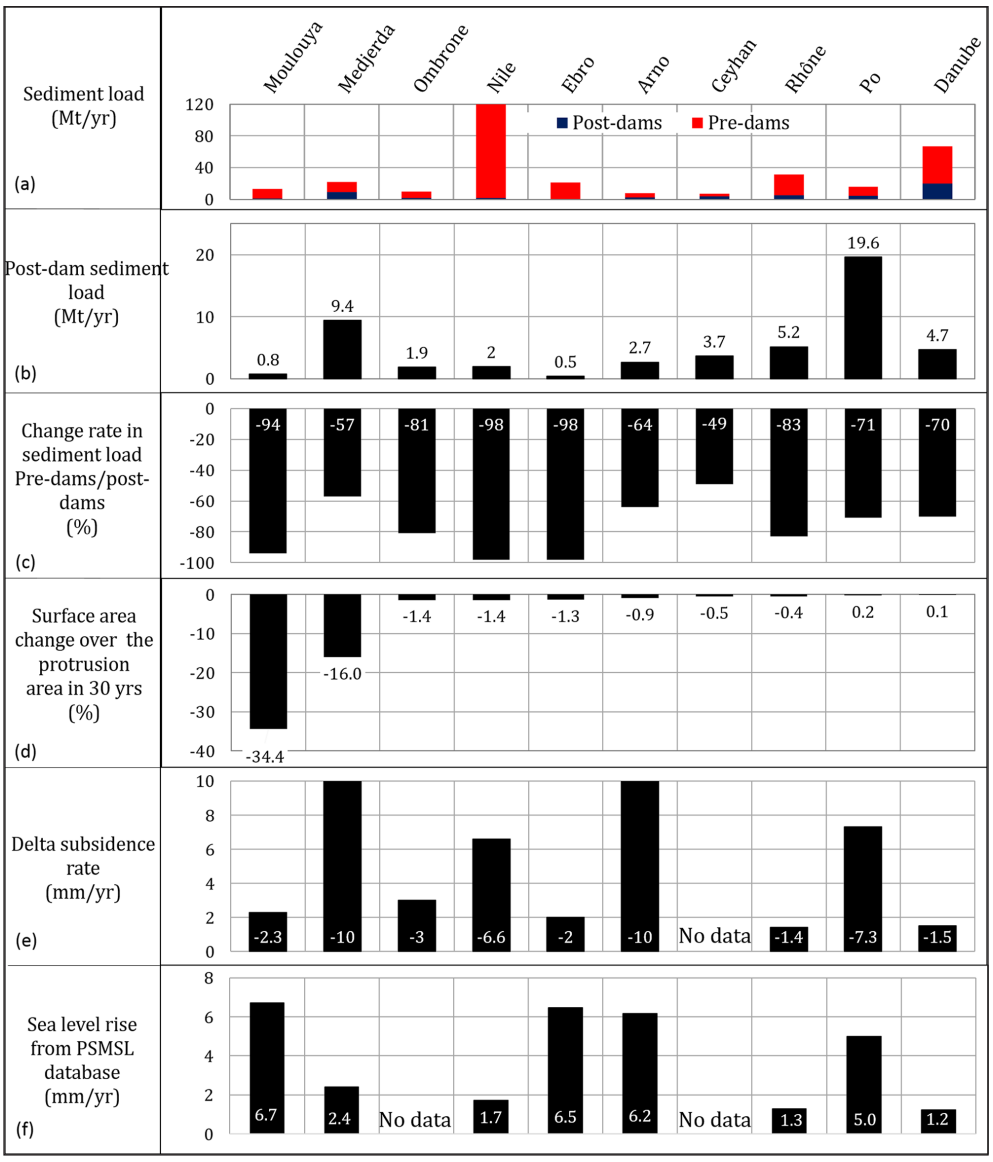


Figure 5: Method for calculating error margins of the offset river mouth angles. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f5

In calculating the error margin of Θ, the down-mouth end of each shoreline *Sh* was offset by the angular distance $Dt_{(left\ or\ right)}/2$, expressed by:

$$D_t = \left|\overline{R_y}\right| + E_l \quad (3)$$

By subtracting the measured value of Θ' from Θ, as shown in **Figure 5**, we obtained the average error margin of the angle for each delta.

(c) Spit growth

For deltas characterized by one or more spits, spit lengthening over the 30-year period has been used as a geometric marker of shoreline change. The speed of spit lengthening has been calculated for each delta up to the year 2015.

Results

The results show that eight out of the ten studied deltas in the Mediterranean and Black Seas have lost protrusion area over the last 30 years, with a maximum, respectively, of 34.4% and 16.3% for the Moulouya and Medjerda deltas in North Africa (**Figure 6**). However, changes are relatively weak in the other deltas (**Figure 6**). Although the Danube shows a large apparent gain in area compared to the other deltas, this gain is insignificant when compared to the protrusion area of the delta, of the order of 2,300 km², i.e., 0.1% in 30 years, equivalent to the error margin. This is also the case of the Po delta, one of the three largest deltas in the Mediterranean, the area gain of which has been negligible over the last 30 years. These results are coherent with trends reported in the literature for several deltas (**Table 3**). A close scrutiny of the data shows that much of the area loss has occurred in the vicinity of the river mouths (**Figure 7**). Only the mouths of the Arno, the Sulina and the Chilia show area gain.

In terms of temporal trends in shoreline change, most of the deltas show fluctuations over the 30-year period (**Figure 8**), with the Danube being the only delta with a clearly affirmed recent (since 2008) upswing in protrusion area gain. The Nile delta shows a long-term trend of erosion in the wake of the construction of the Aswan High Dam in 1964 that attained a peak in 1990, with erosion waning and replaced by relative stability over the last decade. The Po, Ceyhan and Ombrone deltas show a decline in area gain, and even a shift towards increasing loss over the last few years. Area losses have increased over the last 15 years for the Ombrone, Po, Rhône, Medjerda, Ceyhan, and Ebro deltas.

Regarding protrusion angles of the deltas, 9 delta mouths exhibit an increase in angle from the 1970s to 2015, with a maximum change for the abandoned mouth of the Medjerda, after a diversion canal built in 1939 resulted in flow division. The initial river mouth became abandoned (**Figure 7**) in March 1973 after an exceptional flood (Guen, 1988). The mouths of the Arno, Po, Rhône, and the Sfântu Gheorghe mouth of the Danube show a slight decrease or negligible increase not exceeding their respective error margin values over the study period. With the exception of the Arno, all of these delta mouths are also characterized by wave-constructed spits. The results show extensions of the spits, already extant in the 1970s, flanking the mouths of the Ebro, Po, Rhône, Danube (Sfântu Gheorghe) and Nile (Damietta) deltas, ranging from 7 m/year to more than 160 m/year (**Figure 10**). The comparison between the evolution of the protrusion angle at the mouth and the change in lengths of these spits shows that the absence of coastal flattening, for the majority of the deltas, is compensated by important spit elongation. The Damietta protrusion of the Nile is an exception characterized by a progressive increase in shoreline angle together with spit lengthening of 3.15 km between 1990 and 2015.

Discussion

The impacts of human activities on Mediterranean river catchments and sediment flux have been documented in several case studies and in basin-scale syntheses (e.g. Bravard, 2002; Poulos and Collins, 2002; Hooke, 2006; Milliman and Farnsworth, 2011). Engineering works aimed at torrent management and channel embanking to assure flood control and navigation, as well as in-channel gravel and sand extractions, have significantly affected fluvial sediment supply to the coast. Over the last fifty years, dams intercepting and storing much of the fluvial sediment flux appear to stand out, however, as the dominant cause of reduction of river sediment to coastal sinks (e.g. Surian and Rinaldi, 2003). Hundreds of dams constructed across

Table 3: Published references on delta shoreline change for the Arno, the Ombrone, the Rhône, the Nile, the Moulouya, the Medjerda and the Ebro deltas. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.t3

Delta	Reference for comparison	Comparison	Period
Arno	Bini et al., 2008	Surface area change	1965–2004
Ombrone	Cipriani et al., 2013	Metric area change	1973–2005/2006
Rhône	Sabatier and Suanez, 2003	Metric area change	1987–2000/2002
Nile	Torab and Azab, 2006	Surface area change (between Rosetta and Damieta mouths)	1973–2001/2005
Moulouya	Mouzouri et al., 2011	Observations	1988–2006
Medjerda	Louati et al., 2014	Metric area change	1987–2000/2002
Ebro	Jimenez et al., 1997; Jimenez and Sanchez-Arcilla, 1993	Metric area change and trends	1985–1990

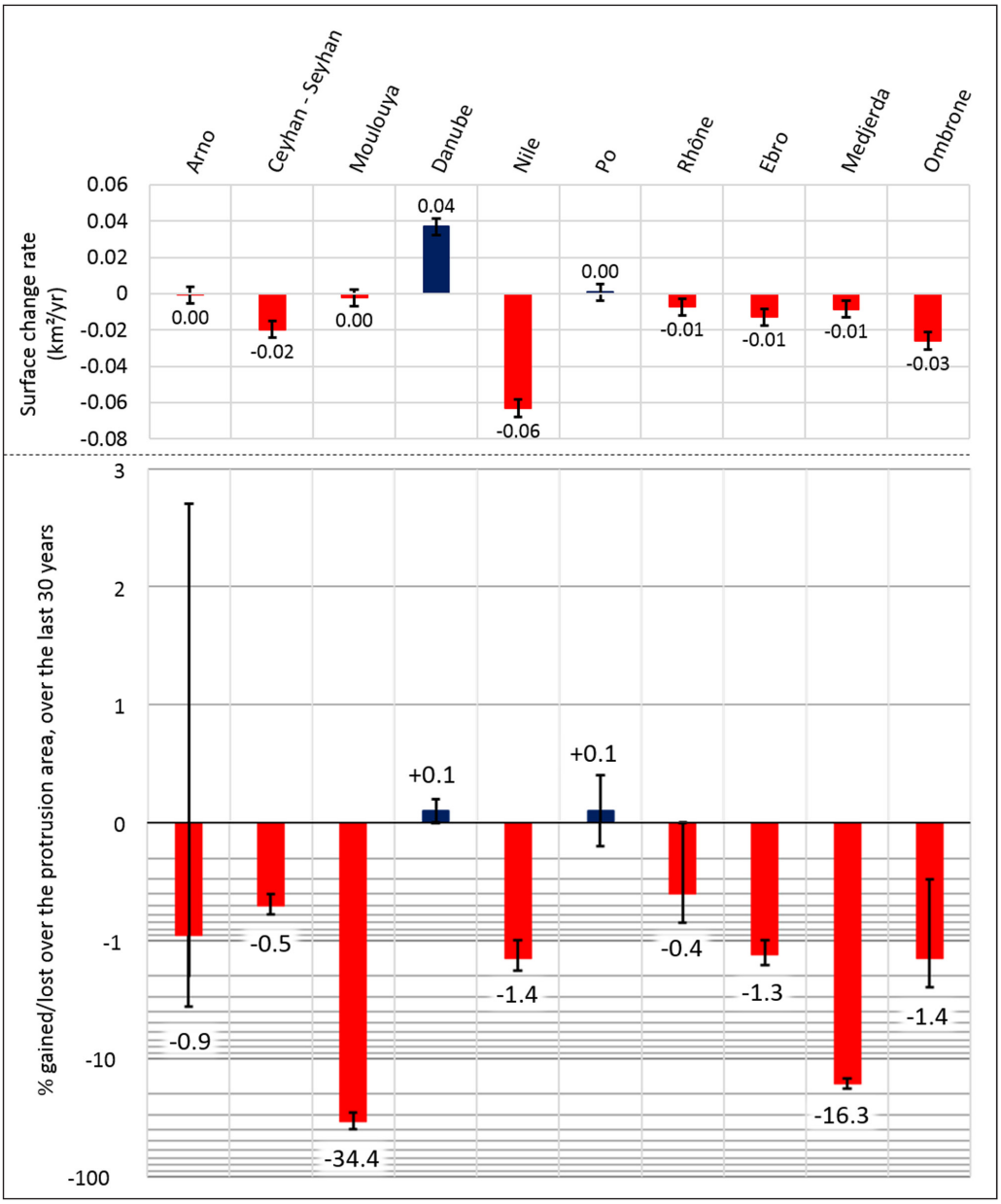
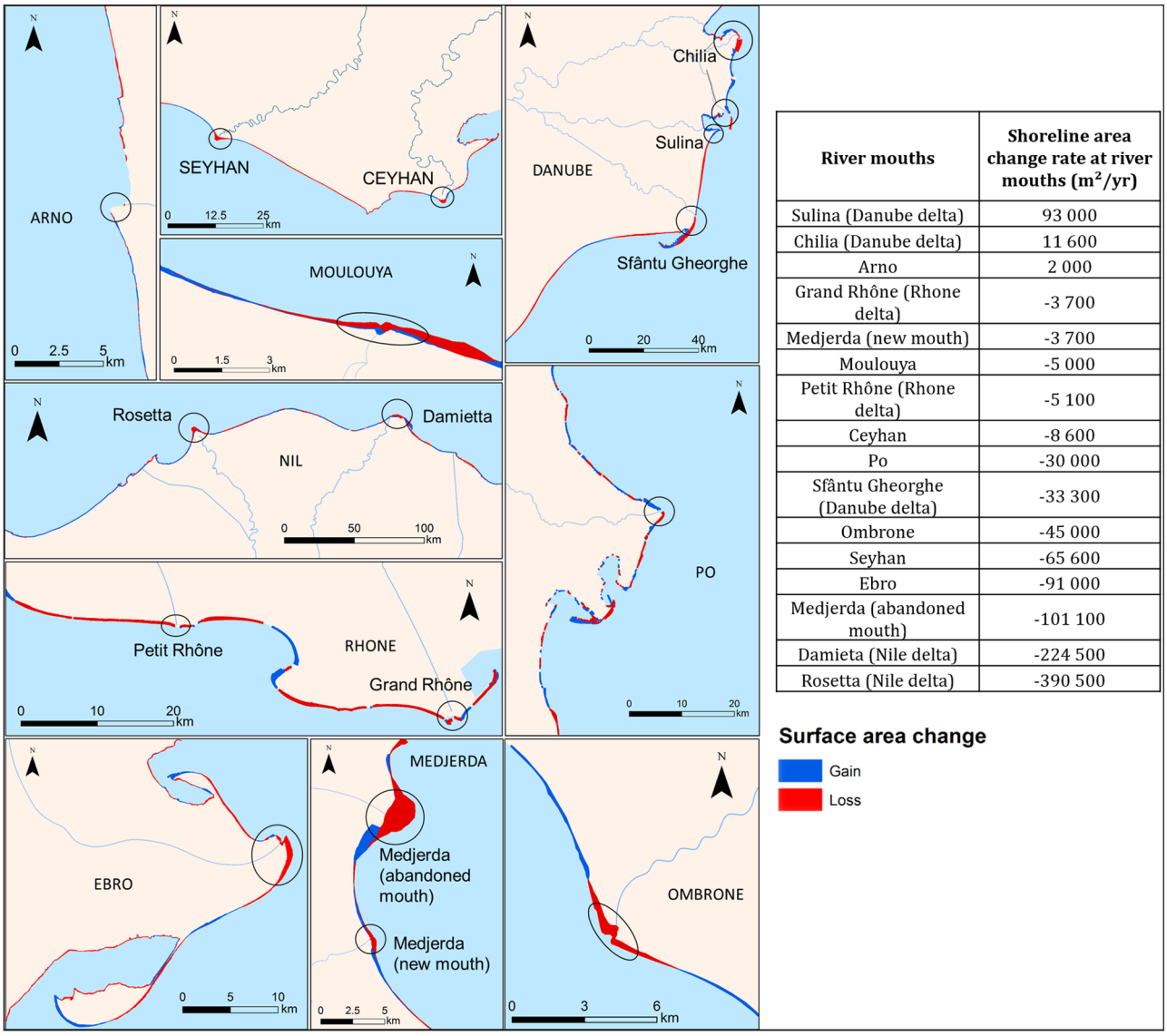


Figure 6: Statistical analysis of rates of shoreline area change. Rates of area change along the shorelines of the ten deltas (top graph). Percentage of delta protrusion area change for each delta over 30 years (bottom graph). Negative values (red columns) represent delta protrusions subject to erosion, and positive values (blue columns) prograding delta protrusions. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f6

rivers draining into the Mediterranean Sea are deemed to have generated significant reductions in fluvial sediment loads, and none of the river catchments feeding the ten deltas selected for this study has been spared. Eight of the ten deltas are associated with catchments that have lost more than 60% of their sediment flux (**Figure 12a, b, c**). The Ombrone, Rhône, Ebro, Moulouya and Nile deltas have lost more than 80% of their fluvial loads following the construction of dams, this figure attaining 98% in the iconic case of the Nile. The sediment load of the Danube is still relatively high at 19.9 Mt/yr, despite a 70% drop after the construction of dams. The Ceyhan catchment, the latest to be affected by dams, has also lost a significant amount of its fluvial sediment flux, although this loss has been much less severe than in several other catchments such as the Arno, Ombrone, Ebro, Moulouya and Nile, that now supply less sediment to their deltas than the Ceyhan. Although the relationship between dams and river sediment flux reduction appears, as expected, to be the overarching element of river catchment management in the Mediterranean and Black Seas in recent decades, there is a spatial and temporal variability in this relationship that implies that other factors need to be taken into account (Anthony et al., 2014). Land-use changes in Mediterranean catchments, especially the abandonment of farmland in the mountainous hinterlands, have led to reforestation, and concomitant reductions in fluvial sediment yields.

Although eight out of the ten deltas show both an erosional tendency and important decrease in fluvial sediment load, the statistical relationship between these two variables is not significant (**Figure 11**). This relationship is, in fact, only strongly expressed for the Moulouya



River mouths	Shoreline area change rate at river mouths (m^2/yr)
Sulina (Danube delta)	93 000
Chilia (Danube delta)	11 600
Arno	2 000
Grand Rhône (Rhone delta)	-3 700
Medjerda (new mouth)	-3 700
Moulouya	-5 000
Petit Rhône (Rhone delta)	-5 100
Ceyhan	-8 600
Po	-30 000
Sfântu Gheorghe (Danube delta)	-33 300
Ombrone	-45 000
Seyhan	-65 600
Ebro	-91 000
Medjerda (abandoned mouth)	-101 100
Damieta (Nile delta)	-224 500
Rosetta (Nile delta)	-390 500

Figure 7: Surface area change in the immediate vicinity of the delta mouths. Area change, in m²/year, corresponds to the circled area. Losses are depicted in red and gains in blue. Note that the Medjerda underwent a major avulsion in 1973 following an important flood, leading to a new mouth in the south and abandonment of the historical mouth in the north. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f7

and Medjerda deltas, which have significantly retreated over the study period. All the other deltas show very little loss or relatively mild gain (cases of the Danube and Po), notwithstanding significant decreases in fluvial sediment flux, notably in the Nile, Ebro, Arno and Rhône deltas (**Figure 12d**). The poor relationship could suggest that: (1) the negative effect of dams on sediment supply decrease to deltas in the Mediterranean is presently overestimated, (2) the relative shoreline stability reflects a lag in the downstream propagation of the effect of dams on the reduction of bedload transfer from river channels to delta shorelines. Liquete et al. (2005) noted that sediment load reduction effects have, to date, had, little effect on many of the deltas of the small, steep rivers and torrents of the coast of Andalusia. Elsewhere, deltas have actually accreted as a result of land-use changes, a fine example being the Meric in Turkey (Ekercin, 2007). Although the Ceyhan delta shows a net loss of area, much of this loss is attributed to significant retreat of its twin Seyhan lobe following dam construction (Alphan, 2005). The first major dam on the Seyhan was constructed only in 1984 (Ataol, 2015), and since then, nine other dams have been constructed between 1989 and 2013. The less-dammed Ceyhan has shown net delta area gain following deforestation (Kuleli, 2010).

Although dams are incriminated as the primary cause of modern fluvial sediment retention, with the consequent negative feedback effects on coastal sediment budgets and shoreline erosion in the Mediterranean, very few studies have actually attempted to disentangle decreases in sediment flux caused by natural and land-use changes from those generated by dams (Anthony et al., 2014), a fine exception being that of the well-documented Rhône River budget over the last 130 years published by Provansal et al. (2014). These authors concluded that dams constructed on the river over the last thirty years have had little or no impact, the river having already been transformed by navigation and flood control works before upstream dam

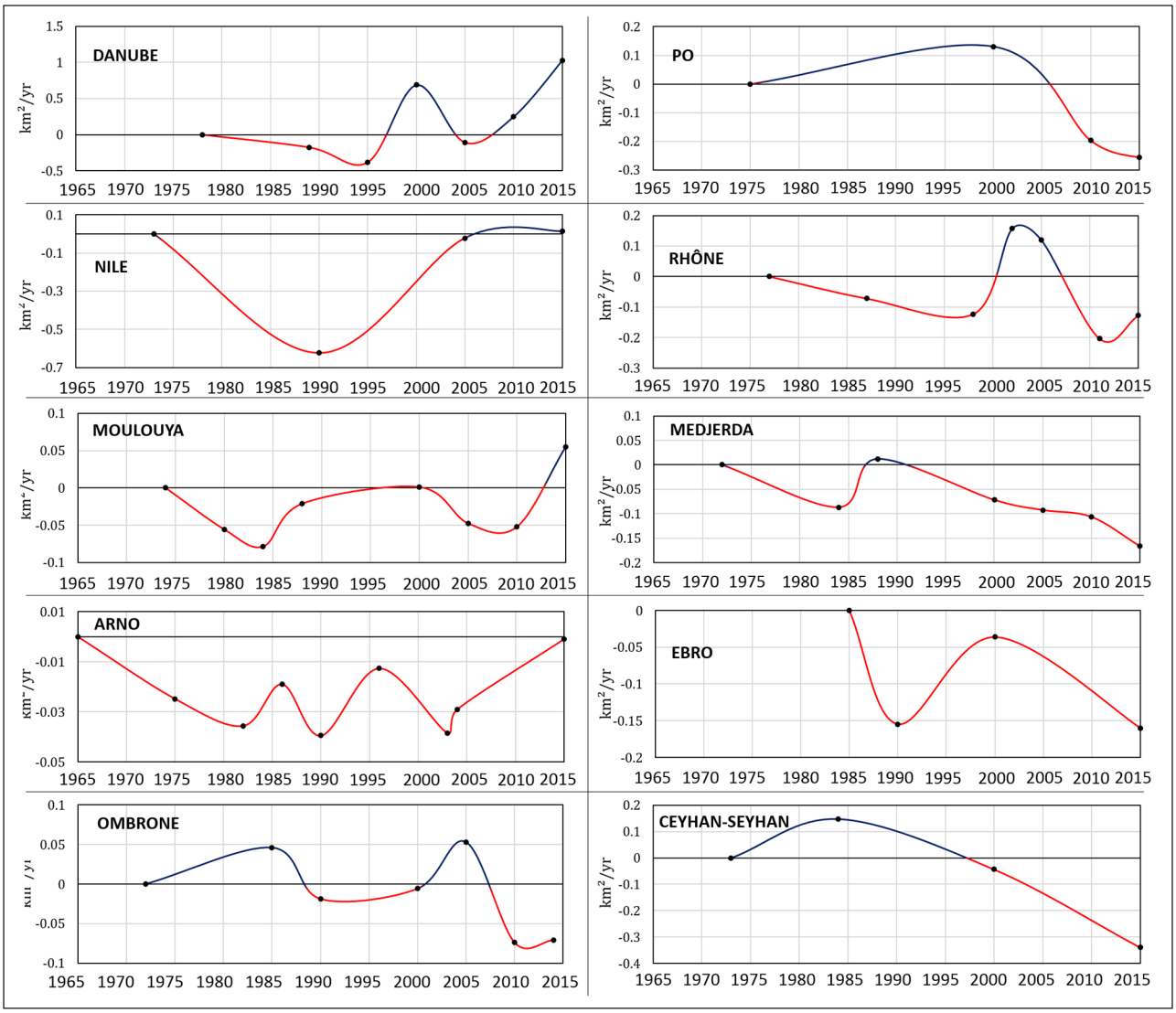


Figure 8: Temporal evolution of shoreline area change for each delta over 30 years. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f8

installations could impact the downstream reach and the coast. The sources of sediment, torrential in origin, had already been exhausted before the dams were constructed. In their review of research progress and future directions in the relationship between dams and geomorphology, Petts and Gurnell (2005) showed that river relaxation downstream of dams can occur over very long periods of time, except for semi-arid systems, where changes can be initially rapid. This observation is in agreement with the significant erosion that has affected the Moulouya and Medjerda deltas over the 30-year period of study following damming of these two rivers. Only the Danube delta shows net advance over the 30-year period, notwithstanding a drop in fluvial sediment supply. Whereas the sediment load has decreased significantly (70%), the liquid discharge exiting at the mouths of the Danube has hardly varied, and this could be a significant factor in the relationship between river flux and its 'hydraulic-groyne effect' in mitigating wave reworking and evacuation of river-mouth deposits away from the delta confines (Anthony, 2015). Another factor could be the long relaxation time of the large Danube catchment after construction of the Iron Gate dams, with a bedload supply, from downstream of the last dams, to the coast at still practically pre-dam values, but this is an unresolved issue. A longer observation period, and high-precision river sediment-budget studies, of the type carried out by Provansal et al. (2014) on the Rhône, will be necessary to determine more definitively to which extent continued sediment trapping behind dams will impact delta shoreline change and overall delta stability in the Mediterranean and Black Seas.

Since our shoreline analysis covers the delta protrusion area, and assuming that reductions in sediment flux have affected delta shoreline sediment budgets, the poor relationship between shoreline area change and river sediment flux could also be explained by spatial and temporal variations in shoreline dynamics. Although the immediate vicinity of the river mouths is potentially the primary receptor of fluvial sediment, virtually all of the deltas showed a loss of area at their mouths (**Figure 7**). There is a probability that bedload losses that could arise from wave reworking of the delta protrusions, especially at the mouths, are mitigated by: (1) intrinsic sediment sequestering alongshore, within the confines of the deltas, (2)

	Date	Arno	Petit Rhône	Sfântu Gheorghe	Ebro	Po	Grand Rhône	Sulina	Chilia	Ceyhan	Seyhan	Moulouya	Damieta	Rosetta	Ombrone	Medjerda
Amplitude of mouth angle (°)	1970's	145	154	167	67	95	115	41	66	68	97	157	105	80	124	99
	2015	140	149	163	65	95	116	34	83	118	133	164	120	91	138	159
	Evolution	≈	≈	≈	≈	≈	≈	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑

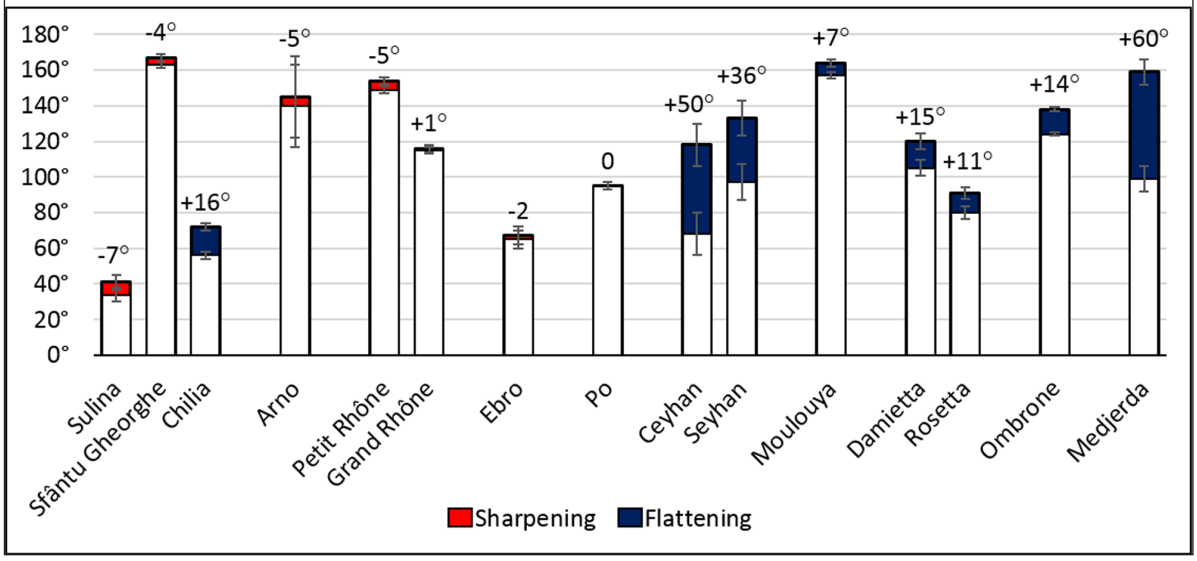


Figure 9: Changes in angles of delta protrusion between the 1970s and 2015. A decrease in protrusion, corresponding to delta shoreline straightening, is denoted by higher 2015 angles. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f9

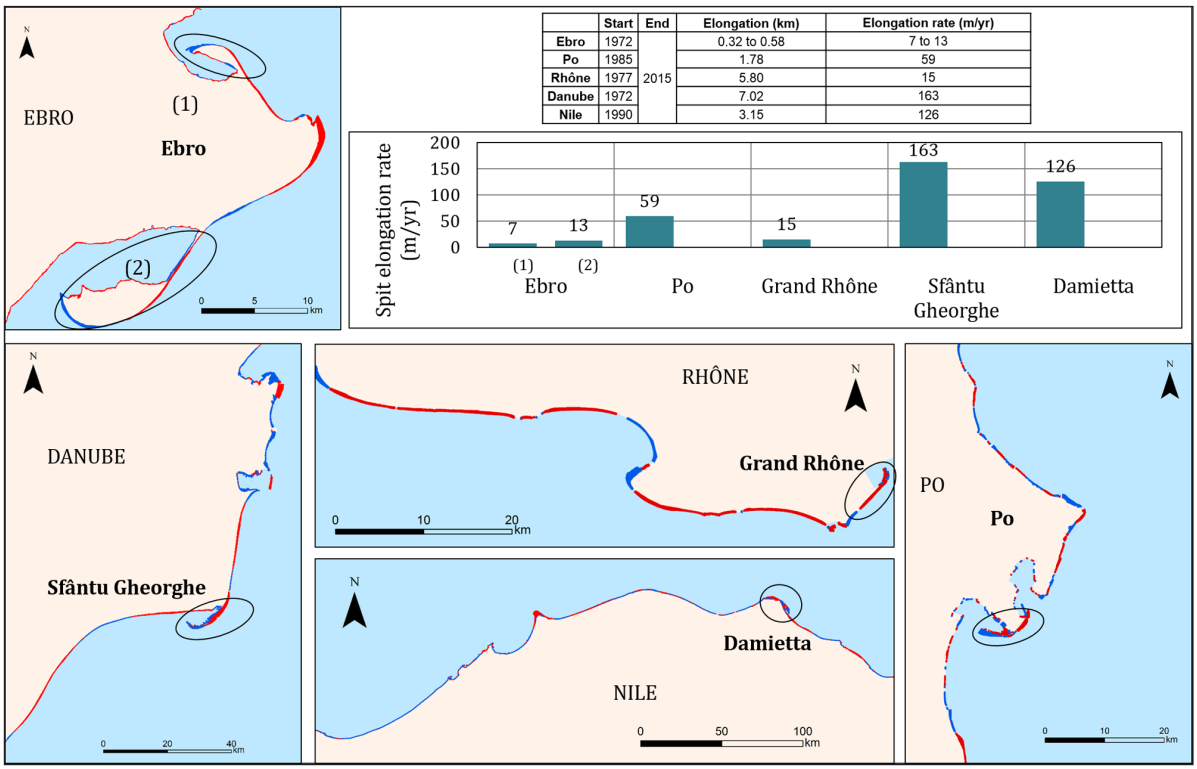


Figure 10: Rates of elongation of spits flanking the Ebro, Danube, Rhône, Nile and Po deltas. Blue shoreline indicates accretion and red erosion. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f10

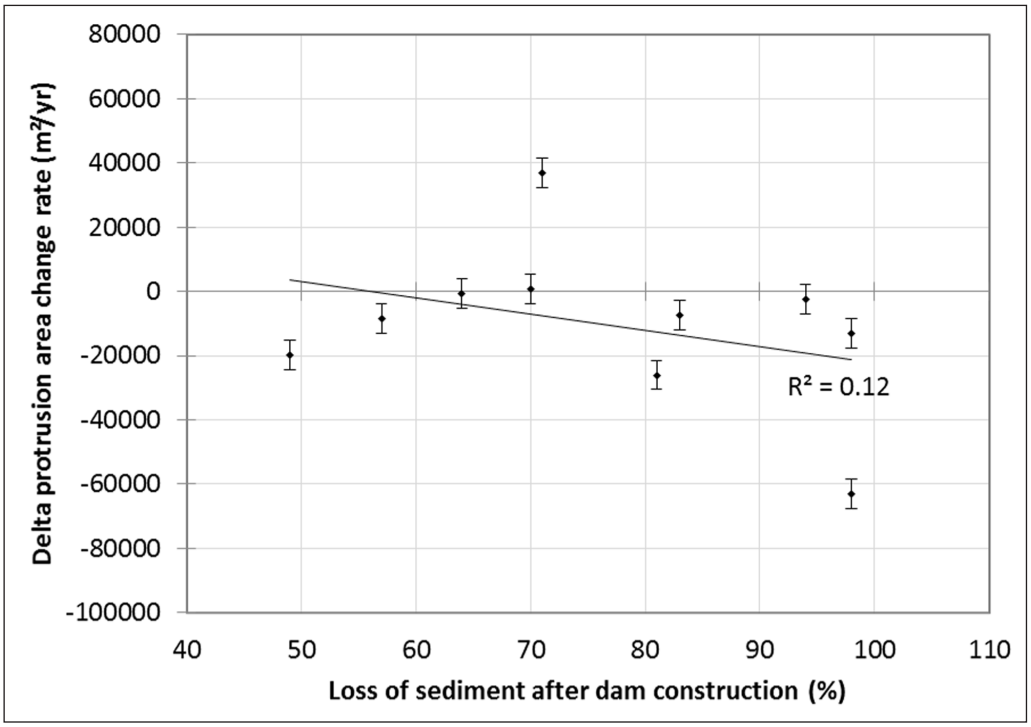


Figure 11: Scatter plot of delta protrusion area change rate versus loss of sediment after dam construction.
DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f11

delta shoreline stabilization structures, and/or (3) delta spit lengthening. Intrinsic sediment sequestering alongshore could be a shoreline self-stabilization mechanism that counters sediment loss from the confines of the delta, especially in settings, such as the Mediterranean and Black Seas, where the influence of waves and wave-generated currents is important in delta shoreline reworking (Anthony, 2015). The old classification proposed by Fisher et al. (1969) distinguished, from a stratigraphic point of view, between 'highly constructional' river deltas in settings of strong fluvial influence and weak wave and current activity, and 'highly destructional' deltas which occur where wave reworking removes a significant part of the fluvial load. More recently, Nienhuis et al. (2013) numerically explored modes of wave reworking of abandoned delta lobes via longshore transport, while Anthony (2015) showed the potential for some wave-influenced deltas to sequester reworked shoreline sand through self-organized behaviour involving changing gradients in longshore sediment transport and notably counter-longshore drift patterns at the confines of the deltas. Nienhuis et al. (2015) further proposed a 'fluvial dominance ratio' expressed by river sediment input versus the potential maximum alongshore sediment transport away from the delta mouth to quantify the balance between river inputs and what they rightly considered as the largely overlooked ability of waves to spread sediments along the coast.

The longshore transport patterns of the ten deltas, culled from the literature, with the exception of the Ceyhan, are summarized in **Figure 1**. The dynamics of these delta mouths highlight both 'open' unidirectional longshore transport of bedload, and bi-directional transport from the mouths. The cases of the Arno, the Sulina and the Chilia seem to correspond to situations where sediment blocking at the mouth has been favoured. The Chilia is currently the main mouth of the Danube, capturing about 58% of the liquid and sediment discharge of the entire Danube basin (Bondar and Panin, 2001; Tatui and Vespremeanu-Stroe et al., 2016). The mouth of the Arno has been strongly engineered, and this results in bedload trapping in its vicinity (Anfuso et al., 2011).

The protrusion angles and their variations in time shown in **Figure 9** may be used to gauge the impact of wave reworking in a context of decreasing water and sediment discharge. Nine delta mouths (for a total of 6 deltas) exhibit an increase in angle from the 1970s to 2015 that is tantamount to a general flattening tendency of their protrusion, and alongshore leakage of reworked mouth sediments, among which the Moulouya exhibits the highest change in angle. Where this angle change has been minimal, shoreline change is probably compensated by both spit lengthening, as in the cases of the Sfântu Gheorghe, Ebro, Po and Grand Rhône (**Figure 9**), and engineering structures designed to trap bedload. In the former situation, bedload exiting from the mouths is transported along the spits by waves. This mechanism assures wave energy dissipation through spit elongation. The role of shoreline engineering is further evoked below.

The results also show variability in shoreline change trends. The Nile, Moulouya and Arno deltas tend to show decreasing erosion, whereas the Po, Rhone, Ebro, Medjerda, Ceyhan and Ombrone deltas show a pronounced downswing with increasing erosion (**Figure 8**). Given the poor relationship between delta shoreline erosion and post-dam sediment reduction (**Figure 11**), the pattern in the former group may be due to a large range

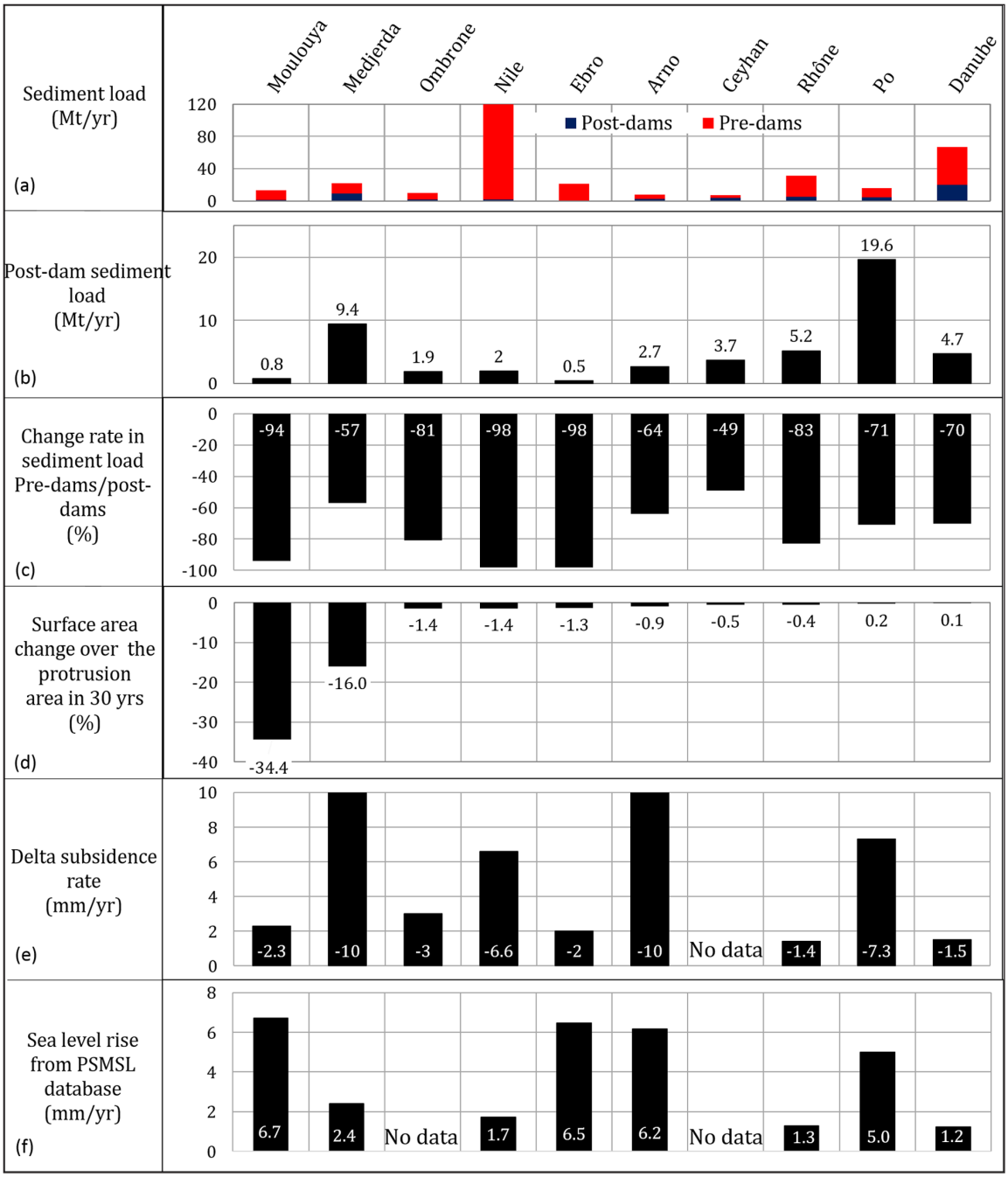


Figure 12: Graphs depicting changing river sediment loads and delta-plain subsidence confronted with changes in delta protrusion area for the ten deltas. (a) Pre- and post-dam sediment loads in Mt/year for the Arno River (Billi and Rinaldi, 1997), the Medjerda River (Sliti, 1990; Rand McNally Encyclopedia of World Rivers, 1980; Meybeck and Ragu, 1996; Tiveront, 1960; Milliman and Farnsworth, 2011), the Ebro River (Palanque et al., 1990; Vericat and Batalla, 2006), the Po River (Idroser, 1994 cited in Simeoni and Corbau, 2009; Syvitski and Kettner, 2007), the Ceyhan River (EIE, 1993, cited by Cetin and Demirkol, 1999), the Rhône River (Milliman and Meade, 1983; Ollivier et al., 2010; Dumas et al., 2015; OSR, 2016), the Moulouya River (Snoussi et al., 2002), the Ombrone River (Milliman and Farnsworth, 2011), the Nile River (Syvitski and Saito, 2007; Milliman and Farnsworth, 2011), and the Danube River (Milliman and Farnsworth, 2011; Preoteasa et al., 2016); **(b)** Post-dam sediment loads in Mt/year (note difference in scale between (a) and (b); **(c)** Percentage change in fluvial sediment loads following dam construction; **(d)** Percentage change in surface protrusion area over 30 years; **(e)** Mean delta-plain subsidence rates in mm/year: Arno (CNR, 1986), Danube (Vespremeanu et al., 2004), Moulouya (Church et al., 2009), Nile (Becker and Sultan 2009; Marriner et al., 2012; Stanley and Clemente, 2017), Po (Bondesan et al., 1995), Rhône (Vella and Provansal, 2000), Ebro (Ibáñez et al., 1997), Ombrone (Pranzini, 1994), Medjerda (World Bank, 2011; Louati et al., 2014). Note that sediment loads in the European rivers have also undergone reductions related to catchment reforestation during both the pre-dam and the recent to present post-dam periods, as shown by the budget calculations of Provansal et al. (2014) for the Rhône. DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139.f12

of factors. Engineering works along the Nile (Ghoneim et al., 2015; Ali and El-Magd, 2016) and the Arno delta shorelines (Anfuso et al., 2011) may explain the reduction trend, but such engineered mitigation of delta shoreline erosion is likely to become costlier in the face of sea-level rise and continued sediment starvation. In the case of the Moulouya, strong erosion at the mouth (**Figure 7**) and increasing flattening of the delta protrusion by wave and current reworking (**Figure 9**) may be leading to shoreline straightening and decreasing alongshore transport rates that also imply lesser erosion. Imassi and Snoussi (2003) calculated an area loss at the mouth of the Moulouya delta of 800,000 m² between 1958 and 1986, following commissioning of the first dams, the largest of which was constructed in 1967, and which led to a reduction in water and sediment discharge of up to 94% (Snoussi et al., 2002). The mean area loss rate calculated in our study over the period 1986 to 2015 corresponds to less than 20% of the mean annual net loss calculated by Imassi and Snoussi (2003), in agreement with a slow-down in alongshore bedload transport along an increasingly straightened shoreline.

The pattern in the latter group (Po, Rhone, Ebro, Medjerda, Ceyhan and Ombrone deltas) may be readily linked to the substantial recent decreases in fluvial sediment, notwithstanding the poor statistical relationship between shoreline change and fluvial sediment supply. Fluctuations in this trend, with temporary accretion pulses (**Figure 8**), may be related to exceptional sediment-supply conditions associated with larger river floods and/or engineered sediment releases from dams. This seems to be the case of the two small peaks evinced by the Rhône delta between 2000 and 2005, and between 2011 and 2015. The 2000–2005 peak no doubt corresponds to the effect, on sediment supply, of both engineered sediment releases from reservoirs on the Rhône, to the tune of 1.7 Mt by the firms running the dams, and a 1000-year return flood in December 2003. The 2011–2015 peak could be due to sediment releases from dams in 2012 of the same volume as in 2003. Maillet et al. (2006) calculated from bathymetric differencing a total of 600,000 m³ of sediment transferred from the Rhône catchment to the delta and its inner nearshore zone following the December 2003 flood.

In other cases, phases of lower wave reworking associated with decreased 'storminess' may also have influenced the temporal pattern. Zainescu et al. (2017) have highlighted an unprecedented level of low storminess off the Danube delta since 2006 that has been matched by more fluvial deposition at the delta mouths and reduced wave reworking. Regarding the wave climate, however, analysis of ERA-40 and ERA-Interim hindcast data in the Mediterranean Sea generated by the Wave Atmospheric Model (WAM) model of the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) does not show any significant trend in wave height over the 30-year period of study of delta shoreline change.

Two final points of discussion concern the vulnerability of the deltas to subsidence and sea-level rise. Whereas some deltas such as the Nile and the Medjerda are affected by high subsidence rates, others, such as the Moulouya and Ebro, are more heavily impacted by sea-level rise (**Figure 12e, f**). Still others are exposed to both subsidence and rising sea level, as in the cases of the Po and the Arno. Deltas with the largest protrusion losses are not those currently exhibiting the highest subsidence rates, as shown by the Moulouya, probably a dominantly bedload delta, given its low subsidence rate of 2 mm/year (**Figure 12e**). In fact, there is no clear relationship between the 30-year loss in protrusion area and current subsidence rates. Compensation for subsidence no doubt takes up some of the still subsisting fluvial sediment supply to the deltas, especially the fine-grained over-bank sediment. The Medjerda probably illustrates the moderating effect of a still relatively sustained sediment supply following dam construction on a high subsidence rate of 10 mm/year. The Po exhibits a moderately high subsidence rate of more than 7 mm/year (**Figure 12e**), and shows only negligible shoreline change with regards to the large size of its protrusion (**Figure 6b**). This situation may be due to a combination of three factors: (1) the relatively low drop in fluvial sediment supply, compared to other deltas (**Figure 12a, c, d**), (2) the relatively wave-sheltered setting of this delta (**Figure 1**), and (3) changes in delta-plain depocentres associated with a net deceleration in human-induced subsidence. Subsidence from accelerated compaction generated by methane production in the Po delta from the late 1930s to the 1970s reached rates of 60 mm/year (Caputo et al. 1970, in Syvitski, 2008), but decreased by a factor of five after methane production ceased, and subsidence shifted to where sedimentation was more active (Bondesan and Simeoni, 1983, in Syvitski, 2008). Acceleration of subsidence and sea level rise in Mediterranean and Black Seas could lead to increasing delta vulnerability to erosion, as compensation of surface sinking and infill of accommodation space created by sea-level rise may not be sufficient under the currently prevailing sediment-supply conditions.

Conclusions

1. Delta protrusion area, defined as the area of delta protuberance relative to a straight shoreline running across the delta plain, and linking the delta to the adjacent non-protruding non-deltaic shoreline, appears to be a useful criterion for analyzing river delta vulnerability to wave activity in the strongly wave-influenced setting of the Mediterranean.
2. Analysis of protrusion area loss for ten Mediterranean and Black Sea deltas show that eight are in erosion and two show negligible relative gain in protrusion area.
3. With the exception of the Moulouya and Medjerda deltas, the sediment loads of which are probably impacted by their semi-arid setting in addition to trapping behind dam reservoirs, the protrusion area loss has been moderate.
4. There is no statistically significant relationship between change in delta protrusion area and drop in river sediment supply following the construction of dams.

5. This poor relationship is probably due to: (a) over-estimation of the effect of dams on sediment supply decrease to deltas in the Mediterranean, and (b) a lag in the downstream propagation of the effect of dams on the reduction of bedload transfer from river channels to delta shorelines, with the exception of the Moulouya and Medjerda deltas, the semi-arid catchments of which appear to have responded rapidly to damming.
6. This poor relationship could also reflect the possibility that bedload losses that could arise from wave reworking of delta protrusions are: (a) mitigated by sequestering alongshore, within the confines of the deltas, (b) mitigated by delta shoreline stabilization structures, and/or (c) compensated by delta spit lengthening.
7. A longer observation period and high-precision river sediment-budget studies will be necessary to determine to which extent continued sediment trapping behind dams will eventually impact, in a more definitive way, delta shoreline change and overall delta stability in the Mediterranean and Black Seas.
8. Fluctuations in shoreline protrusion area over the 30 years involving temporary accretion pulses may be related to exceptional sediment supply conditions associated with larger river floods, phases of lower wave reworking associated with decreased 'storminess', or engineered sediment releases from dams.
9. There is no clear relationship between the 30-year loss in protrusion area and current subsidence rates.

Data Accessibility Statement

- The World Deltas Database Framework: http://www.geol.lsu.edu/WDD
- Landsat satellite images: https://earthexplorer.usgs.gov/
- Wave climate data: http://apps.ecmwf.int/datasets/data/era40-daily/levtype=sfc/
- Tide data: http://www.psmsl.org/
- The digitized shorelines and geometric processing can be available by contacting MB (besset@cerege.fr).

Acknowledgements

We acknowledge the use of Landsat satellite images provided by the United States Geological Survey (USGS), Spot satellite images provided by Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), ECMWF ERA-40 and ERA-Interim wave datasets provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), and the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) for sea level data. We thank Guest Editor Irina Overeem and the two anonymous reviewers for their salient suggestions for improvement of the manuscript.

Funding information

This is a contribution of the Belmont Forum Project *'BF-Deltas: Catalyzing Action Towards Sustainability of Deltaic Systems with an Integrated Modeling Framework for Risk Assessment*'. Manon Besset benefited from a PhD grant provided by Aix-Marseille Université.

Competing interests

The authors have no competing interests to declare.

Author contributions

- Contributed to conception and design: MB, EJA, FS
- Contributed to acquisition of data: MB, EJA, FS
- Contributed to analysis and interpretation of data: MB, EJA, FS
- Drafted and/or revised the article: MB, EJA, FS
- Approved the submitted version for publication: MB, EJA, FS

References

Ali, EM and **El-Magd, IA** 2016 Impact of human interventions and coastal processes along the Nile Delta coast, Egypt during the past twenty-five years. *Egyptian J Aquatic Res*, **42**: 1–10. DOI: https://doi.org/10.1016/j.ejar.2016.01.002

Alphan, H 2005 Perceptions of coastline changes in river deltas: southeast Mediterranean coast of Turkey. *International Journal of Environment and Pollution*, **23**: 92–102. DOI: https://doi.org/10.1504/IJEP.2005.006398

Amrouni, O, Hermassi, T, Jaouad, SA and **Messaoudi, S** 2014 Contribution of Grain-size Trend to Sediment of a Microtidal Beach. Case of the Gulf of Tunis Bay (Cape Ferina-Cape Gammarth, Tunisia). *Res J Environ Sci*, **8**: 161–177. DOI: https://doi.org/10.3923/rjes.2014.161.177

Anfuso, G, Pranzini, E and **Vitale, G** 2011 An integrated approach to coastal erosion problems in northern Tuscany (Italy): Littoral morphological evolution and cell distribution. *Geomorphology*, **129**: 204–214. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.023

Anthony, EJ 2015 Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar Geol*, **361**: 53–78. DOI: https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.004

Anthony, EJ, Marriner, N and **Morhange, C** 2014 Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: from progradation to destruction phase? *Earth-Sci Rev*, **139**: 336–361. DOI: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.10.003

Ataol, M 2015 A crevasse splay induced avulsion on the Ceyhan Delta. *J Int Soc Res*, **8**: 675–681. DOI: https://doi.org/10.17719/jisr.20154115048

Becker, RH and **Sultan, M** 2009 Land subsidence in the Nile Delta: inferences from radar interferometry. *The Holocene*, **19**(6): 949–954. DOI: https://doi.org/10.1177/0959683609336558

Benoit, G and **Comeau, A** 2005 *Méditerranée, les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement,* 431. *Aube et Plan Bleu*. Ed. diffusion Seuil.

Bhattacharya, JP and **Giosan, L** 2003 Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, **50**: 187–210. DOI: https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x

Billi, P and **Rinaldi, M** 1997 *Human impact on sediment yield and channel dynamics in the Arno River basin (central Italy).* In: Walling, DE and Probst, JL (eds.), Human Impact on Erosion and Sedimentation: Rabat, Marocco, **246**: 301–311. P Rabat S, IAHS Special Publication.

Bini, M, Casarosa, N and **Ribolini, A** 2008 L'evoluzione diacronica della linea di riva del litorale Pisano (1938–2004) sulla base del confronto di immagini aeree georeferenziate. *Atti Soc Tode Sci Nat, Mem, Serie A*, **113**: 1–12.

Bondar, C and **Panin, N** 2001 The Danube Delta hydrologic database and modelling. *Geo-Eco-Marina*, **5–6**: 5–52.

Bondesan, M, Favero, V and **Vinals, J** 1995 New evidence of the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene. *Quatern Int*, **29**(30): 105–110. DOI: https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00012-8

Bravard, JP 2002 The adjustments of fluvial systems to the decrease in water and sediment fluxes following mountain reafforestation. La Houille Blanche – *Revue Internationale de l'Eau*, **3**: 68–71.

Çetin, H, Bal, Y and **Demirkol, C** 1999 Engineering and environmental effects of coastline changes in Turkey. Northeastern Mediterranean. *Environmental and Engineering Geoscience*, **5**: 315–330. DOI: https://doi.org/10.2113/gseegeosci.V.3.315

Church, JA, White, NJ, Coleman, R, Lambeck, K and **Mitrovica, JX** 2004 Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. *J Climate*, **17**: 2609–2625. DOI: https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2609:EOTRDO>2.0.CO;2

Cipriani, LE, Pranzini, E, Vitale, G and **Wetzel, L** 2013 Adaptation to beach erosion at Maremma Regional Park (Tuscany, Italy). *Geo-Eco-Mar*, **19**: 65–75.

CNR 1986 Foglio 111–112: Livorno e Volterra. *Atlante delle Spiagge Italiane*. Scale 1:100000, C.N.R.-S. El.Ca., Florence.

Coleman, JM and **Huh, OK** 2004 *Major world deltas: A perspective from space*. [Report] Coastal Studies Institute, and Department of Oceanography and Coastal Sciences, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana. URL: http://www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm and http://www.geol.lsu.edu/WDD/eS/delta_attributes.htm. In: Hart, GF and Coleman, JM (eds.), The World Deltas Database Framework, URL: http://www.geol.lsu.edu/WDD.

Dakki, M 2003 *Diagnostic pour l'aménagement des zones humides du nord-est du Maroc : 1. Embouchure de la Moulouya*, 54. [Report] MedWetCoast, Maroc.

Dumas, C, Ludwig, W, Aubert, D, Eyrolle, F, Raimbault, P, Gueneugues, A and **Sotin, C** 2015 Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Appl. Geochemistry*, **58**: 14–25. DOI: https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.02.017

Ekercin, S 2007 Coastline change assessment at the Aegean Sea coasts in Turkey using multitemporal Landsat imagery. *J Coast Res*, **23**: 691–698. DOI: https://doi.org/10.2112/04-0398.1

Elektrik Isleri Etud Idaresi (EIE) 1993 *Sediment Data and Sediment Transport Amount for Surface Waters in Turkey*, 93–59: 615. Ankara, Turkey.

Ericson, J, Vörösmarty, CJ, Dingman, SL, Ward, LG and **Meybeck, M** 2006 Effective sea-level rise in deltas: Causes of change and human dimension implications. *Global Planet Change*, **50**: 63–82. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2005.07.004

Fisher, WL, Brown, LF, Scott, AJ and **McGowen, JH** 1969 *Delta Systems in the Exploration for Oil and Gas*, 78. [Report] Bureau of Economic Geology, University of Texas.

Ghoneim, E, Mashaly, J, Gamble, D, Halls, J and **AbuBakr, M** 2015 Nile Delta exhibited a spatial reversal in the rates of shoreline retreat on the Rosetta promontory comparing pre- and post-beach protection. *Geomorphology*, **238**: 1–14. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.021

Guen, M 1988 *Les défis de la Tunisie : une analyse économique*, 118. L'Harmattan, Paris.

Hooke, JM 2006 Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, **79**: 311–335. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036

Ibáñez, C, Canicio, A and **Day, JW** 1997 Morphologic evolution, relative sea-level rise and sustainable management of water and sediment in the Ebre Delta. *J Coastal Conserv*, **3**: 191–202. DOI: https://doi.org/10.1007/BF02905244

Idroser 1994 Aggiornamento ed integrazione del Piano progettuale per la difesa della costa adriatica emiliano-romagnola. *Relazione generale*, 276. Regione Emilia-Romagna, Bologna.

Imassi, S and **Snoussi, M** 2003 Historical shoreline changes at the Moulouya deltaic coast in connection with land use effects. *Int Conf Studying Land Use Effects in Coastal Zones with Remote Sens and GIS*, 308–311. Antalia, Turkey.

Jimenez, JA and **Sanchez-Arcilla, A** 1993 Medium-term coastal response at the Ebro Delta, Spain. *Mar Geol*, **114**: 105–118. DOI: https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90042-T

Jimenez, JA, Sanchez-Arcilla, A, Valdemoro, HI, Garcia, V and **Nieto, F** 1997 Processes reshaping the Ebro delta. *Mar Geol*, **144**: 59–79. DOI: https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00076-5

Korus, JT and **Fielding, C** 2015 Asymmetry in Holocene river deltas: patterns, controls, and stratigraphic effects. *Earth-Sci Rev*, **150**: 219–242. DOI: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.013

Kuleli, T 2010 Quantitative analysis of shoreline changes at the Mediterranean Coast in Turkey. *Environ Monit Assess*, **167**: 387–397. DOI: https://doi.org/10.1007/s10661-009-1057-8

Li, WG, Bhattacharya, JP and **Wang, Y** 2011 Delta asymmetry: Concepts, characteristics, and depositional models. *Petrol Sci*, **8**: 278–289. DOI: https://doi.org/10.1007/s12182-011-0145-x

Lionello, P, Bhend, J, Buzzi, A, Della-Marta, PM, Krichak, S, Jansa, A, Maheras, P, Sanna, A, Trigo, IF and **Trigo, R** 2006 *Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment*. In: Lionello, P, Malanotte-Rizzoli, P and Boscolo, R (eds.), Mediterranean Climate Variability, Elsevier, Netherlands: 324–372. DOI: https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80009-1

Liquete, C, Arnau, P, Lafuerza, S and **Canals, M** 2005 Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: a source to sink approach. *Mar Geol*, **222–223**: 471–495.

Louati, M, Saïdi, HB and **Zargouni, F** 2014 Shoreline change assessment using remote sensing and GIS techniques: a case study of the Medjerda delta coast, Tunisia. *Arabian J Geosci*, **8**(6): 4239–4255. DOI: https://doi.org/10.1007/s12517-014-1472-1

Maillet, GM, Vella, C, Berné, S, Friend, PK, Amos, CK, Fleury, TJ and **Normand, A** 2006 Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Mar Geol*, **234**: 159–177. DOI: https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.025

Marriner, N, Flaux, C, Morhange, C and **Kaniewski, D** 2012 Nile Delta's sinking past: Quantifiable links with Holocene compaction and climate-driven changes in sediment supply? *Geology*, **40**: 1083–1086. DOI: https://doi.org/10.1130/G33209.1

Maselli, V and **Trincardi, F** 2013 Man made deltas. *Scientific Reports*, **3**: 1926. DOI: https://doi.org/10.1038/srep01926

Meybeck, M and **Ragu, A** 1996 *River discharges to the oceans: an assessment of suspended solids, major ions and nutrient*, 240. UNEP, Environment Information and Assessment.

Milliman, JD and **Farnsworth, KL** 2011 *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*, 392. Cambridge University Press. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9780511781247

Milliman, JD and **Meade, R** 1983 World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *J Geol*, **91**(1): 1–21. DOI: https://doi.org/10.1086/628741

Morhange, C, Taha, MH, Humbert, JB and **Marriner, N** 2005 Human settlement and coastal change in Gaza since the Bronze Age. *Méditerranée*, **104**: 75–78. DOI: https://doi.org/10.4000/mediterranee.2252

Mouzouri, M and **Irzi, Z** 2011 Evolution et morphodynamique de la plaine côtière de Saïda (littoral méditerranéen du Nord-Est du Maroc) durant la période 1958–2006. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, **33**: 65–76.

Nienhuis, JH, Ashton, AD and **Giosan, L** 2015 What makes a delta wave-dominated. *Geology*, **43**: 511–514. DOI: https://doi.org/10.1130/G36518.1

Nienhuis, JH, Ashton, AD, Roos, PC, Hulscher, SJMH and **Giosan, L** 2013 Wave reworking of abandoned deltas, *Geophys Res Lett*, **40**: 5899–5903. DOI: https://doi.org/10.1002/2013GL058231

Ollivier, P, Hamelin, B and **Radakovitch, O** 2010 Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**(3): 907–927. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.037

OSR 2016 Bilan actualisé des flux particulaires du Rhône Action III.3 Version du 13 juillet 2016 – Bilan actualisé des flux de matières en suspension et micropolluants associés sur le bassin du Rhône pour la période 2011–2015 – Rapport d'avancement – Poulier, G.

Palanque, A, Plana, F and **Maldonado, A** 1990 *Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea*. In: Nelson, CH and Maldonado, A (eds.), The Ebro continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea: Marine Geology, Special Issue, **95**: 247–264. DOI: https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90119-5

Petts, GE and **Gurnell, AM** 2005 Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology*, **71**: 27–47. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.015

Poulos, SE and **Collins, MB** 2002 *Fluviatile sediment fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams*. In: Jones, SJ and Frostick, LE (eds.), Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Special Publications Geol Soc, London, **191**: 227–245. DOI: https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.191.01.16

Pranzini, E 1994 The erosion of the Ombrone River delta. *EUROCOAST*, 133–147. Lisbon, September 1994.

Pranzini, E 2001 Updrift river mouth migration on cuspate deltas: two examples from the coast of Tuscany, Italy. *Geomorphology*, **38**: 125–132. DOI: https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00076-3

Preoteasa, L, Vespremeanu-Stroe, A, Tătui, F, Zăinescu, F, Gabor-Timar, A and **Cârdan, I** 2016 The evolution of an asymmetric deltaic lobe (Sf. Gheorghe, Danube) in association with cyclic development of the river-mouth bar: Long-term pattern and present adaptations to human-induced sediment depletion. *Geomorphology*, **253**: 59–73. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.023

Provansal, M, Dufour, S, Sabatier, F, Anthony, EJ, Raccasi, G and **Robresco, S** 2014 The geomorphic evolution and sediment balance of the Lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology*, **219**: 27–41. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.033

Rand McNally Encyclopedia of World Rivers 1980 London: Bison Books Limited, 350.

Sabatier, F, Samat, O, Ullmann, A and **Suanez, S** 2009 Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology*, **107**: 79–89. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.026

Sabatier, F and **Suanez, S** 2003 Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century/Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin

du XIXe siècle. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **9**(4): 283–300.

Shaw, B, Ambraseys, NN, England, PC, Floyd, MA, Gorman, GJ, Higham, TFG, Jackson, JA, Nocquet, JM, Pain, CC and **Piggott, MD** 2008 Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. *Nat Geosci*, **1**: 268–276. DOI: https://doi.org/10.1038/ngeo151

Simeoni, U and **Corbau, C** 2009 A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology*, **107**: 64–71. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.11.004

Simeoni, U, Fontolan, G, Tessari, U and **Corbau, C** 2007 Domains of spit evolution in the Goro area, Po Delta, Italy. *Geomorphology*, **86**: 332–348. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.006

Sliti, M 1990 *Fonctionnement des brise-lames dans le système littoral du golfe de Tunis* [Dissertation]. Bordeaux I University **I**: 444.

Snoussi, M, Haida, S and **Imassi, S** 2002 Effects of the construction of dams on the Moulouya and the Sebou rivers (Morocco). *Reg Environ Change*, **3**: 5–12. DOI: https://doi.org/10.1007/s10113-001-0035-7

Stanley, JD and **Clemente, PL** 2017 Increased Land Subsidence and Sea-Level Rise are Submerging Egypt's Nile Delta Coastal Margin. *Geol Soc Am*, **27**(5): 4–11. DOI: https://doi.org/10.1130/GSATG312A.1

Surian, N and **Rinaldi, M** 2003 Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, **50**: 307–326. DOI: https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2

Syvitski, JPM 2008 Deltas at risk. *Sustain Sci*, **3**: 23–32. DOI: https://doi.org/10.1007/s11625-008-0043-3

Syvitski, JPM and **Kettner, AJ** 2007 On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea. *Cont Shelf Res*, **27**: 296–308. DOI: https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.08.029

Syvitski, JPM, Kettner, AJ, Overeem, I, Hutton, EWH, Hannon, MT, Brakenridge, GR, Day, J, Vörösmarty, CJ, Saito, Y, Giosan, L and **Nicholls, RJ** 2009 Sinking deltas due to human activities. *Nat Geosci*, **2**: 681–689. DOI: https://doi.org/10.1038/ngeo629

Syvitski, JPM and **Saito, Y** 2007 Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global Planet Change*, **57**: 261–282. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.12.001

Tătui, F and **Vespremeanu-Stroe, A** 2016 *Evolution and morphodynamics of Danube delta shoreface*. In: Radoane, M and Vespremeanu-Stroe, A (eds.), Landform dynamics and evolution in Romania, 607–626. Springer Geography.

Tiveront, J 1960 Debit solide des cours d'eau en Algerie et en Tunisie. IAHS Publ., **53**: 26–42.

Torab, M and **Azab, M** 2006 Modern shoreline changes along the Nile Delta coast as an impact of construction of the Aswan High Dam. *World Congress of Soil Science*, Philadelphia, Pennsylvania, USA, Jul 9–15.

Ubeid, KF 2011 Sand Characteristics and Beach Profiles of the Coast of Gaza Strip, Palestine. *Serie Correlación Geológica*, **27**(2): 125–136.

Vella, C and **Provansal, M** 2000 Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. *Mar Geol*, **170**: 27–39. DOI: https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00063-3

Vericat, D and **Batalla, RJ** 2006 Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula, *Geomorphology*, **79**(1–2): 72–92. 15 September.

Vespremeanu, E, Vespremeanu-Stroe, A and **Constantinescu, Ş** 2004 The Black Sea level oscillations in the last 150 years. *Analele Universităţii Bucureşti–seria Geografie*, **53**: 69–76.

Vespremeanu-Stroe, A and **Preoteasa, L** 2015 *Morphology and the cyclic evolution of Danube delta spits*. In: Randazzo, G, Cooper, JAG and Jackson, D (eds.), *Sand and Gravel spits*, 327–339. Springer. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-13716-2_18

Vita-Finzi, C 1975 Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean basin. *B Geol*, **19**: 137–147.

World Population Prospects, the 2015 Revision Dataset. United Nations©.

Zăinescu, FI, Tătui, F, Valchev, NN and **Vespremeanu-Stroe, A** 2017 Storm climate on the Danube delta coast: evidence of recent storminess change and links with large-scale teleconnection patterns. *Nat Hazards*, **87**(2): 599–621. DOI: https://doi.org/10.1007/s11069-017-2783-9

How to cite this article: Besset, M, Anthony, EJ and Sabatier, F 2017 River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elem Sci Anth,* X(X): XX, DOI: https://doi.org/10.1525/elementa.139

Domain Editor-in-Chief: Oliver Chadwick, University of California, Santa Barbara, US

Guest Editor: Irina Overeem, University of Colorado at Boulder, US

Knowledge Domain: Earth & Environmental Science

Part of an *Elementa* Special Feature: Deltas in the Anthropocene

Submitted: 17 October 2016 **Accepted:** 14 July 2017 **Published:** XX Month 201X

Copyright: © 2017 The Author(s). This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author and source are credited. See http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

ELEMENTA Science of the Anthropocene

Elem Sci Anth is a peer-reviewed open access journal published by University of California Press.

OPEN ACCESS