

Thèse présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne

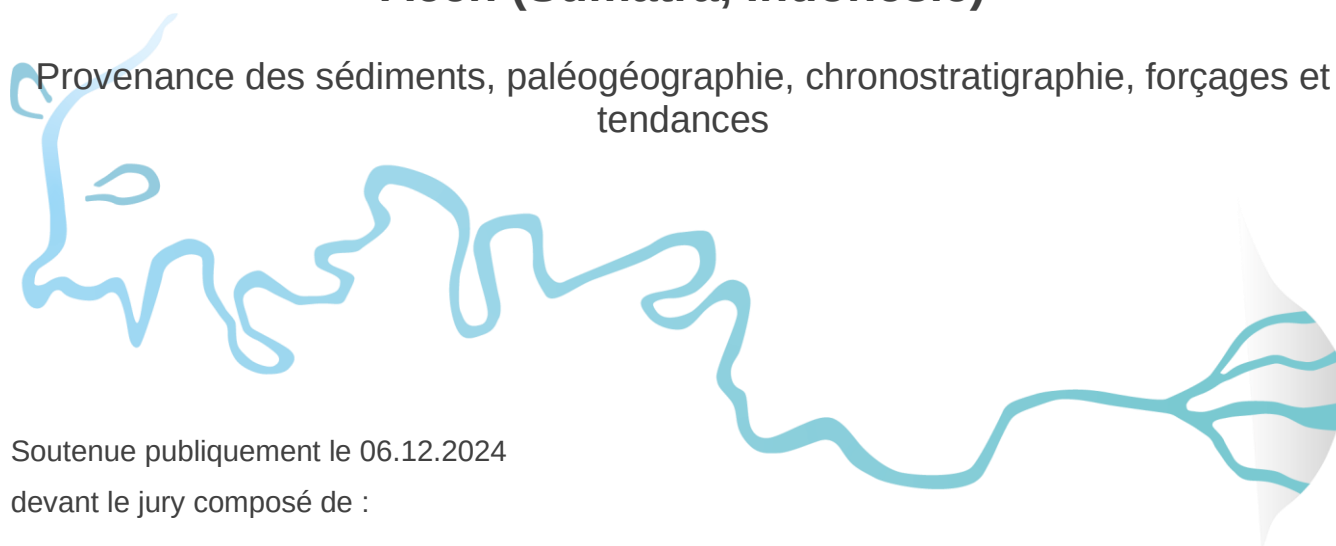
Discipline : Géographie Physique

par Stoil Chapkanski

Préparée au sein du Laboratoire de Géographie Physique,
Environnements Quaternaires et Actuels (LGP), UMR 8591

et de l'École doctorale de Géographie de Paris – ED 434

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Soutenue publiquement le 06.12.2024
devant le jury composé de :

Franck Lavigne, Professeur à l'Université Paris 1 Panthéon - Sorbonne ; Directeur de thèse
Jean-Philippe Goiran, Chargé de recherche au Laboratoire Archéorient, CNRS ; co-encadrant
Gilles Arnaud-Fassetta, Professeur à l'Université Paris - Cité, rapporteur
Edward Anthony, Professeur à l'Université Aix - Marseille, rapporteur
Nathalie Fagel, Professeure à l'Université de Liège, examinatrice
Aline Garnier, Maîtresse de Conférence à l'Université de Paris - Est Créteil, examinatrice
Éric Fouache, Professeur à Sorbonne Université, Président du jury, examinateur

*À tous ces aventuriers et pionniers de la géomorphologie à Sumatra qui ont été ici avant nous,
À tous ceux qui nous ont accompagné durant ces années d'aventure,
Et à tous ceux qui viendront après nous et continueront l'aventure.*

Inspiré par Herman Theodoor Verstappen.

REMERCIEMENTS

L'ensemble de ces recherches est avant tout le résultat d'un travail d'équipe et de collaborations pluridisciplinaires et internationales. Elles s'inscrivent dans cette thèse de doctorat de l'Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne, financée par l'École Doctorale de géographie de Paris (ED 434) et réalisée au sein du Laboratoire de Géographie Physique – Environnements Quaternaires et Actuels (UMR 8591) et de l'Institut de Géographie (UFR 08).

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury de thèse, Gilles Arnaud-Fassetta, Edward Anthony, Aline Garnier, Nathalie Fagel, Éric Fouache, Jean-Philippe Goiran et Franck Lavigne pour le temps et l'énergie qu'ils ont bien voulu consacrer à l'évaluation de ce travail.

Au début de ces remerciements, mes premières pensées vont tout naturellement vers Franck Lavigne, Jean-Philippe Goiran et Gilles Brocard qui, au fil des années, ont assuré une veille scientifique, matérielle et logistique permanente.

En 2018, de passage à Paris, je m'apprêtais de rencontrer Franck pour la première fois. J'attendais à l'entrée du campus Meudon. Une personne est apparue en me saluant. On a eu le temps d'échanger quelques mots et son portable a sonné. La conversation m'a intrigué : « mais vas-y, saute par le mur et rentre par la fenêtre, tu es chez toi ». Il a raccroché : « désolé ma fille a oublié ses clés ». C'était attentionné et amusant à la fois, ça m'a détendu. On a abordé rapidement quelques points administratifs et il a dit : « parlons de science » et le projet de thèse a commencé. Franck, c'était tout toi, un mélange de légèreté, de bienveillance, de passion et en même temps du sérieux et de la rigueur scientifique. Je te remercie sincèrement d'avoir accepté de me soutenir et de diriger ce travail de thèse. Je suis également très reconnaissant de la confiance et de la liberté que tu m'as accordé. Alors que tu aurais pu me limiter à la thèse, tu avais une vision plus large en me permettant de mener des projets en parallèle et d'acquérir de l'expérience complémentaire ailleurs. Au bout de ce chemin qu'on a fait ensemble, je me dis que c'était structurant pour moi et je t'en suis reconnaissant. Merci sincèrement Franck.

Un an plutôt en 2017, une personne est rentrée dans la petite salle commune de l'antenne Archéorient à Jalès. « Bonjour, tu devrais être Stoil ». C'était Jean-Philippe. On m'avait montré des photos de lui, pieds nus, en train de casser des amandes en Toscane. Il ressemblait à la photo. Les premières échanges ont été brefs. Néanmoins, pendant son séjour à Jalès, j'ai découvert un chercheur, comme il n'y en a pas d'autres. Dynamique, souriant, poli, excentrique, un brin de folie enrobé de passion scientifique et beaucoup d'humour. Un cocktail très motivant pour faire de la recherche scientifique à ses côtes. Et quels souvenirs pendant les missions de terrain : diner à la British School of Rome pour chercher des fonds pour la mission à Tyr, recherche des cassettes abandonnées avec des carottes (et des fois des serpents dedans) à Portus, recherche en plongée des structures antiques submergées à Tyr et carottages près des murailles étrusques à Pyrgi. Des aventures qui m'ont motivé davantage à candidater pour un financement de thèse. Merci Jean-Philippe de m'avoir soutenu dans ce projet et d'avoir accepté de faire partie de cette aventure qu'a été la thèse.

Gilles, une encyclopédie de géomorphologie déguisée en humain. Bien que tu ne fisses pas partie de l'équipe initiale, tu es très rapidement devenu un élément essentiel et un moteur dans ces travaux de recherche. Merci Gilles d'avoir accepté à nous accompagner, Franck, Jean-Philippe et moi durant cette aventure. Je suis reconnaissant de tout ce que tu m'as appris sur le terrain, des journées qu'on a passées à sillonner les paysages tropicaux de Sumatra, ainsi que des idées que tu as apportées. Au-delà de ton aide sur le terrain, ta collaboration lors de la rédaction des articles a été structurante. Merci pour le temps et l'énergie que tu as consacrés à ces travaux. Je suis reconnaissant que tu m'aies poussé à dépasser mes capacités pour en arriver à des résultats et interprétation que je n'aurais pas pu faire sans ton aide.

Je souhaite remercier très chaleureusement l'ensemble des scientifiques que j'ai rencontrés à l'Université de Banda Aceh. Darusman Darusman, Ella Meilinada et Nazli Ismail pour leur aide et soutien administratif, logistique et scientifique. Je remercie également Tomy Afrizal, Tarmizi, Fajarul Aulia, Rifqi Irvansyah, Junaidi Saman, Hestia Melani, Nila Kanti, Andreas Surya Adiwinata Suherman et Febri Adi Kusuma pour tout l'aide et l'accompagnement sur le terrain, ainsi que pour les souvenirs et l'amitié. Je suis également reconnaissant à Véronique Degroot and Diah Novitasari de l'École Française d'Extrême Orient (EFEO) à Jakarta pour leur aide administrative. Je remercie le LabCom Geo-Heritage (ANR-15-LCV4-0002) qui a financé l'achat du spectromètre Infrarouge au début de la thèse permettant ainsi de réaliser l'ensemble d'analyses d'échantillons.

Je remercie, Kristi Anastasi, Camille Conçaves, Amber Goyon, Marie Tallon et Maël Ogier qui à la suite des missions de terrain, ont aidé au pré-traitement et à l'analyse des échantillons. Je leur suis reconnaissant pour le temps et l'énergie qu'ils ont bien voulu dédier à ces recherches. L'ensemble des analyses physico-chimiques et minéralogiques a été réalisées à l'antenne du Laboratoire Archéorient à Jalès (UMR5133) et au Laboratoire de Géographie Physique dans la région parisienne (UMR8591). Pour l'accueil et le soutien de ces deux entités de recherche, je tiens à remercier chaleureusement les directeurs des laboratoires, Emmanuèle Gautier (LGP), Christophe Benech (Archéorient), Frédéric Abbès (Archéorient), les gestionnaires (Michelle Pennec et Florence Portal (LGP), Gwénaëlle Pequay (Archéorient), ainsi que les responsables des plateaux analytiques Olivier Barge et Emmanuelle Régagnon (Archéorient), ainsi que Ségolène Saulnier Copard et Fatima Mokadem (LGP). Je remercie également les membres du comité de suivi de thèse, Emmanuèle Gautier et Marianne Cohen pour leur temps et leur soutien.

Je souhaite réserver des remerciements tous particuliers au Laboratoire de Géographie Physique et à ses membres. À la structure, je suis très reconnaissant de son soutien, matériel et financier tout au long de la thèse. À ses membres, je remercie sincèrement de toute la compagnie le long de ses années. J'ai beaucoup apprécié le temps qu'on a partagé ensemble et l'ambiance chaleureuse qui est cultivée dans ce laboratoire. C'est précieux. Parmi ses membres, certains sont devenus plus que des collègues et je tiens à les saluer et les remercier d'avoir contribué à rendre le parcours doctoral bien plus qu'un parcours académique. Merci Lucile, Valentine, Audrey, Elise, Manon, Mélodie, Hippolyte, Quentin, Yohan, Laurence, Evan et Louis.

Je remercie l'équipe de l'Observatoire de la Terre de Singapour (EOS), notamment, Jędrzej Majewski, Patrick Daly, Benjamin Horton, Adam Switzer et Kerry Sieh pour le soutien scientifique, le temps qu'on a partagé ensemble sur le terrain et les données cartographiques, satellitaires et topographiques qu'ils ont bien voulu partager. Je suis également reconnaissant à Annika Steuer et

Bernhard Siemon de m'avoir accueilli à l'Institut Fédéral de Géosciences en Allemagne (BGR) et d'avoir mis à disposition les données géophysiques pour approfondir les recherches dans le delta d'Aceh.

Je voudrais remercier chaleureusement Ferréol Salomon et Patrick Wassmer qui ont bien voulu m'aider à m'entraîner pour l'oral auprès de l'École Doctorale avant même le début de la thèse, ainsi que Dominique Todisco et Damase Mouralis qui ont fait des relectures et des suggestions sur le manuscrit à la fin de la thèse.

Le doctorat s'avère un long parcours, période pendant laquelle de nombreux événements inattendus peuvent survenir. Certains sont heureux et animent notre quotidien. Cependant, d'autres événements sont tristes et génèrent beaucoup de peine. Ils nous font réaliser notre vulnérabilité et parfois notre impuissance face au cours de la vie. C'est durant ces périodes, en cherchant de la force et de l'énergie, le soutien et la présence de la famille, des proches, des amis, les gens qu'on aime, sont essentiels. Ils donnent du sens à l'effort et au parcours même du doctorat. Je remercie alors très sincèrement toutes ces personnes très spéciales pour moi que je souhaite garder anonymes afin de préserver l'intimité de la sphère privée.

Parmi ces personnes, il en est une que je ne pourrais pas garder anonyme puisqu'elle apparaît à l'interface entre la sphère professionnelle et privée. Je souhaite remercier tout particulièrement Maureen Le Doaré. D'abord pour son investissement et collaboration autour de la réalisation de la carte géomorphologique du delta d'Aceh, de la modélisation de l'érosion dans le bassin versant, ainsi que pour tout l'aide à la réalisation graphique des figures ou la relecture des manuscrits. Au-delà de ces aspects professionnels, je ressens un sentiment fort de reconnaissance pour sa compagnie et pour soutien physique et émotionnel quotidien, aussi bien dans les moments de doute, d'appréhension et d'inconnu que dans des moments de joie.

Quelques petits paragraphes de remerciements consacrés à celles et ceux qui ont participé, d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ces recherches, mais sans qui toutes les pages suivantes n'auraient pas existé.

Je vous remercie.

RESUME

Dans le contexte d'accélération globale des changements climatiques et de pression anthropique sur les écosystèmes, les littoraux deltaïques sont particulièrement sensibles aux aléas des changements environnementaux. Ces recherches proposent de reconstituer les rythmes et les modes d'évolution du delta du fleuve Aceh, (Sumatra, Indonésie) au cours des derniers 7000 ans. Ce delta est devenu un objet d'intérêt scientifique suite au tsunami en 2004, la plus vaste catastrophe socio-environnementale de l'histoire humaine, induite par des vagues. Depuis, des efforts scientifiques ont ciblé des questions sanitaires, sociales et environnementales, mais les paléoenvironnements deltaïques demeurent méconnus. Ils constituent cependant une opportunité pour décrypter l'effet combiné de paramètres de contrôle durant l'évolution du delta. L'objectif principal est alors d'améliorer la compréhension de l'évolution paléogéographique holocène, et les paramètres de contrôle, du delta du fleuve Aceh à travers la morpho-sédimentologie et la chronologie des dépôts constituant les formes du relief. Ces recherches reposent sur une approche méthodologique pluridisciplinaire associant SIG, géomatique et géophysique aux analyses physico-chimiques, minéralogiques et statistiques des archives sédimentaires.

L'analyse des sédiments de plages actuelles, a montré que la provenance du sable varie de manière asymétrique le long de la côte, de part et d'autre de l'embouchure, en raison de la dispersion de la houle. Les segments côtiers les plus érodés par le tsunami en 2004 montrent les plus grandes variations de provenance entre des sous-fractions des sables. En outre, l'analyse des cartes historiques, photos aériennes et images satellites des derniers 130 ans, ont montré une coévolution entre le fleuve Aceh et la bande côtière. Il a alors été supposé que la diminution d'apport en sédiments fluviaux induit une élongation longitudinale et un rétrécissement latéral du chenal, corrélées à la rétrogradation de la côte. L'érosion côtière induite par le tsunami représente environ 53% de la rétrogradation sur la période entre 1884 et 2019. Le tsunami apparaît plutôt comme une accélération des tendances existantes qu'un point de basculement dans l'évolution deltaïque.

Le delta d'Aceh s'est développé dans une vallée ennoyée du fleuve Aceh, il y a environ 8000 ans. De 8 à 6 ka, le delta prograde rapidement pour atteindre environ un quart de sa progradation totale. Une plaine à cordons sableux se met alors en place à partir de 6 ka jusqu'à 3 ka (0.5 km/millénaire). Le fleuve Aceh a évolué à l'ouest du delta par un système à chenal unique. Cette stabilité fluviale a probablement contribué à l'enfouissement des cordons sableux à l'est. À partir de 2.4 ka, le rythme de la progradation augmente (1 km/millénaire), favorisant la formation de cordons sableux bas et espacés. La défluviaton du chenal du fleuve, de l'ouest vers le centre du delta, semblent se produire entre 2.4 et 0.4 ka. À partir de 2.4 ka, un promontoire asymétrique cuspidé se forme à l'embouchure du fleuve à un rythme d'environ 2 km/millénaire, probablement induit par une augmentation d'apports en sédiments. La présence de sédiments à signature volcanique suggère une ou plusieurs éruptions holocènes méconnues. Néanmoins, une période plus humide et des changements d'occupation du sol ont probablement favorisé l'apport en sédiments. Les rythmes de progradation deltaïque semblent alors contrôlés par le niveau marin, la dispersion des sédiments et la topographie pré-holocène. Quant à la stabilité du fleuve à l'ouest du delta, elle est contrôlée par l'épaisseur des accumulations sédimentaires et mouvements tectoniques le long de la faille de Sumatra. Des indices de l'effet des paléo-tsunamis sur l'évolution deltaïque holocène n'ont pas été identifiés, mais néanmoins, ils ont probablement influencé l'installation des sociétés humaines dans le delta.

Mots clés : delta du fleuve Aceh, Sumatra, géomorphologie, chronostratigraphie, paléogéographie, Holocène, provenance de sédiments, carottes sédimentaires, spectroscopie moyen-infrarouge

ABSTRACT

In the context of the worldwide increase in climatic changes and anthropogenic pressure on ecosystems, the deltaic coastlines become particularly vulnerable to environmental changes. This research aims to reconstruct the evolutionary patterns and trends of the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia) during the last 7000 years. This delta became a subject of scientific interest after the 2004 tsunami, the largest wave-induced disaster recorded in human history. Since then, a considerable scientific effort focused on sanitary, societal and environmental issues. However, less attention has been directed to the palaeoenvironmental reconstruction of the delta. The main objective is then to improve the understanding of the Holocene palaeogeographic evolution of the Aceh River delta, and its controlling parameters through a morpho-sedimentological and chronostratigraphic analysis of landforms and their associated sediment deposits. This research relies on a pluri-disciplinary methodological approach involving GIS, geomatics, geophysics as well as physico-chemical, mineralogical and statistical analyses of sediment archives.

The sediment fingerprinting of the modern beaches showed that the sand provenance varies asymmetrically along the coastline, from both sides of the river mouth, due to the dispersion of sediments by the swell. The coastal stretches the most severely affected by the 2004 tsunami display the most pronounced provenance variations between the sub-fractions. Furthermore, the analyses of historical maps, aerial photographs and satellite images covering the last 130 years, show a coevolution between the Aceh River channel and the beach ridges morphology. It was then assumed that the decrease of fluvial sediment influx induces stretching and narrowing of the river channel, coeval to a coastal retrogradation. In this context of ongoing coastal erosion, the 2004 tsunami-induced coastal land-loss amounts to 53% of the coastal retreat accumulated over the period from 1884 to 2019. The tsunami induces an enhancement of previous trends rather than a tipping point in the delta evolution.

The Aceh River delta developed in a drowned valley about 8 ka ago. From 8 to 6 ka BP, rapid initial progradation resulted in the delta reaching $\sim 1/4$ of its current length. The delta was then exposed to the swell action. Therefore, a large strandplain accreted along the delta front from 6 to 3 ka BP at a rhythm of 0.5 km/ky. The Aceh River then evolved along the western side of the delta by a system of a single channels. This relative stability probably contributed to burying the western strandplain under floodplain with sediments. After 2.4 ka BP, the rate of delta progradation increased to 1 km/ky, generating low-laying and wider-spaced beach ridges westward. A series of river avulsions between 2.4 ka BP and 0.4 ka BP shifted the river course from the west to the center of the delta. From 2.4 ka BP, an asymmetric cusped promontory grew at 2 km/ky in front of the current mouth of the river, induced by an increase of sediment influx to the coastline, projecting the delta about 1 km offshore the current coastline. A subtle increase of the volcanic sediment provenance suggests one or several unknown volcanic eruptions. Furthermore, a more humid period coeval to a change of land use probably enhanced the river-born sediment delivered to the coastline. The pace of progradation seems then controlled by the topography of the substrate onto which the delta grows, and by increasing swell exposure and ensuing sediment dispersal. The stability of the Aceh River course to the west is ascribed to greater subsidence in the western delta, controlled by sediment thickness and possibly tectonic slip on a local strand of the Great Sumatra fault. Evidence for the effects of the paleo-tsunamis on the Holocene delta evolution has not been found, however, the risk of paleo-tsunamis has probably influenced the pattern of human settlements in the delta.

Keywords: Aceh River delta, Sumatra, geomorphology, chronostratigraphy, palaeogeography, Holocene, sediment provenance, sediment cores, mid-infrared spectroscopy

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	3
RESUME	7
ABSTRACT	8
TABLE DES MATIERES.....	9
INTRODUCTION GENERALE	15
Chapitre I : Formation, processus et évolution spatio-temporelles des deltas : Concepts, méthodes et approches	23
I.1. De la particule sédimentaire à la dynamique des formes du relief fluviales et côtières	25
I.1.1 La trajectoire des sédiments : de la source au puits (<i>sink to hole</i>)	25
I.1.2 Formation et évolution des systèmes sédimentaires fluviaux et côtiers	27
I.2. Les systèmes deltaïques : environnements fluvio-côtiers à l'interface terre-mer	28
I.2.1 Le delta : définition générale et facteurs de contrôle	28
I.2.1 Processus, contrôles et morphologies deltaïques.....	30
I.2.2 Archives sédimentaires deltaïques : indicateurs de changements environnementaux.....	35
I.2.3 Reconstituions environnementales en contexte deltaïque	37
I.3. Outils et méthodes abiotiques pour reconstituer la trajectoire morpho-sédimentaire et l'évolution spatio-temporelle des milieux deltaïques.....	39
I.3.1 Caractérisation et suivi diachronique des formes du terrain par géomatique	40
I.3.2 Extraction des archives sédimentaires par carottages	40
I.3.3 Datations absolues et relatives des dépôts sédimentaires	41
I.3.4 Reconstitution des variations du niveau marin	42
I.3.5 Décryptage paléo-environnemental des archives sédimentaires par des outils physico-chimiques et minéralogiques conventionnels et alternatifs	43
I.4. Approches et méthodes pour reconstituer la provenance de sédiments : de la source au puits	44
I.4.1 Indicateurs physiques et magnétiques	44
I.4.2 Indicateurs minéralogiques.....	45
I.4.3 Indicateurs moléculaires et élémentaires	46
I.4.4 Combinaisons d'indicateurs et méthodes alternatives	48
I.5. Conclusion	48
Chapitre II : Le delta du fleuve Aceh et son bassin versant à la pointe nord de l'île de Sumatra : trajectoires géologique, climatique et géomorphologique	49
II.1. Physiographie et géologie du bassin versant d'Aceh à la pointe nord de l'île de Sumatra	52
II.1.1 Une position géographique stratégique dans un contexte tropical	52
II.1.2 Grands traits de l'évolution de Sumatra : la genèse du bassin versant d'Aceh	56
II.1.2.1 L'archipel indonésien : héritage géologique du mouvement des plaques tectoniques.....	56
II.1.2.2 Grands ensembles sédimentaires et classification physiographique	61
II.1.3 Paléoclimat et variations du niveau marin au Pléistocène	63
II.1.3.1 Hauts niveaux marins de la dernière période interglaciaire	65
II.1.3.2 Bas niveaux marins durant le dernier maximum glaciaire	66
II.1.3.3 Augmentation rapide du niveau marin depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène récent.....	66
II.1.3.4 Hauts niveaux marins durant le dernier maximum de transgression à l'Holocène moyen	66
II.1.3.5 Légère baisse et stabilisation du niveau marin	67

II.1.4 Conditions climatiques et changements environnementaux holocènes en Asie de Sud-Est	67
II.1.5 Le bassin versant du fleuve Aceh.....	68
II.1.6 La basse vallée d'Aceh et son delta	72
II.2. Conclusion	74
Chapitre III : Trajectoires socio-environnementales et interactions Homme-Milieu du delta d'Aceh au cours de l'Holocène	75
III.1. Du Paléolithique à la néolithisation ; le début de la transformation des paysages à Sumatra	77
III.2. Évolutions socio-environnementales à la pointe nord de Sumatra, la porte de l'Indonésie. Une trajectoire liée aux activités portuaires et à la dynamique des littoraux.....	80
III.2.1 Les ports perdus : sur les traces de Lamri, Ramni et Fansur, escales sur la route maritime de la soie	82
III.2.2 Un port disparu : causes et conséquences hypothétiques.....	83
III.3. Un nouveau centre économique et politique organisé le long des chenaux du fleuve Aceh. La ville et la paléogéographie du delta à partir des textes et cartes anciennes	88
III.3.1 Les récits de voyage et les représentations cartographiques avant le XVII ^{ème} siècle.....	88
III.3.2 Plans cartographiques du XVII ^{ème} siècle	90
III.4. Les cartographies à partir de la deuxième moitié du XIX ^{ème} siècle	94
III.5. 26 décembre 2004 : le jour où le monde a redécouvert Aceh.....	97
III.6. Conclusion	97
Chapitre IV : Démarche méthodologique en adéquation avec les objectifs de recherche : données, analyses et expérimentation	99
IV.1. Collecte de données planimétriques, altimétriques et géophysiques (tâche 1)	101
IV.1.1 Cartes historiques et contemporaines	101
IV.1.2 Photos aériennes et images satellites	101
IV.1.2.1 Photos aériennes	101
IV.1.2.1 Images satellites	103
IV.1.3 Données topographiques par modèles numériques de surface	103
IV.1.4 Données bathymétriques	103
IV.1.5 Données géophysiques aéroportées	105
IV.1. Prélèvements et structuration de données de terrain (tâche 2)	109
IV.1.1 Données de variations du niveau marin holocène	109
IV.1.2 Référentiel sédimentaire adapté à la zone d'étude.....	110
IV.1.2.1 Données sédimentaires de surface	110
IV.1.2.2 Données sédimentologiques de sub-surface	111
IV.2. Mises-en place d'un SIG et traitements géomatiques (tâche 3)	112
IV.2.1 Géoréférencement, vectorisation et traitements des images	112
IV.2.2 Base de données sédimentaires.....	113
IV.3. Analyses des données au laboratoire, traitements mathématiques et statistiques (tâche 4)	116
IV.3.1 Mesures en spectroscopie moyen infrarouge (SMIR).....	116
IV.3.2 Mesures élémentaires par fluorescence des rayons X (FRX)	119
IV.3.3 Identification minéralogique par diffraction des rayons X (DRX).	119
IV.3.4 Traitements mathématiques et statistiques des données sédimentaires	119
IV.4. Expérimentation (tâche 5)	120
IV.4.1 Améliorer la détection des paléo-chenaux et des cordons sableux par la géomatique.....	120
IV.4.2 Identifier et quantifier les phases minérales au sein du sédiment par la Spectroscopie Moyen Infrarouge	121
IV.4.3 Adapter et améliorer la détermination de la provenance de sédiments par Spectroscopie Moyen Infrarouge et Analyses Discriminantes	124
IV.5. Synthèse : démarche méthodologique en adéquation avec les objectifs de recherche	129

Chapitre V : Distribution of landforms and buried sedimentary deposits during the growth of the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia)	131
V.1. Introduction	133
V.2. General context	133
V.3. Material and Methods	136
V.3.1 Imagery pretreatments and feature recognitions	137
V.3.2 Airborne Geophysical data	138
V.3.3 Sub-surface stratigraphy database	138
V.3.4 Correspondence between resistivity maps and borehole stratigraphic data	138
V.4. Results and Discussion	139
V.4.1 General architecture of delta landforms	139
V.4.1.1 Fluvial channels and levees	142
V.4.1.2 Beach ridges and swales	144
V.4.2 Submarine delta	144
V.4.3 HEM results and interpretations	145
V.4.4 Processes and evolution of the Aceh River delta.	145
V.5. Conclusion	149
V.6. Acknowledgements	149
V.7. Supplemental material (Geomorphological map)	150
Chapitre VI : Fingerprinting sources of beach sands by grain-size, using mid-infrared spectroscopy (MIRS) and portable XRF. Implications for coastal recovery along a tsunami-struck delta coastline	153
VI.1. Introduction	155
VI.2. General context	157
VI.3. Material and Methods	160
VI.3.1 Field sampling	160
VI.3.1.1 Fluvial sediment samples	160
VI.3.1.2 Beach samples	160
VI.3.2 Laboratory measurements	160
VI.3.2.1 Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS)	160
VI.3.2.2 Portable X-Ray Fluorescence (pXRF)	161
VI.3.2.3 X-Ray Diffraction (XRD)	161
VI.3.3 Mathematical pretreatments	163
VI.3.4 Chemometric analyses	163
VI.3.5 GIS-based simulation of relative sediment fluxes	164
VI.4. Results	164
VI.4.1 Grain size and magnetic susceptibility	164
VI.4.2 Mineralogy and geochemistry of catchments and coastal segments	166
VI.4.3 Identification of absorbance peaks in mid-infrared spectra	166
VI.4.4 PLSR prediction of major elements	168
VI.4.5 PCA- and DA-based grouping of fluvial sand feeders	170
VI.4.6 Sand provenance along the Aceh River and along the coastal stretches	174
VI.4.7 Theoretical contribution of feeding catchments	176
VI.5. Discussion	176
VI.5.1 Tracer combinations and efficiency of the Discriminant Analysis	176
VI.5.2 Sediment provenance and relation to delta geomorphology and long-shore drift	177
VI.5.3 On the efficacy of using specific grain sizes to track sediment sources	178
VI.5.4 Sand composition and grain size	178
VI.5.5 Influence of bioclasts	180
VI.5.6 Sand sources for post-2004 tsunami beach recovery	180
VI.5.7 Limitations, recommendations and wider significance	181

VI.6. Conclusion	183
VI.7. Acknowledgement	183
Chapitre VII : Fluvial and coastal landform changes in the Aceh River delta (Northern Sumatra) during the century leading to the 2004 Indian Ocean Tsunami.....	185
VII.1. Introduction	187
VII.2. General setting	189
VII.3. Material and methods	191
VII.3.1 Selection of documents and georeferencing.....	191
VII.3.2 Pretreatment and feature recognition	191
VII.3.3 Morphometric measurements and statistical treatment	193
VII.3.4 Dataset uncertainties	195
VII.4. Results	196
VII.4.1 Overall evolution of fluvial landforms	196
VII.4.2 Evolution of channel width, river length and river sinuosity	198
VII.4.3 Evolution of selected meanders.....	198
VII.4.4 Changes in coastal lagoon, tidal channels and aquaculture ponds surface area.....	198
VII.4.5 Evolution of coastal ridges	200
VII.4.6 Overall rates of fluvial and coastal changes	200
VII.4.7 Principal component analysis: correlation between measured metrics	203
VII.5. Discussion	204
VII.5.1 Cartographic dataset of Aceh: advantages and limits	204
VII.5.2 Sediment fluxes and variations in along-shore coastal dynamics	204
VII.5.3 Sediment fluxes and the coevolution of fluvial and coastal landforms.....	205
VII.5.4 Anthropogenic forcing vs. natural evolution	205
VII.5.5 The 2004 tsunami scaled to 20 th century fluvial-coastal evolution.....	207
VII.5.6 Conclusion.....	207
VII.5.7 Acknowledgements	208
Chapitre VIII : Stability and rapid changes during the growth of the Holocene Aceh River delta, Sumatra: effects of substrate topography, sea-level change, wave climate, tectonics, eruptions and tsunamis.....	211
VIII.1. Abstract.....	212
VIII.2. Introduction.....	214
VIII.3. General context	215
VIII.3.1 Geology and Holocene sea-level variations.....	216
VIII.3.2 Mineralogy and geochemistry of the Aceh River catchment rocks	218
VIII.3.3 Geomorphology of the Aceh River delta	218
VIII.4. Material and Methods	218
VIII.4.1 Field sampling	219
VIII.4.1.1 Hand auger coring	219
VIII.4.1.2 Past sea-level indicators	219
VIII.4.2 Laboratory measurements	221
VIII.4.2.1 Radiocarbon dating (Step 1)	222
VIII.4.2.2 Magnetic susceptibility and texture ratios (Step 2)	222
VIII.4.2.3 Mineralogical composition by Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS, Step 3-5).....	222
VIII.4.3 Chemical composition by portable X-Ray Fluorescence (p-XRF, Step 6)	222
VIII.4.4 Multivariate analyses.....	223
VIII.4.4.1 Principal component analysis (PCA, Step 7)	223
VIII.4.4.2 Discriminant analyses (DA, Step 8)	223
VIII.5. Results and interpretations.....	224
VIII.5.1 Age and amplitude of the Mid-Holocene sea-level high stand.....	224
VIII.5.2 Physicochemical and mineralogical variations in delta sediments	224

VIII.5.2.1 Grain-size and magnetic susceptibility	225
VIII.5.2.2 Mid-Infrared spectra inferred mineralogy	225
VIII.5.2.3 Geochemistry of delta sediments and correlation to mineralogy	225
VIII.5.3 Clustering of delta sediments characteristics	226
VIII.6. Sediment provenance fingerprinting of Holocene delta deposits	226
VIII.6.1.1 Test of the discrimination on modern river samples	226
VIII.6.2 Chronostratigraphy, depositional environments, and sediment provenance	228
VIII.6.2.1 Ancient channels	228
VIII.6.2.2 Lagoons and tidal flats in Pancu Bay and the west delta plain.	230
VIII.6.2.3 Lhok-Nga strait and Ulee Lheue tidal inlet	232
VIII.6.2.4 Strandplain of the eastern delta	234
VIII.7. Discussion	236
VIII.7.1 Evolution of sediment sources during the formation of the Aceh River delta	236
VIII.7.2 Holocene growth of the Aceh River delta	236
VIII.7.2.1 Rapid delta progradation during the Mid-Holocene sea-level high stand (6-4 ka BCE)	236
VIII.7.2.2 Reduced progradation during sea-level fall (4-1 ka BCE)	237
VIII.7.3 River avulsions of the past 2 ka years.	238
VIII.7.4 5.4 Localized accelerated progradation after 1 ka BCE and retrogradation in the last centuries	239
VIII.7.5 Parameters controlling delta growth	240
VIII.7.5.1 Sea-level variations vs pre-Holocene topography.	240
VIII.7.6 Delta asymmetry: contributions of waves, subsidence, and tectonics	241
VIII.7.7 River avulsions and cusped promontory formation: influence of climate and eruptions	242
VIII.7.8 Tsunami influence on delta evolution and human settlements	243
VIII.8. Conclusion	246
VIII.9. Acknowledgements	247
VIII.10. Supplementary information and data	248
VIII.10.1 S1. Material and methods: Grain-size narrowing	248
VIII.10.2 S2. Material and methods: Quantification of mineral abundances from mid-infrared spectroscopic data	248
VIII.10.3 S3. Material and methods: Discriminant analyses	248
VIII.10.4 S4. Helicopter-borne electromagnetic (HEM) data	249
VIII.10.5 S5. Results: Grain-size and magnetic susceptibility	249
VIII.10.6 6. Results: Mineralogical deciphering of mid-infrared spectra	249
VIII.10.7 S7. Sediment provenance fingerprinting with MIRS-DA	253
SYNTHESE, CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	257
BIBLIOGRAPHIE	265
TABLE DES ILLUSTRATIONS	305
ANNEXES	312



Vue aérienne du delta du fleuve Aceh quelques minutes avant l'arrivée pour la première fois en 2018.

Photo : S. Chapkanski

INTRODUCTION GENERALE

Les deltas : littoraux à forts enjeux pour les sociétés humaines en contexte d'accélération des changements climatiques et de pression anthropique accrue

Aujourd'hui, une grande majorité de scientifiques s'accordent sur le constat d'un contexte actuel d'accélération global du changement climatique et d'amplification des processus environnementaux à l'œuvre, auxquels, s'adapter avec succès serait vital pour l'humanité. C'est pourquoi, améliorer la compréhension des formes et des rythmes de changements environnementaux et leurs effets sur les êtres vivants et leur milieu d'habitat est un grand défi scientifique de 21^{ème} siècle (Anderson et al., 2007). Cette prise de conscience a abouti à une multiplication des programmes de recherche, motivée par la nécessité de comprendre les ajustements des environnements, y compris deltaïques, aux effets du changement climatique et l'influence de l'homme. Ces enseignements s'avèrent essentiels pour réduire la vulnérabilité des côtes, améliorer la résilience, cadrer les modèles numériques environnementaux, gérer de manière fiable les programmes d'investissement et les projets de restauration (Syamsidik et al., 2019 ; Hijma et al., 2017 ; Allison et al., 2012 ; Paola et al., 2011).

Les littoraux deltaïques sont des environnements à l'interface terre-mer, formés par la combinaison des processus hydrodynamiques terrestres et marins (Liquete et al., 2013). Ils constituent un espace de transition entre les flux d'eau douce, de sédiments et de nutriments continentaux qui alimentent les eaux côtières, ainsi que leur flore et faune, pour former des écosystèmes à haut rendement biologique, refuge pour diverses espèces animales et végétales. Les espaces deltaïques sont dotés des conditions climatiques favorables au développement de l'agriculture et la possibilité de commerce par l'exportation et l'échange des produits grâce à l'accès rapide aux voies navigables fluviales et maritimes. De nombreuses civilisations humaines, depuis les premières sociétés agricoles et commerciales néolithiques, il y a 7000 ans, se sont alors installées dans les deltas, attirées par des conditions de vie favorables (Small and Nicholls, 2003 ; Stanley and Warne, 1997). Aujourd'hui, environ 10% de la population mondiale occupe les basses zones côtières situées à moins de 10 m au-dessus du niveau marin (McGranahan et al., 2007) et environ 6% vit dans les deltas alors qu'ils couvrent moins de 1% de la surface terrestre (Haq et Milliman, 2023 ; Safra de Campos et al., 2020 ; Ericson et al., 2006). Les deltas constituent ainsi des territoires à forts enjeux stratégiques, sanitaires, alimentaires, écologiques, économiques et politiques. Ces environnements sont cependant confrontés à une pression anthropique accrue, accentuée en particulier depuis les deux derniers siècles par la densification de la population et l'urbanisation intensive (McGranahan et al., 2007), la diminution de sédiments retenus dans les barrages (Syvitski et al., 2005), l'extraction de sédiments dans les lits fluviaux, la subsidence des terrains par le captage des eaux souterraines et l'extraction des hydrocarbures (Nicholls et Cazenave, 2010). En parallèle de la forte pression anthropique, les environnements deltaïques, de par leur position à l'interface terre-mer, sont particulièrement sensibles aux aléas des changements environnementaux, notamment l'érosion côtière induite par l'effet combiné de l'augmentation progressive du niveau marin mondial, en même temps que la subsidence accélérée par la compaction naturelle. En conséquence, du fait de leurs basses altitudes auxquelles se rajoutent les forçages naturels et anthropiques, les deltas possèdent les littoraux qui évoluent le plus rapidement avec d'importantes pertes de terre sur les rivages meubles (Nienhuis et van del Wal., 2021).

Nécessité de reconstruire le passé par l'analyse spatio-temporelle des archives environnementales pour comprendre le présent et le futur : vers une approche rétrospective

Les deltas sont des systèmes géomorphologiques, étroitement contrôlés par la taille, la morphologie et la géologie de leur bassins versants, ainsi que par l'action combinée de l'apport en sédiments (Vakarelov and Ainsworth, 2013) du régime hydrologique des fleuves qui l'alimentent (Yang et al., 2006a ; 2002; Roberts, 1997), des conditions de la houle (Anthony, 2005; Nienhuis et al., 2015), du régime tidal (Goodbred and Saito, 2012), des variations du niveau marin (Stanley and Warne, 1994) et de la tectonique (Mathers and Zalasiewicz, 1999, Higgins, 2016). Leur formation débute à l'Holocène, il y a environ 8000 – 6000 ans, lorsque la vitesse d'élévation du niveau marin postglaciaire ralentit, permettant le dépôt de sédiments le long des rivages (Stanley and Warne, 1994). Depuis les premiers dépôts de sédiments, l'action combinée des forçages naturels, et plus récemment anthropiques, façonne des environnements sédimentaires fluviaux et côtiers en équilibre dynamique qui, au gré du temps, se réajustent morphologiquement par des phénomènes systémiques complexes, souvent oscillants, et interdépendants de modifications des conditions naturelles. L'évolution spatio-temporelle des deltas est alors le résultat d'ajustements morphologiques qui se manifestent à des échelles temporelles annuelles, séculaires et millénaires et leur compréhension globale ne peut se faire qu'à travers des études multi-scalaires spatiales et temporelles ainsi que par la prise en compte de l'influence simultanée des activités humaines.

Sur les deux à trois dernières décennies, les mesures instrumentales permettent d'établir, avec une certaine précision, les rythmes des changements climatiques qui, avec peu d'ambiguïté, mettent en évidence des ajustements environnementaux ayant des effets considérables sur le relief, les conditions hydro-climatiques, le ruissellement, les variations du niveau marin et l'activité humaine (Slaymaker et al., 2009). Avant la période des enregistrements climatiques et de la surveillance spatiale, la compréhension des ajustements environnementaux devient indirecte via des indicateurs environnementaux, cartes anciennes et archives naturelles, indispensables pour établir une vision globale à l'échelle du temps long. À l'instar des dépôts glaciaires, loessiques et lacustres, ainsi que de spéléothèmes, permettant de reconstituer les variations climatiques, les éruptions volcaniques et les forçages anthropiques, les dépôts sédimentaires en domaine deltaïque constituent, quant à eux, des archives uniques pour reconstruire les ajustements fluviaux et côtiers face aux variations du niveau marin, du climat, des flux sédimentaires et de l'activité anthropique dans les bassins versants. Cartes anciennes, photographies aériennes, images satellites, modèles numériques de terrain et prospections géophysiques, intégrés dans des systèmes d'information géographiques, permettent d'identifier et de décrypter les formes du relief et ainsi de reconstituer l'évolution des systèmes fluviaux (Gautier et al., 2007; Harmar & Clifford, 2006; Magliulo et al., 2016) et côtiers (Jana & Bhattacharya, 2013; Jonah et al., 2016; Kankara et al., 2015; Kumar et al., 2010; Meilianda et al., 2021; Stive et al., 2002) sur des périodes décennaires ou séculaires. Les analyses physiques, minéralogiques et géochimiques des archives sédimentaires permettent d'établir les empreintes de dépôts successifs afin de les caractériser les uns par rapport aux autres sur un gradient vertical et horizontal (Birdge et Demicco, 2008). Ainsi les variations d'un dépôt sédimentaire à un autre reflèteront des modifications environnementales au fil du temps permettant de reconstruire le climat passé (Solotchina et al., 2009; Wang et al., 2007; Tamburini et al., 2003), les fluctuations dans la vitesse d'altération, le rythme de sédimentation, les changements de mode de dépôts (He et al., 2020; Wang et al., 2016; Hamdan et al., 2019; Lupker et al., 2012; Garzanti et al., 2010, 2011; Martinelli et al., 1993), la provenance de sédiments (Chapkanski et al., 2020) et ainsi retracer l'évolution de l'environnement (Li et al., 2014; Andrews and Eberl, 2012; Liu et al., 2020; Pe-Piper et al., 2016; Heroy et al., 2003; Wahab and Stanley, 1991).

Connaissances lacunaires des paléoenvironnements fluviaux et côtiers de l'archipel indonésien à l'heure d'accélération des changements sociétaux et environnementaux

Les études paléoenvironnementales en contexte deltaïque ont majoritairement ciblé les systèmes deltaïques majeurs (Caldwell et al., 2019 ; Anthony, 2015 ; Korus and Fielding, 2015 ; Anthony et al., 2014 ; Ericson et al., 2006 ; Amorosi and Milli, 2001 ; Stanley and Warne, 1994), du fait de leur portée environnementale et/ou sociétale régionale à globale. Des exceptions sont les deltas de la Méditerranée, y compris de tailles plus restreintes, qui ont aussi attiré des nombreuses études paléoenvironnementales inspirées par la compréhension des interactions Homme-Milieu à l'interface terre-mer dans cette région fortement occupée depuis l'Antiquité (Anthony et al., 2014, Brucker et al., 2005). En revanche, sensiblement moins d'attention a été consacrée aux reconstitutions environnementales pluriséculaires et millénaires des deltas de l'Asie du Sud-est insulaire, à l'exception des grands deltas comme ceux du Mekong (Xue et al., 2010 ; Tamura et al., 2009 ; Ta et al., 2002) ou de la Mahakam (Storms et al., 2005). Cependant, cet archipel compte parmi les régions du monde les plus densément peuplées avec une concentration des habitats le long des littoraux. D'après les projections globales, ce sont aussi ces littoraux qui vont enregistrer de très importantes pertes en terre sur les rivages meubles à cause de l'élévation du niveau marin mondial (Nienhuis et van del Wal., 2021). Une grande partie de ces littoraux se situe à proximité des régions volcaniques et tectoniques actives, notamment la zone de subduction de la Sonde, et a évolué sous l'influence de puissants séismes entraînant surrection ou subsidence (Kelsey et al., 2015; Meltzener et al., 2010; Pre et al., 2012), submersion par des tsunamis (Rubin et al., 2017; Sieh et al., 2015; Wassmer et al., 2015; Monecke et al., 2008; Latief et al., 2000) et éruptions volcaniques (Beselly et al., 2021; Kuenzi et al., 1979). Il est alors important d'améliorer la connaissance de la trajectoire à long-terme de ces littoraux afin de préciser la fréquence des forçages telluriques, leur influence dans l'évolution des deltas ainsi que les rythmes et les modes d'ajustements morphologiques fluviaux et côtiers.

Problématique de la thèse et hypothèses

À la lumière de l'accélération du changement climatique et des processus environnementaux, amplifiés par la pression anthropique accrue, et face au besoin de retracer les dynamiques spatio-temporelles des paléoenvironnements fluviaux et côtiers, en particulier de l'archipel indonésien, nous proposons une reconstitution de l'évolution holocène du delta du fleuve Aceh, situé sur la pointe nord de l'île de Sumatra dans la province d'Aceh en Indonésie. Au lendemain de Noël, le 26 décembre 2004, le monde entier découvre le delta d'Aceh à la suite d'un séisme exceptionnel qui se produit au large de Sumatra provoquant le tsunami le plus meurtrier de l'Histoire avec 275 000 morts, dont près de 170 000 à Aceh. Situés à proximité de l'épicentre, le delta du fleuve Aceh et la ville de Banda Aceh, sont parmi les zones les plus sévèrement touchées devenant ainsi un symbole emblématique de la catastrophe. Les vagues du tsunami ont atteint jusqu'à 35 m de hauteur, pénétrant à plus de 6 km à l'intérieur des terres (Lavigne et al., 2009). Depuis, de nombreuses études scientifiques ont eu pour but de confronter les problèmes sociaux (Scawthorn et al., 2006), sanitaires (Prasetyawan et al., 2006 ; Redwood-Campbell & Riddez, 2006) et environnementaux (McLeod et al., 2010 ; Paris et al., 2009 ; Siemon et al., 2007) afin de favoriser la résilience socio-environnementale et de contribuer à la reconstruction de la région. Bien que cet événement soit exceptionnel par sa force et son ampleur, il n'est tout de même pas unique dans cette région qui connaît plusieurs dizaines de séismes par siècle (Kelsey et al., 2015 ; Meltzener et al., 2010 ; Pre et al., 2012). En outre, une découverte majeure dans une grotte côtière a

permis de mettre au jour des dépôts sédimentaires, en domaine terrestre, attestant une succession d'évènements extrêmes (tempêtes ou tsunamis) sur la côte sud-ouest de Sumatra qui ont précédé le tsunami de 2004 (Rubin et al., 2017). De plus, les flux terrigènes vers le delta semblent avoir été rythmés par des apports volcaniques du Seulawah Agam, un stratovolcan peu étudié dont les dernières éruptions dateraient de 16^{ème} et 19^{ème} siècle (Barber et al., 2005 ; Rock et al., 1982). Malgré ces forçages naturels, le delta d'Aceh a connu une occupation humaine continue depuis le 9^{ème} siècle (McKinnon, 2015) et la ville d'Aceh est devenue au 16^{ème} siècle l'une des plus importantes agglomérations de l'archipel Malais. Dans ce contexte géomorphologique et historique, les milieux fluvio-côtiers de la plaine deltaïque d'Aceh présentent une opportunité particulièrement intéressante pour étudier l'évolution socio-environnementale d'un géosystème soumis à de fortes perturbations tectoniques, des submersions marines majeures et des éruptions volcaniques.

Ce travail repose sur l'hypothèse que le rythme et les modes de l'évolution paléogéographique du delta sont contrôlés essentiellement par stabilisation du niveau marin à l'Holocène moyen et l'apport de sédiments fluviaux par le fleuve Aceh, accentué par des contributions volcaniques. Des prédécesseurs du séisme et du tsunami de 2004, auraient cependant influencé la coévolution socio-environnementale du delta. Le delta du fleuve Aceh, représenterait alors une trajectoire singulière de coévolution contrôlée par de facteurs communs à de nombreux deltas (la taille et la géologie du bassin versant, l'apport en sédiments, les conditions de la houle, les variations du niveau marin et la tectonique) et singuliers au site d'étude (forts séismes, tsunamis et éruptions volcaniques).

Objectifs de la thèse et organisation du manuscrit

L'objectif principal de ce travail de recherche est d'améliorer la compréhension de l'évolution paléogéographique holocène du delta du fleuve Aceh, à travers l'étude morphologique, sédimentologique et la chronologie des dépôts constituant les formes du relief. Il s'agit d'identifier les dépôts sédimentaires du delta et de décrypter leur signature physico-chimique pour reconstituer la paléo-dynamique des milieux fluviaux et côtiers en réponse aux forçages sédimentaires, hydrodynamiques marins ou terrestres, tectoniques, climatiques et anthropiques. Le choix de l'étude paléogéographique du delta du fleuve Aceh sur la pointe nord de l'île de Sumatra, est inspiré par un contexte géomorphologique, sédimentaire et géoarchéologique présentant une opportunité particulièrement intéressante pour reconstruire l'évolution environnementale d'un géosystème soumis à de fortes perturbations tectoniques, des submersions marines majeures et des éruptions volcaniques. Il résulte également d'une collaboration scientifique et pédagogique déjà établie entre les universités Syiah Kuala (UNSYIAH) à Banda Aceh et Paris 1 Panthéon-Sorbonne en France.

L'objectif principal de ce travail se décline en plusieurs objectifs thématiques ou méthodologiques spécifiques :

- Dresser la répartition des modelés de surface et de subsurface sur l'ensemble du delta.
- Comprendre la dynamique et la provenance actuelle des sédiments sableux au sein du bassin versant et du delta, depuis les affluents contributeurs, jusqu'à leur distribution le long de l'estran des plages.
- Proposer une méthodologie efficace pour déterminer la provenance de sédiments sableux côtiers par la spectroscopie moyen-infrarouge.
- Reconstituer précisément l'évolution des milieux fluviaux et côtiers du delta d'Aceh et les facteurs de contrôles associés depuis la fin du 19^{ème} siècle.
- Dresser la chronostratigraphie et la provenance sédimentaire des dépôts fluviaux et côtiers du delta d'Aceh avec une profondeur temporelle millénaire.

- Reconstruire les modes, les contrôles et les rythmes d'évolution de la paléogéographie du delta d'Aceh depuis les dernières 7000 ans.

Ce travail de thèse s'appuie sur des données multi-sources et une méthodologie pluridisciplinaire allant de prospections de terrain, en passant par la géophysique héliportée et la géomatique, aux carottages sédimentaires et analyses physico-chimiques et minéralogiques des échantillons organiques et inorganiques.

Le présent manuscrit s'articule autour de huit chapitres, dont quatre sont des articles scientifiques, trois déjà publiés et un soumis. Dans la présente **introduction**, nous avons cherché à contextualiser brièvement la recherche afin de présenter les enjeux et les défis que représentent les milieux deltaïques pour les sociétés humaines, ainsi que l'intérêt de les étudier avec une profondeur temporelle à partir des archives sédimentaires. Le **Chapitre I** présente dans un premier temps des concepts fondamentaux en géomorphologie, sédimentologie et stratigraphie des milieux fluviaux et côtiers permettant de constituer une base théorique afin d'aborder les paramètres qui contrôlent et influencent les trajectoires morphologiques des milieux deltaïques. Dans un deuxième temps, le **Chapitre I** présente un état de l'art synthétique et non-exhaustif des différentes approches et méthodes couramment utilisées pour reconstruire l'évolution spatio-temporelle paléogéographique des milieux deltaïques. Le **Chapitre II** définit le cadre géologique, physiographique et climatique du bassin versant du fleuve Aceh. Le **Chapitre III** aborde les grands traits des interactions homme-milieu depuis les premières installations préhistoriques à Sumatra afin de rendre compte de la singularité du site d'étude, des lacunes scientifiques et des raisons qui ont amenées à le choisir. Une fois le caractère particulier du site dressé, le **Chapitre IV** présente la démarche méthodologique, choisie en fonction du contexte scientifique, des spécificités géomorphologiques et socio-environnementales du site et de la pertinence des outils analytiques. Les chapitres suivants constituent les principales avancées scientifiques de ce travail présentées sous la forme de publications. La progression des chapitres suivants est rythmée par la chronologie rétrospective d'investigation.

Le **Chapitre V** s'organise autour de la réalisation de la carte géomorphologique du delta du fleuve Aceh à partir de la distribution des formes du relief de surface et de sub-surface. Cette étude dresse le cadre géomorphologique du site. Les résultats ont été publiés dans la revue *Journal of Maps* : Chapkanski, S., Le Doaré, M., Brocard, G., Steuer, A., Siemon, B., Lavigne, F., Ismail, N., Meilianda, E., Virmoux, C., Darusman, D., Goiran, J.-P., 2023. Distribution of landforms and buried sedimentary deposits during the growth of the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia). *Journal of Maps* 19, 2139203. <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2139203>

Le **Chapitre VI** porte spécifiquement sur la discrimination des sources alluviales au sein du bassin versant d'Aceh et la détermination quantitative de la provenance de sédiments sableux qui alimentent les plages actuelles du delta. Cette approche est fondée sur le prélèvement de sédiments *in-situ*, leur mesure par la spectroscopie infrarouge et la fluorescence des rayons-X, et des analyses multivariées. En parallèle, les résultats sont comparés à une modélisation des flux sédimentaires par une approche géomatique. Cette étude permet de cadrer la dynamique sédimentaire actuelle au sein du bassin versant et le delta du fleuve Aceh. Les résultats ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Catena* : Chapkanski, S., Brocard, G., Lavigne, F., Meilianda, E., Ismail, N., Darusman, D., Goiran, J.-P., 2022. Fingerprinting sources of beach sands by grain-size, using mid-infrared spectroscopy (MIRS) and portable XRF. Implications for coastal recovery along a tsunami-struck delta coastline. *CATENA* 219, 106639. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106639>

Le **Chapitre VII** propose une reconstitution diachronique de l'évolution des formes du relief fluvial et côtier du delta depuis la fin de 19^{ème} siècle, un siècle avant et 15 ans après le tsunami de l'Océan Indien

en 2004. Cette étude permet de donner une profondeur temporelle historique d'investigation et met en lumière les facteurs qui influencent la dynamique géomorphologie du delta. Les résultats ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Earth Surface Processes and Landforms* : Chapkanski, S., Brocard, G., Lavigne, F., Tricot, C., Meilianda, E., Ismail, N., Majewski, J., Goiran, J., Alfian, D., Daly, P., Horton, B., Switzer, A., Degroot, V., Steuer, A., Siemon, B., Caverio, J., Virmoux, C., Darusman, D., 2022. Fluvial and coastal landform changes in the Aceh River delta (northern Sumatra) during the century leading to the 2004 Indian Ocean tsunami. *Earth Surf Processes and Landforms*, 47, 1127–1146. <https://doi.org/10.1002/esp.5292>

Le Chapitre VIII s'appuie sur l'analyse des archives sédimentaires afin de proposer un cadre chronostratigraphique du delta. La provenance de sédiments est déterminée à partir du référentiel et de la méthodologie du **Chapitre VI**. Ces données sont complétées par les résultats des chapitres précédents pour proposer une reconstitution de l'évolution holocène du delta du fleuve Aceh. L'étude permet de synthétiser l'ensemble des avancées issues des chapitres précédents et de discuter l'action combinée des forçages qui contrôlent le delta depuis l'Holocène moyen. Les résultats et les discussions de ce travail ont été structurés sous forme d'article en préparation : Stoil Chapkanski, Gilles Brocard, Franck Lavigne, Tomy Afrizal, Ella Meilianda, Nazli Ismail, Jędrzej Majewski, Patrick Daly, Benjamin Horton, Adam Switzer, Annika Steuer, Bernhard Siemon, Darusman Darusman, Clément Virmoux, Jean-Philippe Goiran. 202X. *Stability and rapid changes during the growth of the Holocene Aceh River delta, Sumatra: effects of substrate topography, sea-level change, wave climate, tectonics, eruptions and tsunamis.*



CHAPITRE I : FORMATION, PROCESSUS ET EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLES DES DELTAS : CONCEPTS, METHODES ET APPROCHES

Ce premier chapitre a pour objectif d'apporter une connaissance des concepts fondamentaux en géomorphologie, sédimentologie et stratigraphie des milieux fluviaux et côtiers. Il constitue ainsi une base théorique qui, dans un premier temps, permet d'aborder les paramètres qui contrôlent et influencent les trajectoires morphologiques des milieux deltaïques. Dans un second temps, il présente un état de l'art synthétique et non-exhaustif des différentes approches et méthodes couramment utilisées pour reconstruire l'évolution spatio-temporelle paléogéographique des milieux deltaïques.

I.1. De la particule sédimentaire à la dynamique des formes du relief fluviales et côtières

Les matériaux sédimentaires sont à la fois les « successeurs » et les « précurseurs » de leurs roches sources et se caractérisent alors par leur origine, taille, forme et composition (Nichols, 2009).

I.1.1 La trajectoire des sédiments : de la source au puits (*sink to hole*)

Le sédiment est un ensemble de particules inorganiques ou organiques, solides ou dissoutes, dans l'hydrosphère, l'atmosphère, la lithosphère, la biosphère ou la cryosphère. Il est formé par des processus d'altération physique, (bio) chimique et biologique des roches, et constitue une composante principale des formes du relief (Fig. I.1 ; Nichols, 2009).

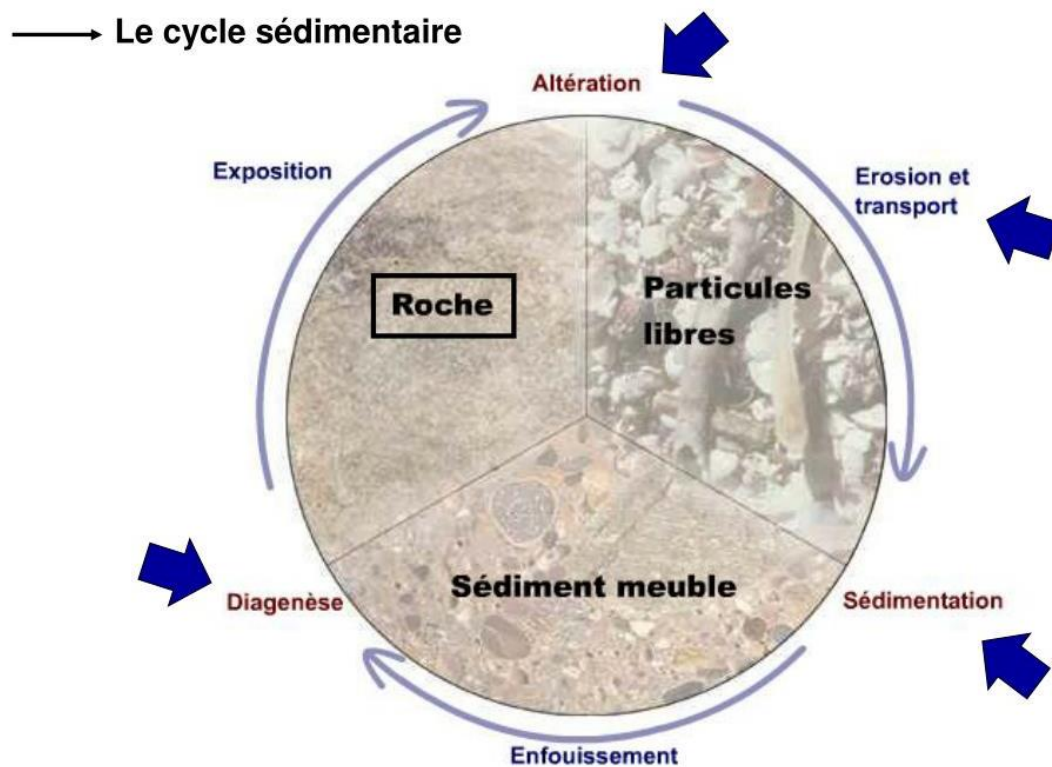


Figure I. 1 : Représentation schématique du cycle sédimentaire. Source : www.unil.ch

La formation des sédiments implique des processus à la surface terrestre tels que l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments, qui façonnent les paysages sur Terre influencés par la gravité, l'eau, le vent, la glace, la tectonique et le volcanisme (Birdge et Demicco, 2008). À travers le temps, il garde en soi certaines caractéristiques physiques, minéralogiques et chimiques de sa roche d'origine, une véritable « empreinte digitale », depuis la source d'érosion, en passant par le transport et jusqu'au dépôt.

L'érosion est une production sédimentaire par la dégradation physique et chimique du relief, contrôlée par le climat, la lithologie, la tectonique, le volcanisme, le relief, la couverture végétale et les activités humaines, entraînant le transport de sédiments depuis la zone source vers la zone de dépôt, appelée aussi « puits ». Le transport est le déplacement des particules par la gravité et/ou les mouvements des fluides tels que l'air, l'eau ou la glace. Le sédiment peut ainsi être transporté depuis l'environnement source jusqu'à un environnement de dépôt temporaire avant de subir des processus de remobilisation et de réorganisation structurale. Le dépôt terminal des sédiments referme le cycle, « de la source au puits » et constitue une forme sédimentaire du relief (Fig. 1.2). La sédimentation est alors une équation principale de la formation du relief et un processus essentiel de l'évolution de la surface terrestre (Birdge et Demicco, 2008).

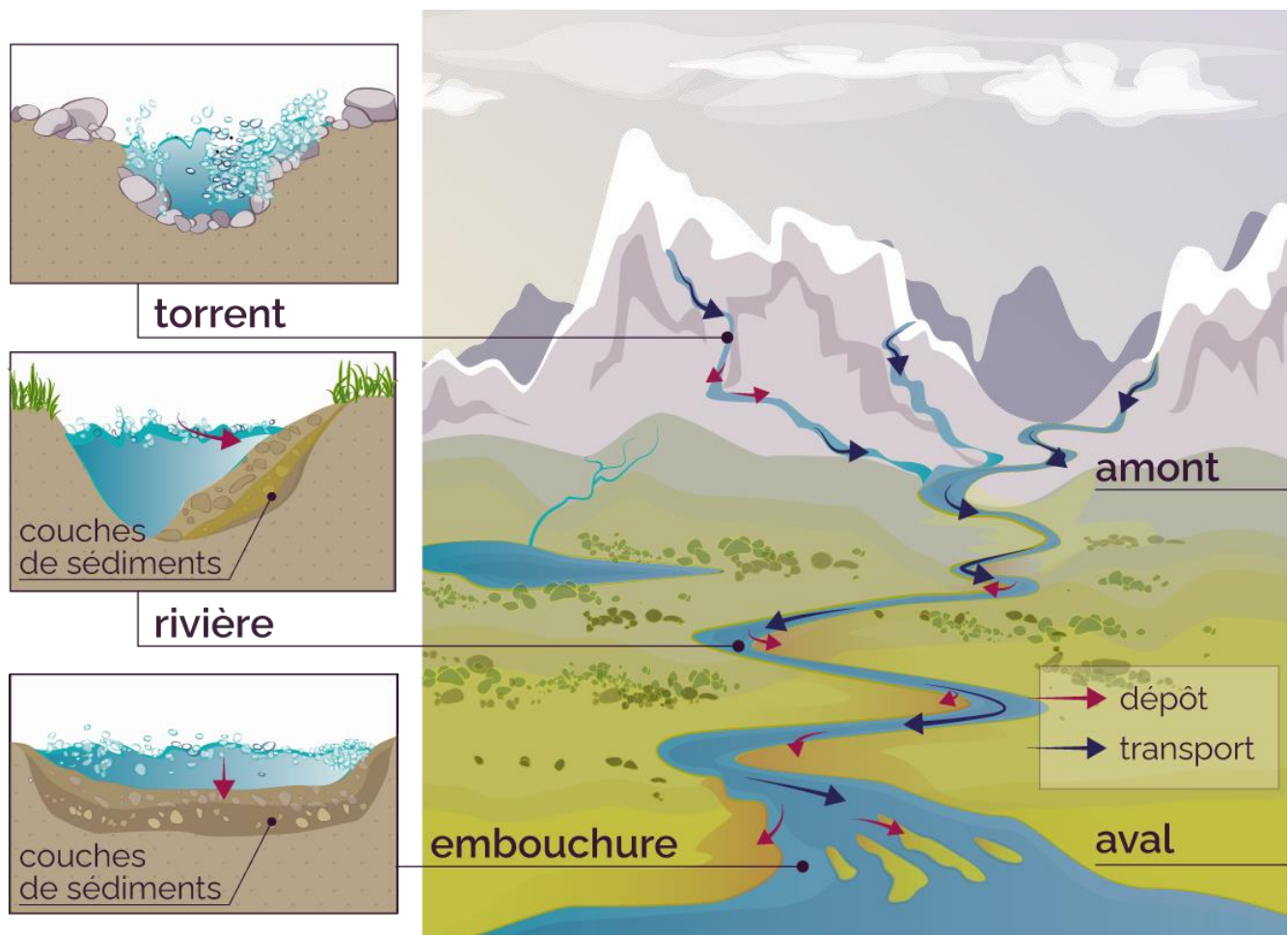


Figure 1.2: Illustration schématique représentant les différentes zones de transport et de dépôt sédimentaire.
Source : www.maxicours.com

I.1.2 Formation et évolution des systèmes sédimentaires fluviaux et côtiers

Les formes du relief terrestre et les processus à leur origine relèvent de la géomorphologie qui vise à comprendre une équation complexe d'équilibre dynamique entre les forces tectoniques à l'origine de la surrection du relief ; l'érosion de ce dernier produisant la matière sédimentaire et les agents de transports qui la redistribuent vers les zones de dépôt. Parmi les différents agents de transports, l'eau est à la fois le principal moteur de l'érosion et du transport. Les fleuves ont alors un rôle essentiel dans la formation et l'évolution des paysages en produisant une multitude de formes de relief (Fig. I.3). Depuis leur source, jusqu'à leur embouchure, ils constituent des systèmes complexes, moteurs essentiels des processus d'érosion, du transport et du dépôt des sédiments à travers les paysages terrestres (Summerfield, 2014). À la marge des systèmes fluviaux, au niveau des embouchures, les systèmes fluviaux-côtiers forment l'interface entre la terre et la mer. Ils incluent la zone en eau de faible profondeur où la houle et les marées dissipent d'importantes quantités d'énergie susceptibles de transporter les sédiments. Ils incluent également une frange terrestre notamment les plages, les dunes, les cordons, les lagunes, les estuaires et les deltas contrôlés directement ou indirectement par les vagues, les marées et les fleuves. Bien que la zone littorale se réfère essentiellement au domaine de l'action des vagues, les systèmes côtiers peuvent s'étendre à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres (Summerfield, 2014).

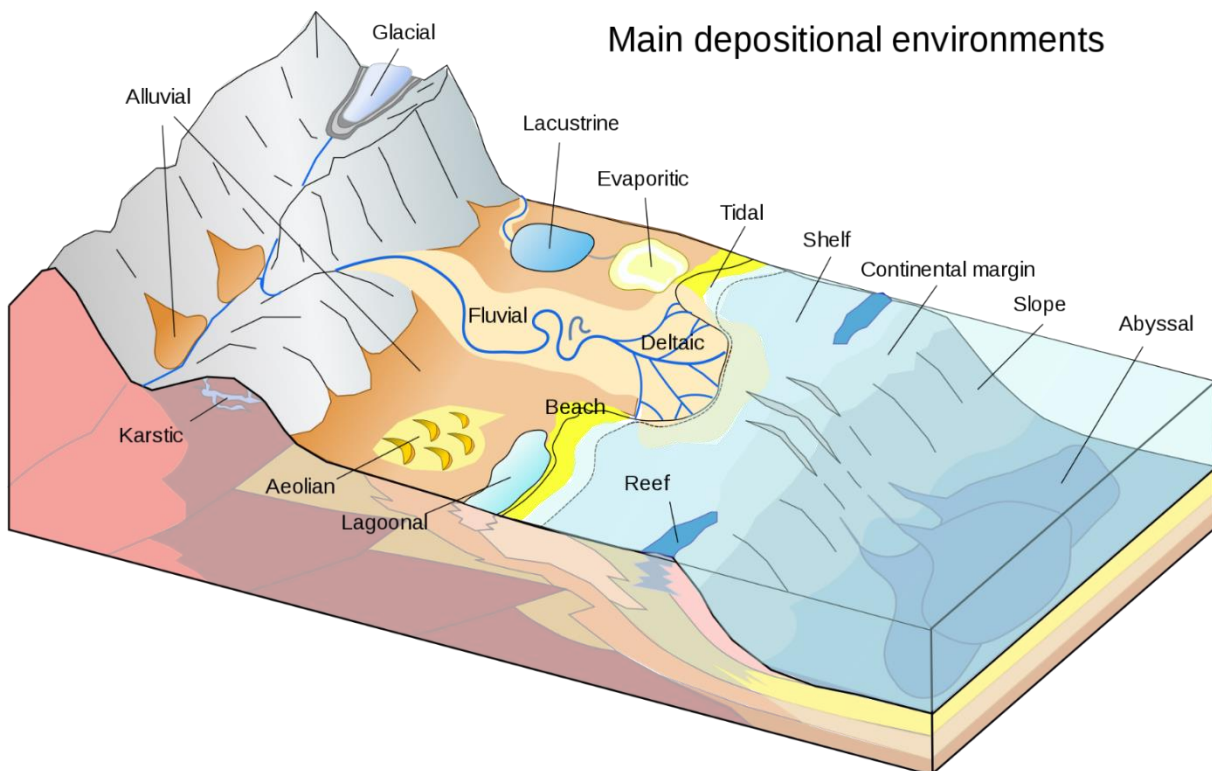


Figure I.3 : Illustration schématique simplifiée des principaux environnements de dépôt sédimentaire.

Source : Mikenorton, <https://commons.wikimedia.org/>

À l'échelle globale, les cours d'eau et les courants marins sont les agents majeurs de transport des sédiments continentaux vers les océans et de leur redistribution le long des côtes (Milliman et Meade, 1983). Les sédiments issus de l'ablation des roches sur les versants sont transportés dans les rivières et se déposent dans les plaines et les zones côtières. L'évolution côtière est alors le résultat de la confrontation entre l'apport terrigène qui engraisse les côtes en les faisant prograder et l'érosion des vagues et courants marins qui érodent et redistribuent les sédiments. Les sédiments sont une composante principale des systèmes fluviaux et côtiers. Ils sont de véritables archives environnementales et des indicateurs de la nature et de la succession des dépôts, des milieux associés ainsi que de la compréhension des processus et dynamiques sédimentaires. L'étude des sédiments, consolidés ou meubles, relève de la sédimentologie et leur accumulation superposée de la stratigraphie (Birdge et Demicco, 2008). Ainsi, la géomorphologie, la sédimentologie et la stratigraphie se retrouvent étroitement liées pour comprendre l'équation complexe de l'évolution spatio-temporelle des milieux sédimentaires fluviaux et côtiers.

I.2. Les systèmes deltaïques : environnements fluvio-côtiers à l'interface terre-mer

Un système géomorphologique est un ensemble d'éléments qui interagissent et évoluent en interaction. Du point de vue de la caractérisation géomorphologique, les formes du relief fluviales ou côtières font partie des systèmes différents (Huggett, 2007) du fait de la nécessité de catégoriser les formes du paysage terrestre et les processus à leur origine (Birdge et Demicco, 2008). Cependant, à l'interface terre-mer, les évolutions de ces deux systèmes se retrouvent en étroite interaction pour former et façonner au fil du temps les environnements fluvio-côtiers, notamment les estuaires et les deltas. Par conséquent, la compréhension globale de la dynamique sédimentaire des systèmes deltaïques ne peut se faire qu'à travers la compréhension de l'interaction entre les processus fluviaux et côtiers.

I.2.1 Le delta : définition générale et facteurs de contrôle

Un delta est une accumulation de sédiments inorganiques ou organiques, solides ou dissouts, à l'embouchure des cours d'eau au sein des lacs, des lagunes, des mers ou des océans (Bird, 2011). Les matériaux sédimentaires qui les composent varient selon leur taille, composition et origine (Syvitski et al., 2022 ; Nichols, 2009) et leur accumulation implique des processus d'érosion, de transport et de dépôt (Birdge et Demicco, 2008). Lorsque l'apport en sédiment est supérieur à l'érosion, le delta se développe et prograde en direction de la mer. En revanche, lorsque l'apport en sédiment ne peut pas compenser la dispersion, la côte s'érode et le delta rétrograde.

Les environnements fluvio-côtiers sont des milieux de basse altitude, formés par des processus marins et terrestres (Liquete et al., 2013). Parmi ces milieux, les deltas sont des édifices d'accumulation de sédiments inorganiques ou organiques, solides ou dissouts, aux embouchures des cours d'eau au sein des lacs, des lagunes, des mers ou des océans (Bird, 2011).

Les accumulations sédimentaires forment une protubérance au sein de l'étendue d'eau ayant une architecture spatiale deltaïde, plus ou moins marquée, qui se développe à la fois en domaine immergé et émergé, et par définition prograde en domaine marin. De manière simplifiée et schématisée, les deltas sont composés de : (i) une plaine deltaïque subaérienne qui aggrade par l'alluvionnement de débordement, (ii) le front du delta à la transition terre-mer qui prograde par la redistribution des sédiments terrigènes et marins le long de la côte par la houle et les courants marins, et (iii) le talus prodeltaïque subaquatique qui aggrade par le dépôt des sédiments fins (Fig. 1.4). Les dynamiques deltaïques sont alors contrôlées par le subtil équilibre entre l'apport de sédiments allochtones, alluvions provenant majoritairement de l'amont du bassin versant, ou autochtones d'origine biogénique, et les processus d'érosion et de dispersion en mer par la houle, les vagues et les courants marins (Bird, 2011 ; Anthony, 2015).

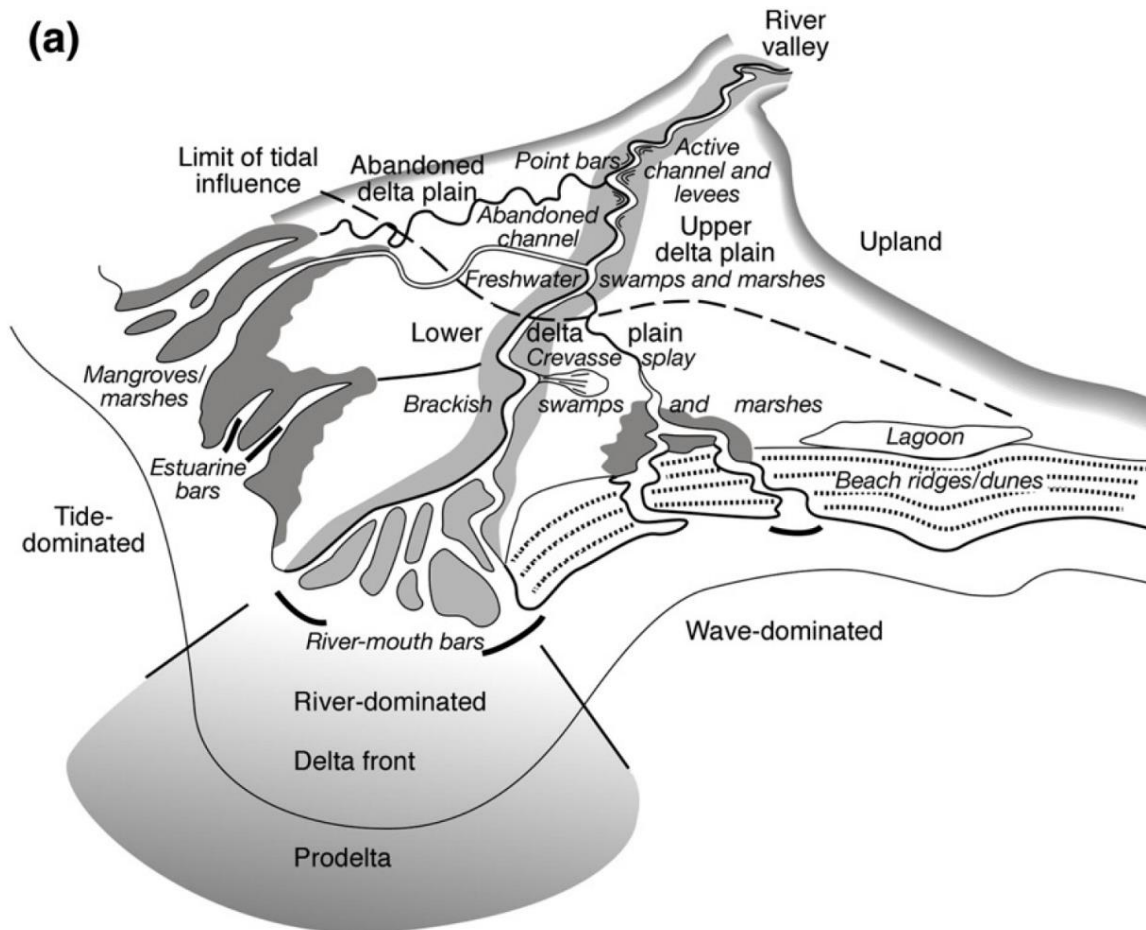


Figure 1.4: Illustration schématisée des formes géomorphologiques en contexte deltaïque des trois principaux domaines morpho-structurant, fluvial, tidal et houle. Source : Anthony, 2015.

Lorsque l'apport en sédiments est supérieur à l'érosion, le delta se développe et prograde en direction de la mer. En revanche, lorsque l'apport en sédiments ne peut pas compenser la dispersion, le delta s'érode et la côte rétrograde. Les deltas sont alors des systèmes en équilibre dynamique, étroitement contrôlés par la taille, la morphologie et la géologie de leurs bassins versants (Korus and Fielding, 2015), ainsi que par l'action combinée de l'apport en sédiments (Vakarelov and Ainsworth, 2013), du régime hydrologique des fleuves qui l'alimentent (Yang et al., 2006a ; 2002; Roberts, 1997), des conditions de la houle (Anthony, 2005; Nienhuis et al., 2015), du régime tidal (Goodbred and Saito, 2012), des variations du niveau marin (Stanley and Warne, 1994) et de la tectonique (Mathers and Zalasiewicz, 1999, Higgins, 2016). Outre les forçages naturels, les deltas fluviaux sont confrontés à une pression anthropique accrue résultant de la densification de la population et de l'urbanisation intensive (McGranahan et al., 2007) induisant d'importantes pertes de terre sur les rivages meubles en raison de la diminution des sédiments retenus dans les barrages (Syvitski et al., 2005) et de la subsidence accélérée par la compaction naturelle, le captage des eaux souterraines et l'extraction d'hydrocarbures (Nicholls and Cazenave, 2010). En conséquence, les environnements deltaïques sont soumis à des phénomènes systémiques complexes et interdépendants d'ajustements des conditions naturelles qui se manifestent à des échelles de temps annuelles, séculaires et millénaires. L'interrelation entre l'ensemble des facteurs de contrôle et des processus associés conditionne les morphologies deltaïques et leurs trajectoires d'évolution (Anthony et al., 2024 ; Syvitski et al., 2022).

I.2.1 Processus, contrôles et morphologies deltaïques

Les deltas sont présents sur l'ensemble des zones géographies terrestres lorsque les facteurs de contrôle qui conditionnent leur formation sont présents (Fig. I.5 ; Caldwell et al., 2019). Les influences respectives des paramètres de contrôle, mentionnés précédemment, contiennent la physiographie des deltas, notamment la surface, la forme et la composition. Les deltas sur Terre couvrent un large panel de tailles allant de surfaces réduites de quelques dizaines de mètres carrés pour des petits cônes de déjection deltoïdes à l'embouchure des torrents au sein de lacs, jusqu'à plusieurs dizaines de milliers de km² pour les grands deltas tels que le Gange-Brahmapoutre (Allison et al., 2003). Les deltas ont des formes hétérogènes, notamment digitée (Mississippi), lobée (Rhône), arquée (Niger), sagittée (Ebre) et triangulaire (Sao Francisco, Groparu, 2020).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

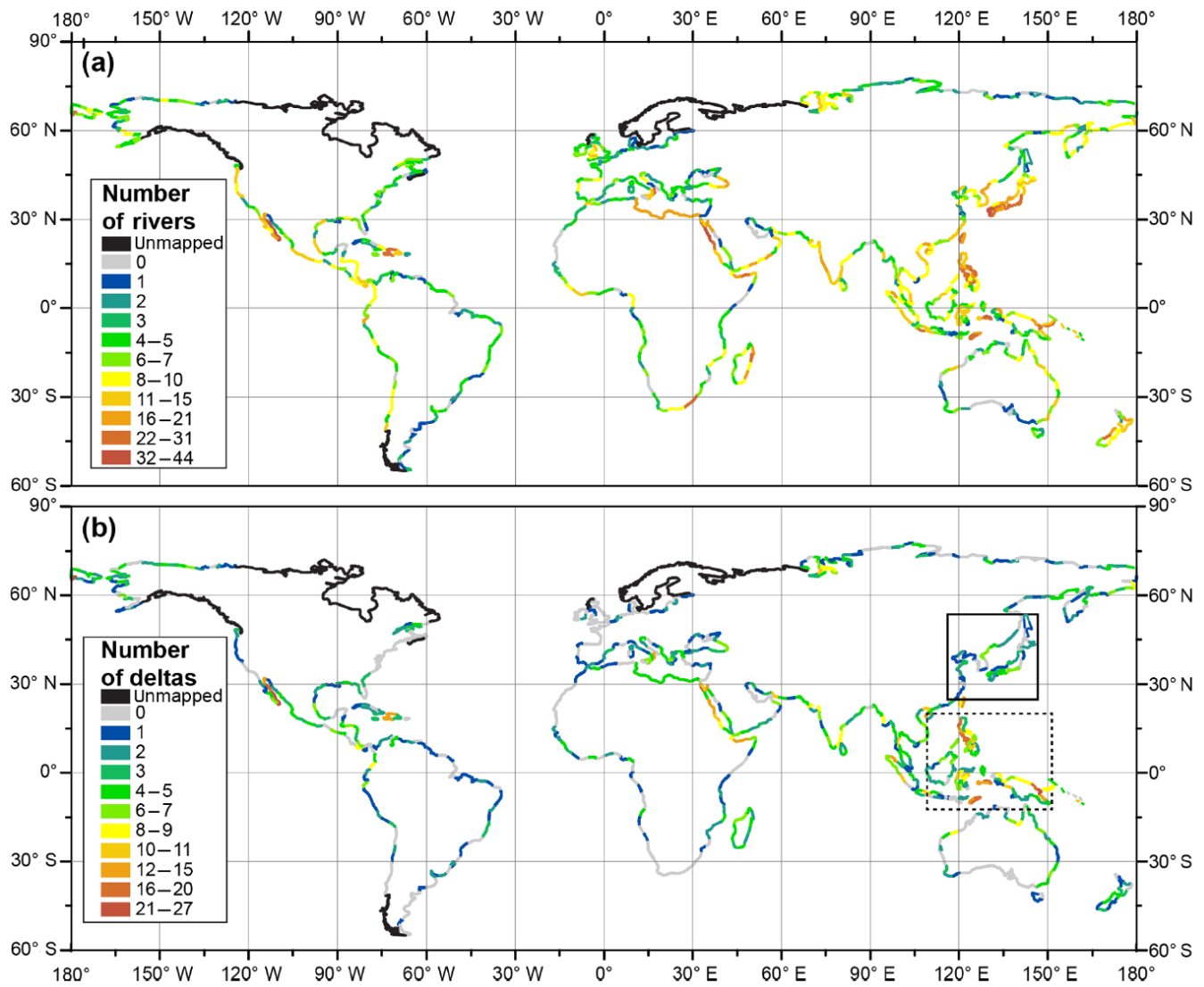


Figure I.5: Distribution du nombre de fleuves (a) et deltas (b) le long des côtes continentales. Source : Caldwell et al., 2019

Les sédiments qui composent les deltas sont généralement d'origine terrigène et proviennent de l'amont du bassin versant. Cependant, les sédiments peuvent aussi, dans des proportions variées, avoir une provenance marine et provenir des falaises en érosion ou des fonds proches, apportés par la dérive littorale (Wang et al., 2020). La texture des sédiments deltaïques est généralement fine (argiles, limons et sables), à l'exception des deltas de cône colluvial, de lave ou pyroclastique à granulométrie grossière (Nemec, 1990).

Les deltas à **forme digitée** (Fig. I.6) résultent d'un apport sédimentaire fluvial sensiblement supérieur à la capacité de dispersion de la houle et des courants marins. Par conséquent, les chenaux distributaires progradent en mer, consolidés par des levées alluviales qui résistent dans un contexte marin hydrodynamique relativement calme.

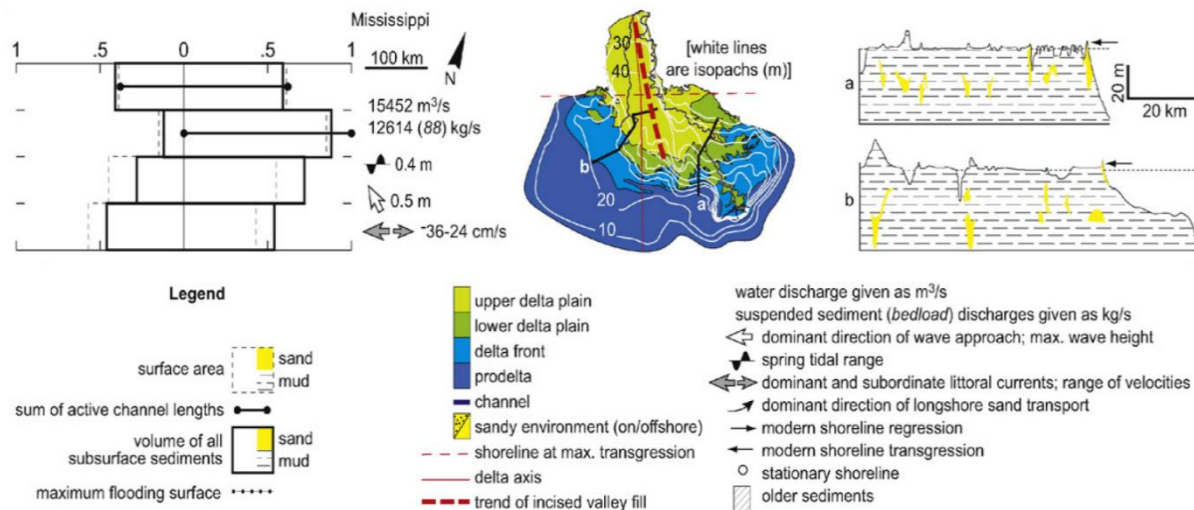


Figure I.6 : Cartographie morphologique du delta de Mississippi, exemple d'une forme digitée. Source : Korus and Fielding, 2015

En revanche, lorsque la force des courants marins et de la houle augmentent, les sédiments fluviaux sont davantage dispersés le long de la côte en arrondissant les saillants pour donner des formes **deltaïques sagittées, lobées ou arquées** (Fig. I.7).

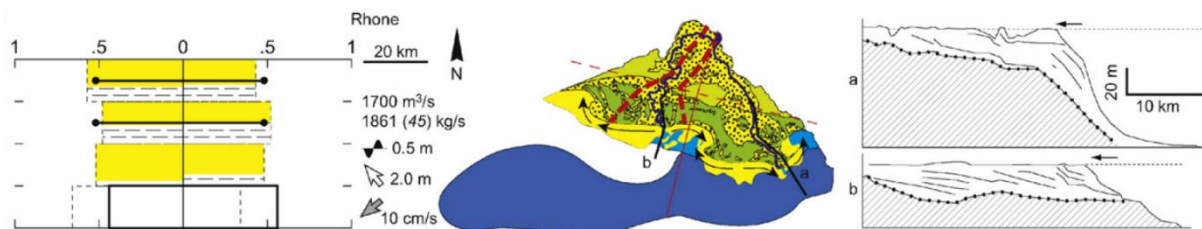


Figure I.7 : Cartographie morphologique du delta du Rhône, exemple d'une forme lobée. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015

Lorsque les courants marins et la houle sont sensiblement supérieurs aux apports fluviaux, les protubérances deltaïques sont moins marquées et ont une **forme triangulaire plus ou moins aplatie** (Fig. I.8 ; Paskoff, 2010).

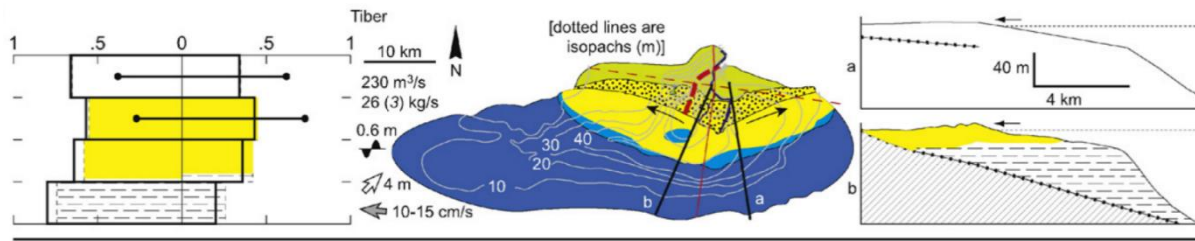


Figure I.8: Cartographie morphologique du delta du Tibre, exemple d'une forme triangulaire. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015

Dans des contextes de marées à forte énergie et grandes amplitudes, les sédiments sont davantage redistribués le long des courants principaux en **forme de barres tidales** (Fig. I.9), qui représentent pour les grands deltas de véritables îles alluviales (Groparu, 2020).

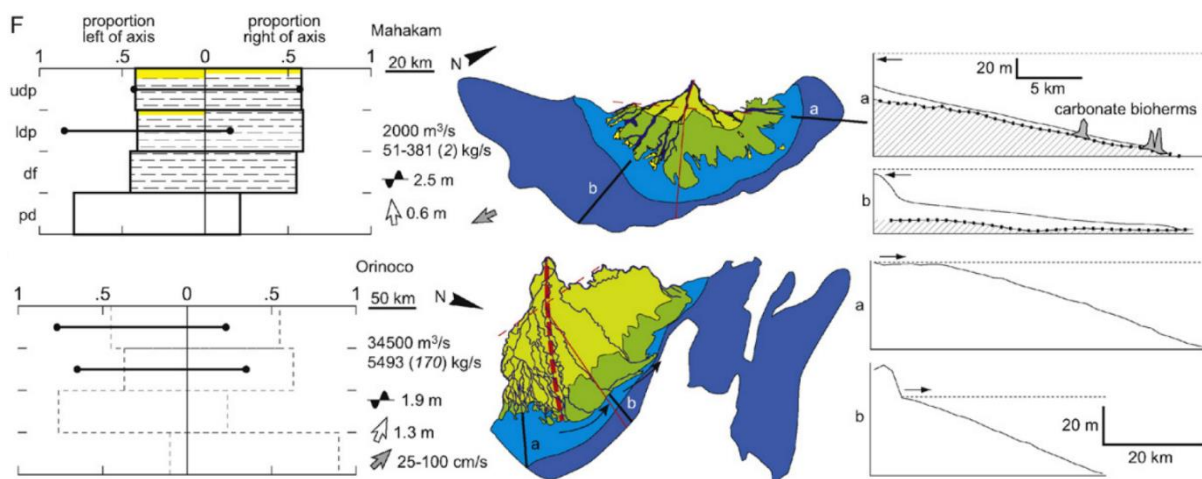


Figure I.9: Cartographie morphologique du delta de Mahakam et Orinoco, exemples des formes à barres tidales. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015

À partir de l'interaction de trois principaux facteurs hydrodynamiques dominants ; (i) la vitesse d'écoulement et l'apport de sédiments fluviaux, (ii) la force et la direction de la houle, ainsi que (iii) la vitesse des courants et l'amplitude de la marée, Galloway (1975), propose une classification des morphologies deltaïques sur la base d'un diagramme ternaire (Fig. I.10). Cette classification permet d'appréhender un delta comme un système dominé par un facteur de contrôle principal, mais aussi influencé par d'autres facteurs secondaires. Ainsi, la classification propose trois types de deltas : à dominance fluviale, de houle ou de marée. Chaque delta dominé par l'un de ces forçages spécifiques est cependant plus ou moins influencé par les deux autres forçages. Cette approche de typologie deltaïque basée sur les trois pôles du diagramme ternaire est élargie par la dimension supplémentaire de la taille granulométrique dominante des sédiments (Orton and Reading, 1993).

La classification est encore précisée par Ainsworth et al. (2011) qui ajoutent la notion de degrés d'influence : dominance principale, influence secondaire et tertiaire (Fig. I.10).

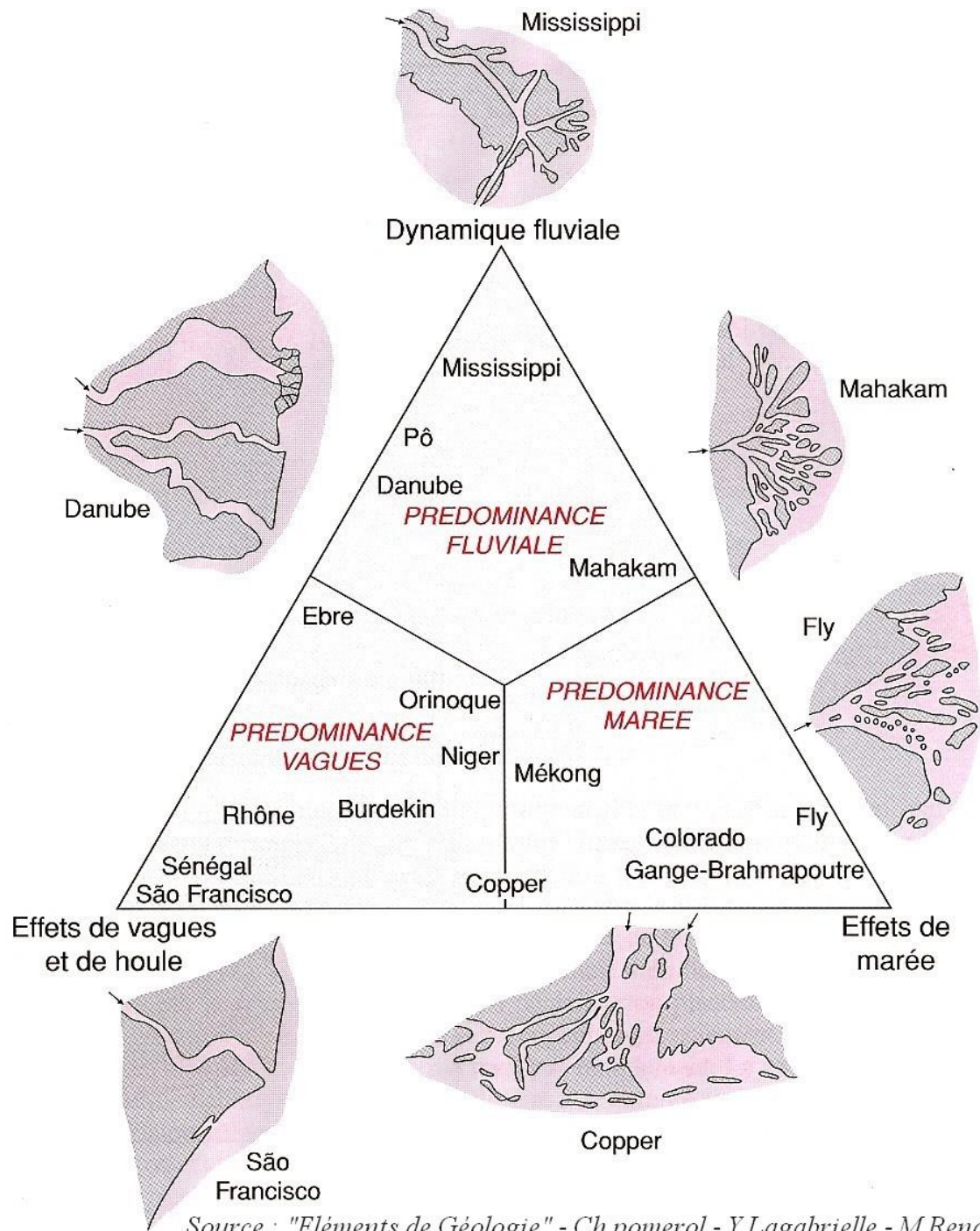


Figure I.10 : Diagramme ternaire de Galloway (1975) représentant des morphologies deltaïques en fonction des processus dominants. Source : eduterre.ens-lyon.fr

I.2.2 Archives sédimentaires deltaïques : indicateurs de changements environnementaux

À l'échelle du temps géologique, les environnements deltaïques actuels sont des formes récentes du relief. Ils débutent leur formation durant l'Holocène, il y a environ 8000 – 6000 ans, lors de la décélération de l'élévation du niveau marin postglaciaire qui a pour effet la diminution de l'action marine sur la dispersion des sédiments terrigènes. En conséquence, les apports de alluvions dominent la dispersion par la houle, permettant ainsi le dépôt de sédiments le long des rivages et la formation des deltas (Stanley and Warne, 1994). Depuis l'initiation des deltas holocènes, les trajectoires morpho-sédimentaires sont en constante évolution, perceptible à des échelles spatiales locales, (extra) régionales, et temporelles annuelles, séculaires et millénaires. Cette évolution morpho-sédimentaire et environnementale se manifeste par des ajustements induits par des paramètres de contrôles globaux, régionaux et locaux tels que les changements du climat, l'eustasie, la dynamique tectonique, les régimes hydrodynamiques des fleuves et des océans, la dynamique sédimentaire et les activités humaines. Les accumulations de dépôts sédimentaires (Fig. I.11), véritables archives naturelles, enregistrent les ajustements morphologiques et permettent ainsi la reconstitution de l'évolution des deltas, des conditions climatiques et environnementales associées (Nanson et al., 2013).

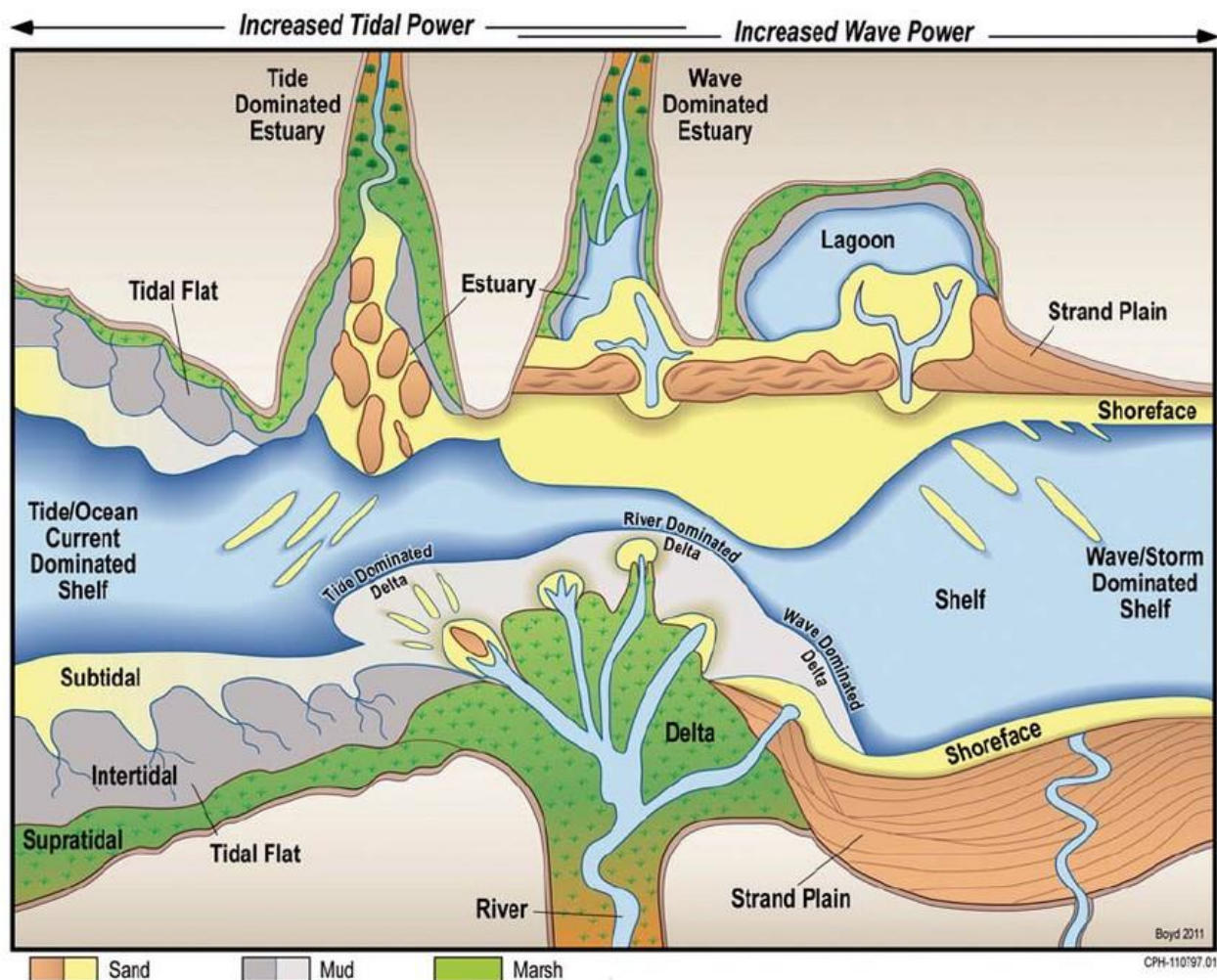


Figure I.11: Formes du relief au sein des différents contextes cotiers. Source : Pemberton et al., 2012

La compréhension des archives sédimentaires repose sur des modèles stratigraphiques en une dimension verticale (Z), qui sont associés à : (i) une position en deux dimensions (X, Y) au sein d'un delta (**plaine deltaïque subaérienne, front du delta, talus prodeltaïque subaquatique**, Anthony, 2015), et (ii) à la morphostructure deltaïque (dominance fluviale, houle ou marée, Galloway, 1975). Ainsi le croisement permet un décryptage morpho-sédimentaire et stratigraphique en 3 dimensions (X, Y, Z).

L'architecture et la texture sédimentaire des successions de dépôts au niveau du front du delta reflètent les processus qui dominent et influencent la dynamique et la morphologie du delta. Ainsi, de manière théorique et schématique :

- La dominance fluviale va générer des courants unidirectionnels induisant des dépôts fins argilo-limoneux intercalés avec des sables de crue granuloclassés en contexte prodeltaïque, suivis de sables moyens et grossiers de dunes et rides unidirectionnelles en contexte de front deltaïque, surmontés d'argiles et de limons en contexte de plaine de débordement (Fig. I.12; Huggett, 2007).
- La dominance de la houle va générer des courants oscillatoires induisant des dépôts fins argilo-limoneux intercalés avec des sables laminés de tempête et des rides de vagues symétriques en contexte du prodelta, suivis de sables fins à grossiers laminés d'avant plage en contexte de front deltaïque, surmontés d'argiles et de limons en contexte de plaine de deltaïque (Fig. I.12; Huggett, 2007).
- La dominance de la marée va générer des courants bidirectionnels induisant des dépôts fins argilo-limoneux intercalés avec des sables fins, rides bidirectionnelles, drapages argileux et bancs lenticulaires en contexte prodeltaïque, suivis de sables fins à moyens en structures bidirectionnelles, rides et drapages argileux de barre tidale en contexte de front deltaïque, surmontés d'argiles et de limons en contexte de plaine de deltaïque (Fig. I.12; Huggett, 2007).

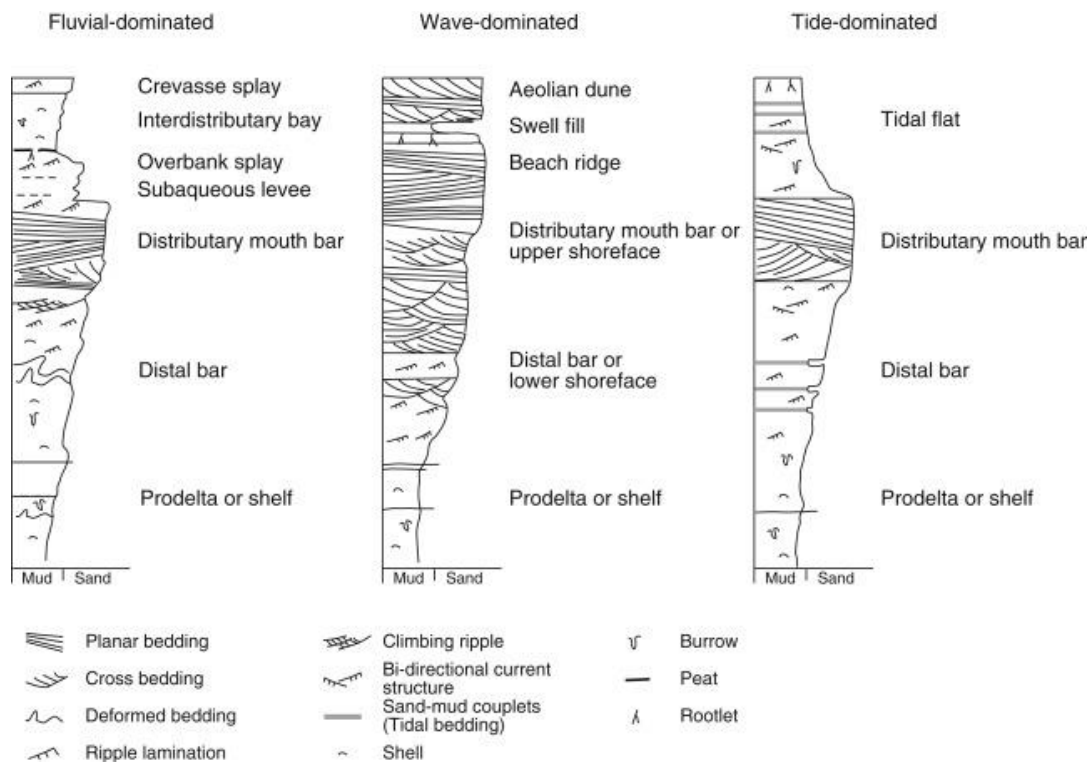


Figure I.12: Illustration schématique des faciès sédimentaires deltaïques à dominance : fluviale, houle, marée.

Source : Kazuaki Hori, 2022. Modifié d'après Coleman et Wright, 1975 ; Galloway et Hobday, 2012 ; Goodbred et Saito, 2011.

I.2.3 Reconstitutions environnementales en contexte deltaïque

Aujourd'hui, les terrains deltaïques couvrent moins de 1% de la surface terrestre, mais abritent environ 6% de la population mondiale (Haq et Milliman, 2023 ; Safra de Campos et al., 2020 ; Ericson et al., 2006). Comme évoqué précédemment dans l'introduction, les zones deltaïques possèdent les littoraux qui évoluent le plus rapidement sur Terre avec d'importantes pertes de terre sur les rivages meubles (Nienhuis et van del Wal., 2021). Bien que les deltas aient un grand potentiel pour l'homme, la société et l'environnement, les changements environnementaux peuvent avoir de nombreux impacts d'ordres alimentaire, sanitaire et migratoire, provoquant ainsi des changements de modes de vie, d'instabilité politique et de conflits. La gestion de ces territoires nécessite la compréhension des variables environnementales auxquelles les deltas sont le plus sensibles. À cet égard, la reconstitution de dynamiques passées et de l'évolution des deltas aux échelles pluriséculaires ou plurimillénaires jusqu'à aujourd'hui constituent des informations importantes de l'effet des différents processus et forçages sur les changements environnementaux et leur actuelle accélération.

L'évolution et les trajectoires environnementales deltaïques les mieux étudiées sont généralement les deltas majeurs parce que leur reconstitution paléoenvironnementale a une portée à conséquence globale. Parmi ces deltas, il est possible de mentionner, de manière non-exhaustive (Tableau I.1) : Mississippi (Robert, 1997), Rhin (Hijma and Cohen, 2011), Danube (Vespremeanu-Stroe et al., 2017), Nil (Stanley and Warne, 1993), Tigre-Euphrate (Aqrabi, 2001), Godavari (Rao et al., 2015), Ganges-Brahmaputra (Allison et al., 2003), Mekong (Xue et al., 2010) ou Mahakam (Storms et al., 2005). Les deltas de la Méditerranée ont également attiré des nombreuses études, en particulier en s'intéressant à l'interaction entre les processus naturels et les occupations humaines depuis l'Antiquité (Anthony et al., 2014, Bruckner et al., 2005). Parmi ces deltas, il est possible de mentionner également : Ebro (Cearreta et al., 2016), Medjerda (Pleuger et al., 2019), Rhône (Fanget et al., 2016), Ombrone (Breda et al., 2016), Tibre (Milli et al., 2013) et Po (Amorosi and Milli, 2001).

Tableau I.1 : Liste non-exhaustive des reconstitutions paléoenvironnementales en contexte deltaïque

Delta	Références bibliographiques
Amazone	Sommerfield et al., 1995 ; Nittrouer et al., 1986
Orénoque	Warne et al., 2002
Mississippi	Robert, 1997
Niger	Adojoh et al., 2023
Rhin	Hijma and Cohen, 2011; Gouw and Erkens, 2007; Berebdsen and Stouthamer, 2000
Danube	Vespremeanu-Stroe et al., 2017
Nil	Pennington et al., 2017; Stanley and Warne, 1993
Volga	Richards et al., 2014 ; Overeem et al., 2003
Tigre-Euphrate	Aqrabi, 2001
Godavari	Rao et al., 2015
Léna	Bolshiyarov et al., 2015
Ganges-Brahmaputra	Allison et al., 2003

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

Irawady	Giosan et al., 2018
Mekong	Xue et al., 2010 ; Tamura et al., 2009 ; Ta et al., 2002
Fleuve Jaune	Wang et al., 2016 ; Liu et al., 2009 ; Saito et al., 2000
Yangtze	Song et al., 2013 ; Liu et al., 2010 ; Hori et al., 2002 ; 2001
Mahakam	Storms et al., 2005
Mitchell	Nanson et al., 2013
Burdekin	
Ebro	Cearreta et al., 2016 ; Samoza et al., 1998 ; Canicio and Ibanez, 1999
Medjerda	Pleuger et al., 2019
Rhône	Fanget et al., 2016 ; Vella et al., 2005
Ombrone	Breda et al., 2016 ; Tarragoni et al., 2015 ; Di Bella et al., 2014 ; Biserni and van Geel, 2005 ; Bellotti et al., 2004
Tibre	Milli et al., 2013 ; Bellotti et al., 2007 ; 1995
Po	Amorosi and Milli, 2001
Seyhan	Ozpolat et al., 2021

I.3. Outils et méthodes abiotiques pour reconstituer la trajectoire morpho-sédimentaire et l'évolution spatio-temporelle des milieux deltaïques

Les systèmes deltaïques sont structurés par une grande diversité d'entités géomorphologiques fluviales (chenal, levée, barre de méandre etc.) et côtières (cordon, dune, lagune etc.), qui sont composées de sédiments variés et s'expriment en surface par des formes du relief spécifiques et en sub-surface par des structures stratigraphiques caractéristiques (Fig. I.13). La compréhension de la typologie morpho-sédimentaire des deltas actuels nécessite alors l'intégration des approches pluridisciplinaires mobilisant des techniques d'observation spatiale (images satellites, photos aériennes, modèles numériques de terrain) pour identifier, cartographier et caractériser les formes du relief, et des mesures instrumentales en surface pour préciser les processus sédimentaires à l'œuvre (Pavlopoulos et al., 2009). La reconstitution de l'évolution deltaïque dans le temps nécessite des approches diachroniques qui, sur les deux derniers siècles, reposent sur des cartes et/ou des photos aériennes (Aiello et al., 2013 ; Bisson et Bini, 2012 ; Tarragoni et al., 2011), ainsi que des images satellitaires (Kumar et al., 2010 ; Kankara et al., 2015 ; Allison, 1998). Avant les périodes subactuelles, les études reposent sur le décryptage des archives sédimentaires en sub-surface (Giacomelli et al., 2018). Dans le contexte actuel d'accélération des changements environnementaux et de la nécessité d'adaptation immédiate et/ou future des sociétés face à ces changements, en particulier le long des littoraux, il est essentiel d'inscrire les études des deltas actuels dans une trajectoire à long terme. Cette approche rétrospective et la comparaison des milieux actuels avec leurs analogues fossiles est la manière la plus pertinente pour reconstruire la géographie du passé et établir les rythmes de l'évolution des milieux deltaïques (Birdge et Demicco, 2008). Ces trajectoires spatio-temporelles sont des clés pour comprendre les dynamiques actuelles et projeter l'évolution des deltas à l'avenir.

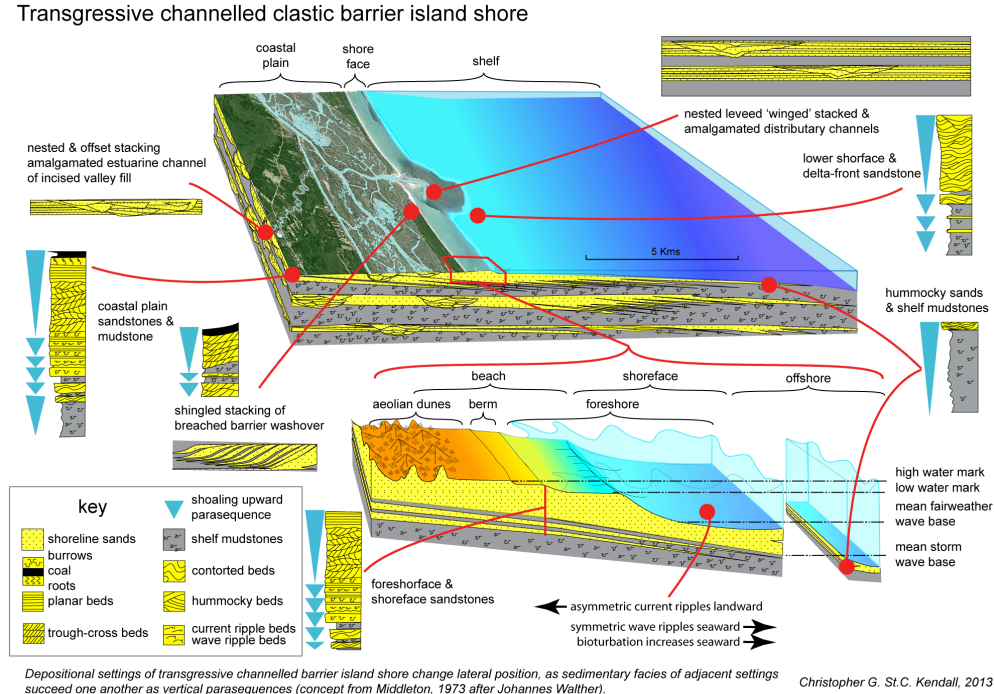


Figure I.13 : Illustration schématique présentant des formes sédimentaires en surface et leur continuité stratigraphie en sub-surface. Source : SEPM Society of Sedimentary Geology, <http://www.sepmstrata.org>

I.3.1 Caractérisation et suivi diachronique des formes du terrain par géomatique

L'investigation des formes géomorphologiques des environnements deltaïques est souvent réalisée par des techniques d'analyses spatiales telles que le Système d'Information Géographique (SIG) et la télédétection. L'intégration des cartes anciennes, des photos aériennes et des images satellites dans un SIG et leur traitement par des techniques de télédétections (NDVI etc.) permettent d'identifier et d'observer les environnements culturels et naturels ainsi que de reconstruire des changements environnementaux au fil du temps (Giacomelli et al., 2018). Le développement des techniques de télédétection par laser tels que le LIDAR (*laser imaging detection and ranging*) permet des mesures à distance sur la base de l'analyse du temps parcouru par le laser entre l'émetteur d'une impulsion et la détection de l'impulsion réfléchie. Par conséquent, le LIDAR est devenu un instrument essentiel pour des applications topographiques en géomorphologie et archéologie afin de fournir des données de surface de haute résolution (Levoy et al., 2019). Ainsi, l'intégration du SIG et de la télédétection en font un outil performant de prospection, de cartographie et d'analyse spatiale en zones difficilement accessibles. Ils permettent également de définir des stratégies de collecte de données en surface, notamment par carottages sédimentaires. En outre ce sont des outils permettant de générer des données spatiales pouvant alimenter des modèles géostatistiques et des modélisations prédictives pour l'évolution des milieux (Minderhoud et al., 2019).

I.3.2 Extraction des archives sédimentaires par carottages

Les archives sédimentaires sont une source majeure d'information pour les études (paléo-) environnementales. Elles permettent de reconstruire les variations du climat passé (Miller et al., 2020), les fluctuations du niveau marin (Kelsey et al., 2015), les évolutions des milieux fluviaux et côtiers (Pennington et al., 2017), les éruptions volcaniques (Faral et al., 2022) ainsi que les environnements archéologiques (Delile et al., 2018 ; Salomon et al., 2017). Afin d'extraire cette information du sous-sol en contexte terrestre, des prélèvements de sédiments dans des tranchées et des coupes ou à partir de carottages doivent être réalisés. Il existe plusieurs techniques de carottages et leur choix est souvent conditionné par les objectifs de l'étude, les moyens financiers et le type d'environnement.

- La tarière manuelle permet de sonder, par des avancées de 20 cm, dans des environnements difficiles d'accès avec une organisation logistique légère. En revanche, ces carottages se limitent à une dizaine de mètres de profondeur et progressent très lentement dans des sédiments sableux non-cohésifs.
- Le carottier motorisé à percussion permet des carottages rapides par avancées de 1-1,5m avec une logistique moyennement lourde. Il se limite néanmoins à des sédiments cohésifs d'argiles, limons ou sables. Les carottages dans des graviers et des galets sont difficilement réalisables.
- Les carottiers mécaniques rotationnels lourds, montés sur des camions ou des véhicules à chenilles permettent des sondages d'un large diamètre (~10 cm) par avancée de 1-3m sur des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres. Ils permettent des carottages dans une très large palette sédimentaire allant des argiles aux galets. En outre, équipés des têtes diamantées, ils permettent de traverser des strates rocheuses et leur système de chemisage des parois évite l'effondrement des sédiments dans le trou de carottage.

I.3.3 Datations absolues et relatives des dépôts sédimentaires

La datation consiste à déterminer la période temporelle pendant laquelle un évènement se produit. Plus concrètement, dans le domaine de la géomorphologie il s'agit de déterminer la chronologie des processus à l'œuvre. La datation absolue fournit un résultat chiffré et exprimé en années ou mois, alors que la datation relative consiste à donner un ordre chronologique des évènements. Pour les études géomorphologiques et sédimentologiques des milieux fluviaux et côtiers, la datation relative est essentiellement basée sur les principes généraux en stratigraphie : (i) une même unité stratigraphique aurait la même période de dépôt sur toute son extension spatiale (la continuité), (ii) une unité stratigraphique qui superpose une autre s'est déposée postérieurement et a un âge de dépôt plus récent (superposition) et (iii) une unité stratigraphique qui est entrecoupée par une autre s'est déposée antérieurement et a un âge plus ancien (recoupement ; Boggs, 2006). Outre les applications en stratigraphie, la configuration des environnements sur une carte historique, carte postale, photo aérienne ou image satellite, permet de situer un état de l'environnement avant ou après la date de la production de la donnée. La datation absolue est basée entre autres sur la radiochronologie, la dendrochronologie ou encore la thermoluminescence. Parmi les méthodes de datation, la mesure de l'activité radiologique du carbone 14 (datation par radiocarbone) permet de dater le moment où la matière vivante cesse d'échanger du carbone avec son environnement. Cette méthode de datation absolue est de loin la plus utilisée dans le domaine des études sédimentaires des milieux fluvio-côtiers (Stanley et Hait, 2000). Néanmoins, sa fourchette temporelle d'application est située entre les années 1950 et 50 000 ans avant l'actuel. Au-delà de ce cadre, la datation ne serait plus absolue mais relative ; plus jeune que 1950 (date moderne) ou bien plus âgée que 50 000 ans avant l'actuel. En outre, son domaine d'application se limite à la matière qui absorbe le carbone (matière végétale, os, charbon, graines, fossiles carbonatés) ce qui implique la présence de ces matériaux dans les dépôts. Dans les contextes côtiers, la datation de certains matériaux, notamment les coquilles, pourrait induire des biais liés à l'âge réservoir du carbone ou la datation de matériaux anciens, incorporés aux dépôts plus jeunes. La datation des milieux sédimentaires stériles en matière organique, notamment les plages, les dunes et les cordons sableux nécessite l'utilisation d'autres méthodes de datation telle que la datation par luminescence stimulée optiquement (LSO ou OSL en anglais, Tamura et al., 2012) permettant d'établir le temps écoulé depuis le moment où certains minéraux ont été exposés au soleil pour la dernière fois. Bien que ces méthodes de datation offrent une précision relativement robuste et un large panel chronologique, elles nécessitent des calibrations permettant une correction en fonction de la quantité de carbone 14 produite dans l'atmosphère au fil du temps. Les courbes de calibrations terrestres ou marines sont réévaluées fréquemment afin de fournir une date la plus juste possible. La calibration des dates implique également des marges d'incertitudes et la datation consiste plutôt en un intervalle de temps que d'une année précise. Les dates sont exprimées en années avant le présent (1950) dénommé *before present* (BP). Après calibration, elles pourront s'exprimer également en années basées par rapport au 0 du calendrier ; avant l'ère commune - AEC (BCE en anglais) et l'ère commune - EC (CE en anglais) ou avant la naissance du Christ – av. J.-C. (BC en anglais) et après la naissance du Christ – *Anno Domini* (AD en latin).

I.3.4 Reconstitution des variations du niveau marin

Les variations du niveau de la mer au fil du temps sont le résultat des facteurs eustatiques, isostatiques et tectoniques (Flemming, 1969 ; Waelbroek et al., 2002 ; Lambeck et al., 2004, Pirazzoli, 1991 ; Tricart, 1958). La compréhension de ces facteurs est essentielle pour déterminer l'origine et la variabilité spatiale des anciens changements du niveau marin à partir de différents indicateurs marins, notamment géomorphologiques (Pirazzoli, 1996; Kershaw & Guo, 2001), archéologiques (Schmiedt, 1972 ; Pirazzoli, 1976, Caputo & Pieri, 1976; Rovere *et al.*, 2011) et biologiques (Laborel & Laborel-Deguen, 1996; Stirling & Andersen, 2009; Pirazzoli & Thommeret, 1973 ; Morhange, 1994 ; Morhange *et al.*, 2001, Goiran *et al.*, 2009). Ces indicateurs fournissent de l'information pour le niveau marin et leur croisement avec des méthodes de datation permet d'établir des courbes du niveau marin qui seront mises en relation avec les données de carottage et l'altimétrie des unités stratigraphiques (Fig. I. 14).

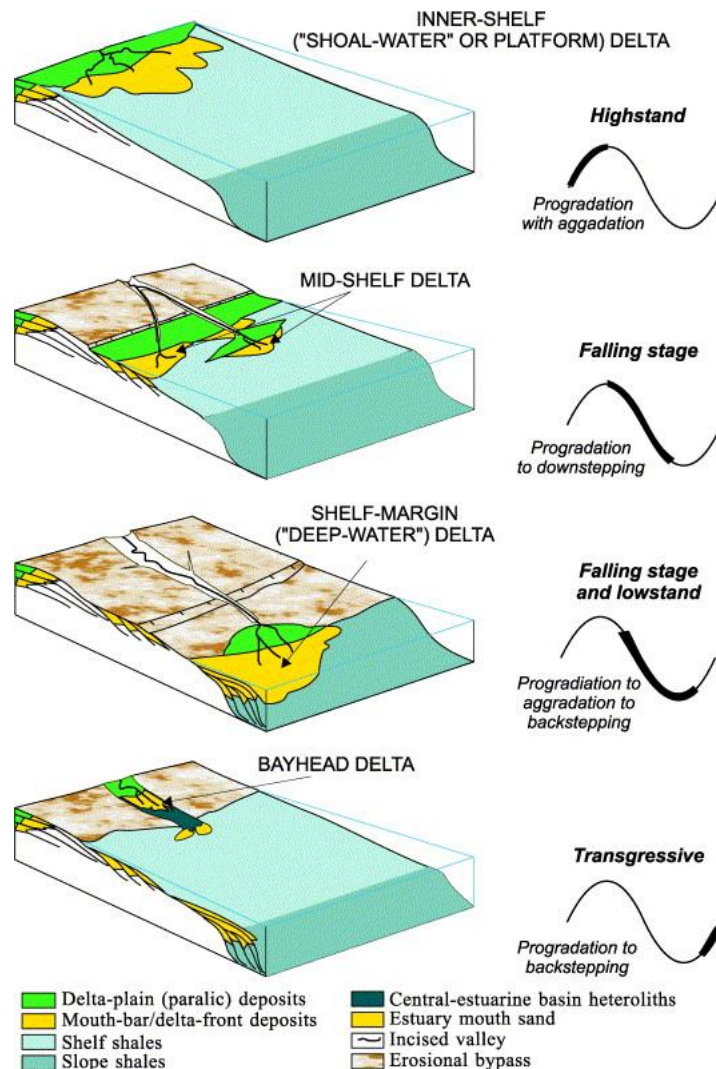


Figure I.14 : Illustration schématique de l'évolution paléogéographique d'un delta progradant en lien avec les variations du niveau marin. Modèle simplifié qui ne prend pas en compte des phases d'érosion

Source : Porębski and Steel, 2003

I.3.5 Décryptage paléo-environnemental des archives sédimentaires par des outils physico-chimiques et minéralogiques conventionnels et alternatifs

Les études des changements environnementaux par le décryptage des dépôts sédimentaires reposent sur des techniques robustes et précises telles que la spectrométrie d'absorption atomique (AAS), la spectrométrie d'émission atomique (ICP-AES) ou optique (ICP-OES), la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) (Willis, 1986), la microscopie électronique à balayage (SEM) (Schultz et al., 2020), la diffraction des Rayons-X (DRX, Moore et Reynolds Jr, 1989) et la spectroscopie Raman (Larkin, 2017). Cependant, ces techniques sont aussi coûteuses et longues à mettre en place. De ce fait, le besoin grandissant de données provenant des dépôts sédimentaires a motivé le développement d'approches analytiques alternatives basées sur des outils moins coûteux et plus rapides à mettre en œuvre tels que la Fluorescence des Rayons-X (XRF) avec analyseur portable (Duée et al., 2019) et la Spectroscopie Infrarouge à Transformée de Fourier (FTIR, Bertaux et al., 1998) équipée des dispositifs de Réflectance Totale Atténuée (ATR, Milosevic, 2012) ou Réflectance Diffuse (DRIFT, Frei and MacNeil, 2019). La spectroscopie moyen infrarouge (SMIR) est une méthode moléculaire, répandue dans l'industrie et la recherche en chimie organique et polymères. Elle est efficace, rapide, relativement peu coûteuse et non-destructive (Viscarra Rossel et al., 2006). Basée sur un processus d'interaction entre la matière et le rayonnement infrarouge menant aux vibrations fondamentales des bandes moléculaires et l'absorbance à des longueurs d'ondes spécifiques, les spectres infrarouges sont sensibles à la composition chimique ainsi qu'aux composés cristallins et amorphes (Farmer, 1974 ; Repacholi, 2012). La SMIR est alors utilisée, depuis cinq décennies, pour la caractérisation des propriétés biochimiques des sols (McCarty et al., 2002; Siebielec et al., 2004; Viscarra Rossel et al., 2006; Reeves & Smith, 2009), et pour déterminer l'abondance de carbonates (So et al., 2020; Henry et al., 2017), des minéraux argileux (Srodon, 2002; Joussein et al., 2001), de quartz (Bertaux et al., 1998, Bandopadhyay, 2010; Melucci et al., 2019; Chapkanski et al., 2022a), d'autres tectosilicates et sulfates (Muller et al., 2014; Bosch-Reig et al., 2017; Painter et al., 1978), du carbone organique total (Vogel et al., 2008; Rosén et al., 2010, 2011; Hahn et al., 2011), de métaux (Moros et al., 2009; Siebielec et al., 2004) ou des microparticules plastiques (Hahn et al., 2019). La spectroscopie moyen infrarouge s'est aussi avérée prometteuse pour la détermination de la provenance des sédiments inorganiques à l'échelle des bassins versants montagneux et agricoles (Poulenard et al., 2009, 2012 ; Tiecher et al., 2017), ainsi que des larges plaines alluviales (Chapkanski et al., 2020, Abdulkarim et al., 2022, 2024) grâce à une multitude de variables issues des pics d'absorbance le long du spectre infrarouge. Dans des contextes deltaïques, la SMIR a aussi montré une capacité à caractériser précisément la composition minéralogique des échantillons issus des carottes sédimentaires (Chapkanski et al., 2022a). Par conséquent, la SMIR constitue un outil robuste pour décrypter la composition et la provenance d'un large nombre d'échantillons de sédiments en contexte deltaïque.

I.4. Approches et méthodes pour reconstituer la provenance de sédiments : de la source au puits

Les études sédimentaires sont basées sur différentes approches et techniques analytiques permettant d'obtenir une information environnementale qualitative et/ou (semi) quantitative par l'analyse de propriétés physiques spécifiques, la caractérisation minéralogique et (bio) chimique de sédiments. Les analyses granulométriques, minéralogiques, magnétiques, élémentaires et isotopiques sont, parmi les approches d'identification, de caractérisation et de traçage de sédiments, le plus souvent utilisées. À ces approches conventionnelles souvent employées, s'ajoutent aujourd'hui des approches alternatives et novatrices qui reposent sur l'hypothèse que les sédiments, au travers de ses propriétés spécifiques, ont une signature unique lui permettant de révéler un large panel d'informations (paléo) environnementales et ainsi de déterminer les sources potentielles de sédiments (D'Haen et al., 2012), d'indiquer les transformations durant le transport et les contextes de dépôts, ainsi que de caractériser les modifications post-dépôt. La nature et la localisation de zones sources mises en relation avec les processus de transport et les zones de dépôts révèlent l'histoire géologique et/ou géomorphologique de la région permettant ainsi de reconstituer l'évolution de l'environnement (Krippner et Bahlburg, 2013 ; Sircombe, 1999).

I.4.1 Indicateurs physiques et magnétiques

Les propriétés physiques des sédiments telles que la texture, la forme, la couleur, la dureté, l'aspect, la composition lithologique et la granulométrie sont des indicateurs importants permettant d'obtenir une information qualitative et parfois quantitative (pour le cas de la granulométrie) afin de caractériser un dépôt de sédiment et de le différencier des autres dépôts.

- La morphologie des grains, permet d'apporter une information concernant les modes de transport entre la source et le dépôt (Cailleux, 1939; Cailleux et Tricart, 1965b, 1965a). Cette approche repose sur l'analyse de la forme et de l'aspect de la surface du grain qui évoluent en fonction de la durée et des modes de transport sédimentaire. Après l'altération de la roche source par des agents d'érosion (gel, vent, eau etc.), les sédiments détachés sont repris par les processus de transport sédimentaire (éoliens, fluviaux, marins), pour ensuite être déposés sous la forme de dépôts. La taille granulométrique des sédiments, la forme et l'aspect de surface des grains vont dépendre de ces processus de transport et de la durée relative du transport depuis la source jusqu'à la zone de dépôt. Ainsi, l'analyse morphoscopique d'un ou plusieurs dépôts permet de décrypter les modes de transports qui ont façonné les grains et de déterminer le lien entre le dépôt et les sources potentielles. La morphoscopie est le plus souvent appliquée sur des grains de quartz du fait de leurs abondance et résistance à l'usure mécanique et chimique (Cailleux et Tricart, 1965a). Cette approche est cependant limitée lorsqu'il s'agit d'étudier des sédiments provenant de bassins versants se trouvant à des distances similaires ou si les gisements sources comportent déjà de grains de quartz ayant conservés leur morphostructure héritée des processus anciens.
- La colorimétrie reflète la composition minéralogique et organique de sédiments et révèle des processus antérieurs, contemporains ou postérieurs au dépôt (Martínez-Carreras *et al.*, 2010a-c). Ainsi, elle permet de différencier les unités stratigraphiques et sert d'indicateurs de changements d'environnements (Debret et al., 2011) et de variations paléoclimatiques (Laag et al., 2021).

- La granulométrie de sédiments reflète l'hydrodynamisme d'un milieu, les modes de transport et les conditions de dépôt. Elle permet de différencier les séquences sédimentaires et de contribuer à la reconstitution de l'évolution paléogéographique du milieu.
- Les propriétés magnétiques du sédiment sont liées à sa granulométrie et à la teneur en fer des minéraux qui le composent (Dearing et al., 2001; Dearing, 1999). Les paramètres magnétiques le plus souvent mesurés sont la susceptibilité magnétique à basse et haute fréquences ainsi que la rémanence magnétique. Les mesures obtenues permettent d'obtenir un signal magnétique qui va différer en fonction des minéraux primaires, issus de la roche mère source, et des minéraux secondaires, formés par des processus postérieurs au dépôt (Oldfield et Crowther, 2007). Ainsi, les propriétés magnétiques du sédiment permettraient de différencier à la fois les sources primaires des sédiments (provenance allochtone) et l'évolution des sédiments depuis leur dépôts (provenance autochtone).

I.4.2 Indicateurs minéralogiques

L'analyse minéralogique est un indicateur essentiel pour caractériser la composition du (post) dépôt et déterminer la provenance des sédiments. Le choix de l'analyse appropriée est conditionné par le type de sédiments (argiles/sables), les objectifs et le nombre de mesures. La minéralogie, par la cristallographie, de la fraction argileuse ou du sédiment total, permet d'obtenir respectivement une information précise sur l'assemblage des minéraux argileux ou bien sur l'ensemble de minéraux (Moore et Reynolds Jr, 1989). Une analyse sur des fractions sableuses spécifiques permet de se concentrer sur les minéraux lourds, indicateurs robustes et discriminants pour déterminer la roche source (Hagedorn, 2004). En complément, la datation des minéraux, choisis souvent pour leur dureté et résistance à l'ablation, tels que les zircons, est une approche pour étudier la provenance de sédiments à condition que les sources potentielles contiennent une quantité suffisante de zircons d'âges différents. Les résultats permettent d'identifier précisément la roche source et ainsi de procéder à des reconstitutions paléogéographiques par comparaison entre les histogrammes de différents âges (Cecil et al., 2010; Geslin et al., 1999; Kong et al., 2012; Link et al., 2005).

- Les propriétés physico-chimiques de la matière sont étroitement liées à l'arrangement spatial des atomes qui la composent. Cet arrangement a un caractère périodique et ordonné qui définit l'état cristallin et permet de définir la composition, la structure et les propriétés des minéraux. La diffraction des rayons X est communément utilisée pour déterminer les assemblages minéralogiques dans les sédiments. Le principe repose sur l'application d'un rayonnement X, situé entre 10^6 - 10^8 nombre d'onde cm^{-1} , dont la longueur d'onde est similaire à la distance entre les atomes. Lorsque la matière est irradiée, l'énergie pénètre la structure entraînant une excitation des atomes et une émission de radiation, ce qui représente le phénomène de diffraction. Le rayonnement diffusé produit des interférences selon la périodicité de l'arrangement atomique des cristaux et de la distance réticulaire. Les interférences émises sont des pics de diffraction, typiques pour chaque phase cristalline. L'ensemble des pics de diffraction constituent le diffractogramme qui est une signature unique permettant d'identifier les minéraux présents dans la matière étudiée (Truche, 2010). L'investigation des assemblages minéralogiques dans les sédiments par la Diffraction des Rayons X (DRX), en particulier réalisée sur la fraction argileuse ($< 2\mu\text{m}$), est un outil robuste permettant d'étudier les variations climatiques (Velde et Meunier, 2008) et la provenance des

sédiments en contextes fluviaux (Hillier, 2001; Suresh *et al.*, 2004) et marins (Dou *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2014b, 2014a).

- Les minéraux lourds ont une densité supérieure à la plupart des constituants minéralogiques et, du fait de leur faible quantité dans la roche mère (environ 1%), ils peuvent présenter des indicateurs robustes de changements environnementaux. Ils comportent une trentaine de spécimens qui peuvent être utilisés pour les études de traçage de sources (Morton, 1985). L'abondance en minéraux lourds dans les dépôts sédimentaires varie en fonction de la chimie, des niveaux stratigraphiques et de la lithologie. Les roches métamorphiques contiennent jusqu'à deux fois plus de minéraux lourds que les roches magmatiques ou sédimentaires. La stabilité et l'abondance des minéraux lourds évoluent en fonction de la granulométrie après l'ablation de la roche, les modes et types de transports, les types de dépôts, le reprise (recyclage) de sédiments, les conditions climatiques et les processus d'altération chimique (Garzanti et Ando, 2007). Cette approche a été largement utilisée pour étudier les provenances des sédiments à des échelles spatiales et temporelles variées (Mange et Otvos, 2005; Thamao-Bozso *et al.*, 2007; Hagedorn et Boenigk, 2008; Yang *et al.*, 2009). Les limites de la méthode sont souvent associées à la résolution étudiée et à la taille de l'échantillonnage. Nécessitant des prétraitements en laboratoire et l'identification par un opérateur, une étude à large échelle est plus difficile à mener.
- Certains minéraux lourds, notamment les zircons détritiques, sont particulièrement intéressants pour l'étude de la provenance car ils se distinguent par une grande résistance aux processus chimiques et aux variations des conditions climatiques. Les zircons sont formés pendant la genèse des roches métamorphiques ou apparaissent avec les produits précoces de la cristallisation des roches magmatiques à haute température (~750°C). Les zircons sont alors de bons indicateurs pour obtenir l'âge de la cristallisation de la roche mère. Du fait de leur résistance, ils sont facilement recyclés (érodés de la roche mère et déposés dans une roche sédimentaire et/ou ré-érodés et réintégrés dans un dépôt superficiel) sans s'altérer significativement durant le processus (Link *et al.*, 2005). L'âge des grains d'un sédiment pourrait être utilisé pour discriminer des sources (Hemming *et al.*, 2002). À titre d'exemple, l'utilisation du zircon repose sur la thermochronologie et le ratio des isotopes U/Pb ce qui permet de différencier des zircons d'une zone source de ceux d'une zone de dépôt sédimentaire (Krippner et Bahlburg, 2013). Le spectre des âges des zircons permet d'établir la relation entre le dépôt et l'unité géologique de provenance la plus probable (Alizai *et al.*, 2011). Cette approche a été utilisée avec succès pour étudier la dynamique tectonique et les changements spatio-temporels des paléoenvironnements (Cawood *et al.*, 2003) ainsi que pour identifier des variations dans les sources de sédiments dans le but de reconstituer la géochronologie des paléo-systèmes fluviaux (Alizai *et al.*, 2011; Cawood *et al.*, 2003; Cecil *et al.*, 2010; Geslin *et al.*, 1999; Kong *et al.*, 2012; Krippner et Bahlburg, 2013).

I.4.3 Indicateurs moléculaires et élémentaires

La composition moléculaire et élémentaire de sédiments organiques et inorganiques est souvent recherchée pour identifier, caractériser et tracer les sédiments. Les liaisons moléculaires et la concentration en éléments majeurs (éléments abondants formatant la majorité du matériau), mineurs (présents dans des minéraux accessoires) et traces (présentes en très faibles proportions) au sein d'un sédiment sont contrôlés par des facteurs géologiques, climatiques et biologiques et reflètent un large panel d'information relatif à : (i) la composition des roches sources (Walling, 2013), (ii) les modes de

transport, la granulométrie et la maturité des sédiments, ainsi que les processus de transfert de la source au puits, (iii) les conditions climatiques et les processus physiques mécaniques et biochimiques de (post) dépôts, ainsi que (v) l'empreinte humaine. Des indicateurs isotopiques permettent de cibler des objectifs spécifiques et améliorer les approches (paléo)-environnementales.

- La spectroscopie infrarouge (IR) est une méthode moléculaire fondée sur la mesure de l'interaction entre la matière et le rayonnement électromagnétique incident à différentes fréquences (Farmer, 1974). Depuis une quinzaine d'années, cette technique a été communément utilisée en pédologie pour caractériser les propriétés biochimiques des sols (McCarty *et al.*, 2002; Reeves et Smith, 2009; Siebielec *et al.*, 2004; Viscarra Rossel *et al.*, 2006) et des sédiments (Rosén, 2005; Moros *et al.*, 2008a,b, 2009; Liu *et al.*, 2013). Une grande attention a été portée à la spectroscopie dans le domaine proche infrarouge (PIR), notamment pour la détermination quantitative des composés organiques et inorganiques (Chang *et al.*, 2001), grâce à une meilleure pénétration du rayonnement dans la matière à ces fréquences (Bellon-Maurel et McBratney, 2011). Bien que les mesures spectroscopiques dans le domaine moyen infrarouge (MIR) soient relativement plus longues à réaliser, à cause des prétraitements supplémentaires, les spectres MIR apportent plus d'informations sur les composés organiques et inorganiques. Ainsi, la spectroscopie MIR a été utilisée pour déterminer l'abondance de carbonates (So *et al.*, 2020 ; Henry *et al.*, 2017), des minéraux argileux (Srodon, 2002 ; Joussein *et al.*, 2001), de quartz (Bertaux *et al.*, 1998, Bandopadhyay, 2010 ; Melucci *et al.*, 2019 ; Chapkanski *et al.*, 2022a) et d'autres tectosilicates et sulfates (Muller *et al.*, 2014 ; Bosch-Reig *et al.*, 2017 ; Painter *et al.*, 1978). L'important nombre de longueurs d'ondes offre un large panel de variables et des combinaisons ce qui permet le développement des approches spectroscopiques basées sur des méthodes statiques prédictives à empreintes digitales « *fingerprinting* » pour tracer les sources de sédiments. Néanmoins, ces approches se limitent aujourd'hui principalement aux bassins versants montagneux et agricoles (Poulenard *et al.*, 2009, 2012 ; Tiecher *et al.*, 2017).
- La mesure de la concentration des éléments dans les sédiments s'effectue par des analyses chimiques élémentaires déterminant la concentration massique des différents éléments présents dans le sédiment. La spectrométrie de masse à source plasma ou la spectrométrie de fluorescence X sont communément utilisées pour déterminer la concentration d'éléments. En fonction des objectifs recherchés et les limites analytiques, les études peuvent viser certains éléments précis (Amorosi, 2012) ou des groupes d'éléments tels que les majeurs, les traces, les éléments rares (Bhuiyan *et al.*, 2011; Dou *et al.*, 2015) et les métaux lourds (Amorosi et Sammartino, 2007; Moldenhauer *et al.*, 2008; Passmore et Macklin, 1994). La concentration élémentaire des sédiments présente une approche robuste et précise pour évaluer la provenance de sédiments et décrypter les changements environnementaux. Ces techniques trouvent une large application dans de nombreuses études visant à reconstituer les paléo-dynamiques sédimentaires (Amorosi, 2012; Bhuiyan *et al.*, 2011; Passmore et Macklin, 1994) ou côtières (Curzi *et al.*, 2006; Lopez-Gonzalez *et al.*, 2006).

I.4.4 Combinaisons d'indicateurs et méthodes alternatives

Les analyses élémentaires par spectrométrie de masse et minéralogiques par diffraction des rayons X sont des outils classiques, robustes et précis, mais coûteux et relativement longs à mettre en place (Willis, 1986 ; Schulz et al., 2020 ; Moore and Reynolds, 1989). La nécessité grandissante des données environnementales a induit le développement d'outils analytiques rapides, faciles à mettre en œuvre et peu coûteux comme la fluorescence des rayons X portable (Duée et al., 2019) et la spectroscopie infrarouge à Transformée de Fourier (Milosevic, 2004 ; Frei and MacNeil, 2019). Bien que ces outils alternatifs s'avèrent prometteurs, ils nécessitent des calibrations et standardisations avec des outils conventionnels. Afin d'améliorer les résultats et augmenter la robustesse des analyses, le croisement de plusieurs *proxies* permet d'élargir la palette des propriétés sédimentaires explorées. Ainsi, pour réduire des biais liés aux effets des éléments non-conservatifs, les résultats d'analyses chimiques peuvent être croisés avec des analyses isotopiques (Dou et al., 2016) ou des données minéralogiques, notamment des minéraux lourds (Amorosi et al., 2002; Di Giuseppe et al., 2015; Viscosi-Shirley et al., 2003). En outre, des couplages entre des données chimiques et des données de spectres infrarouges permettent de coupler des concentrations élémentaires avec des liaisons moléculaires afin d'améliorer le décryptage des sédiments et de mieux interpréter les résultats chimiques (Cooper et al., 2015; Evrard et al., 2012).

I.5. Conclusion

L'apport des connaissances fondamentales en géomorphologie, sédimentologie et stratigraphie des milieux fluviaux et côtiers permettent de comprendre la diversité des environnements deltaïques et la complexité des processus expliquant leurs caractéristiques. Les formes du relief à la surface et en sub-surface deviennent alors des archives uniques pour tenter de décrypter l'évolution à court (décennie, siècle) et à long (millénaire) termes. Le panel non-exhaustif des approches et méthodes permettant d'appréhender les dynamiques deltaïques à des échelles spatiales et temporelles variées, illustre l'intérêt de la pluridisciplinarité pour collecter, réunir, et résumer des informations environnementales variées. Ce premier chapitre constitue alors une base théorique, permettant au lecteur, d'aborder les deux chapitres suivants, dédiés aux grands traits de l'évolution géologique, géomorphologie et socio-environnementale du delta du fleuve Aceh. Ainsi, il permet d'appréhender à la fois les spécificités thématiques de la zone d'étude (chapitres II et III) et la stratégie méthodologique abordée dans le chapitre IV.



CHAPITRE II : LE DELTA DU FLEUVE ACEH ET SON BASSIN VERSANT A LA POINTE NORD DE L'ILE DE SUMATRA : TRAJECTOIRES GEOLOGIQUE, CLIMATIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

Ce deuxième chapitre a pour objectif d'apporter des connaissances sur les grandes lignes de l'évolution géologique et géomorphologique du delta du fleuve Aceh. Les bases théoriques du premier chapitre permettent d'appréhender, au sein de ce deuxième chapitre, la trajectoire géomorphologique spécifique du site d'étude. Ces deux chapitres permettent ainsi de souligner le caractère géomorphologique spécifique et complexe de la zone d'étude, ainsi que de l'extraire de son contexte régional pour poser les jalons d'une réflexion globale sur l'apport des reconstitution géomorphologiques plurimillénaires des deltas indonésiens.

L'archipel indonésien (Fig. II. 1) est considéré comme la partie la plus complexe de la surface terrestre regroupant une grande diversité de formes du terrain et de structures géologiques (Van Bemmelen, 1949). Cette complexité est le résultat de la rencontre des plaques tectoniques, créant des morpho-structures qui, au fil du temps et sous l'effet des variations climatiques, ont donné naissance à des formes du terrain uniques et variées par rapport aux autres domaines tropicaux (Verstappen, 2000). Aujourd'hui, l'archipel indonésien demeure relativement peu exploré par rapport à d'autres endroits du globe, malgré l'intérêt considérable qu'il porte pour la compréhension géomorphologique des formes du relief. Ce caractère quasi-vierge, du point de vue scientifique, est le résultat d'une stratégie qui a privilégié davantage des études à caractère géologique, pédologique ou hydrologique. À cela s'ajoute le caractère insulaire de l'archipel, une multitude d'îles séparées par des fonds marins vastes et inexplorés, ce qui complexifie la mise en place des études géomorphologiques à la même échelle et explique la forte disparité des données produites (Verstappen, 2000).

À la lumière d'une évolution morpho-structurale complexe, ce chapitre a pour objectif d'apporter des éléments généraux dans la contextualisation géologique, géographique et géomorphologique du site d'étude, situé à la pointe nord de l'île de Sumatra. Dans un premier temps, après avoir contextualisé géographiquement l'archipel indonésien, il présente les grands traits de l'évolution structurale et climatique de Sumatra, depuis sa formation jusqu'à l'Holocène. Dans un deuxième temps, il aborde plus particulièrement la trajectoire géomorphologie du bassin versant du fleuve Aceh et son delta. L'ensemble du chapitre, permet alors d'inscrire l'évolution morpho-sédimentaire holocène du delta du fleuve Aceh, dans une trajectoire à long terme, depuis la formation et la structuration du bassin versant actuel, à travers les conditions climatiques et les variations du niveau marin, jusqu'aux processus et aux formations de surface qui régissent les paysages à l'Holocène et qui constitue l'objet principal de cette thèse.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

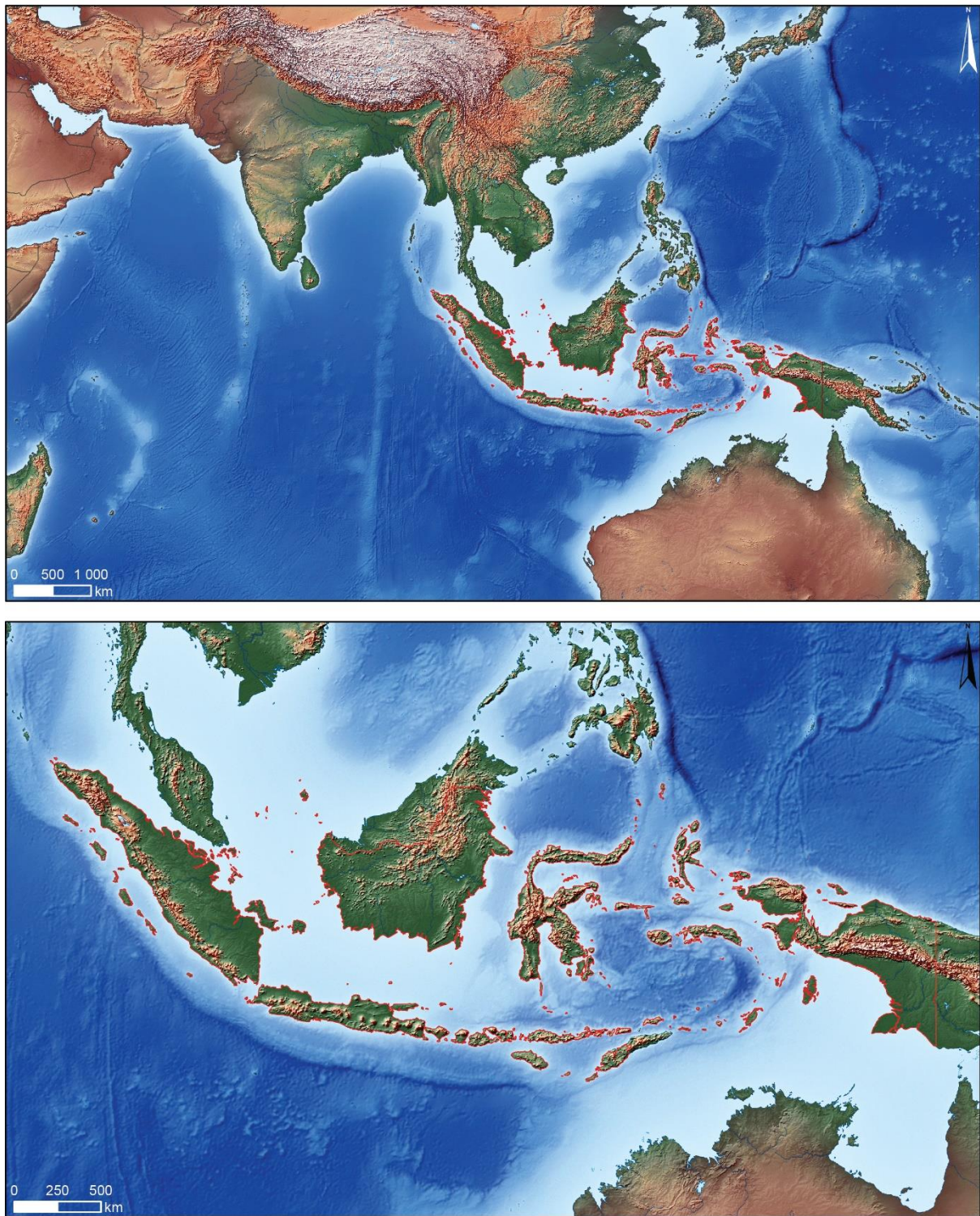


Figure II.1 : Carte de localisation du delta du fleuve Aceh à l'échelle de l'Océan Indien (en haut) et de l'Indonésie (en bas). Les frontières de l'Indonésie sont marquées en rouge.

II.1. Physiographie et géologie du bassin versant d'Aceh à la pointe nord de l'île de Sumatra

II.1.1 Une position géographique stratégique dans un contexte tropical

L'archipel indonésien est situé dans la zone équatoriale entre la partie continentale de l'Asie du Sud-Est et l'Australie (latitudes $\sim 7^{\circ}\text{N}$ et 11°S), et entre l'Océan Indien et le Pacifique (Fig. II.1 ; longitudes 95°E et 140°E). Il est composé d'environ 17 000 îles et îlots de tailles variées et s'étend sur environ 5100 km d'ouest en est et sur 2000 km du nord au sud. Les altitudes maximales culminent autour de 5030 m dans les monts Maoke de la Papouasie Occidentale présentant les sommets insulaires les plus hauts du monde. Les points les plus bas sont situés autour de 9000 m sous le niveau marin au nord des îles Talaud. Le climat est majoritairement tropical humide influencé par le système des moussons. Des conditions plus sèches, subhumides à semi-arides existent sur les îles au sud-est et un climat montagneux frais subsiste dans les parties hautes du pays (Verstappen, 2000). L'île de Sumatra est la septième plus grande île sur Terre ($\sim 475,000\text{ km}^2$) et la deuxième dans l'archipel indonésien après l'île de Bornéo ($\sim 743,000\text{ km}^2$). Parmi les grandes îles de la Sonde, Sumatra est située la plus à l'ouest et la plus proche de la partie continentale de l'Asie (hors Asie du Sud-Est insulaire). L'île s'étend sur près de 1800 km sur un axe orienté nord-ouest/sud-est (entre 6°N et 6°S) et fait jusqu'à 430 km de large (Fig. II. 2 : entre 95°E et 107°E). L'île est délimitée par l'Océan Indien et la mer d'Andaman à l'ouest et au nord, et par le détroit de Malacca et le détroit de la Sonde à l'est et au sud, respectivement.

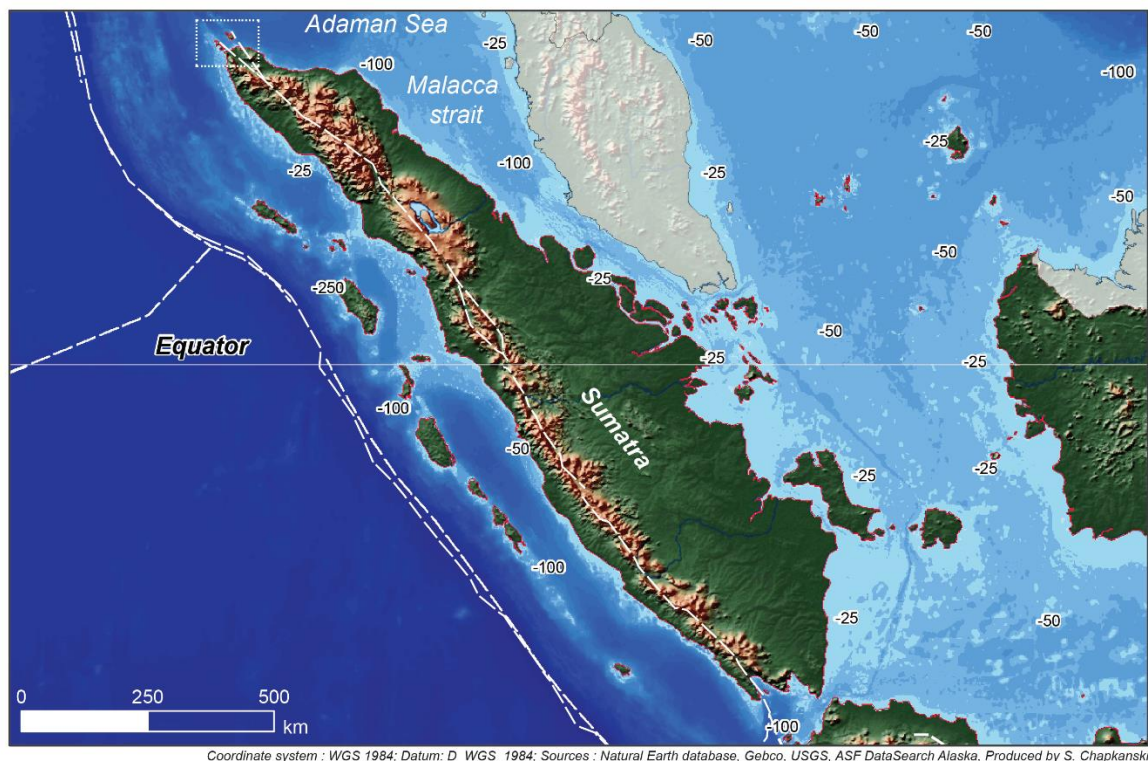


Figure II.2 : Carte de la physiographie simplifiée de l'île de Sumatra. La bathymétrie du plateau continental immergé est représentée par un dégradé de bleu (foncé – profond, clair-peu profond) ainsi que les valeurs numériques. Les lignes en tirets indiquent la position des failles principales.

La partie occidentale de l'île est traversée sur toute sa longueur par la chaîne volcanique des montagnes Bukit Barisan avec des sommets dépassant 3000 m d'altitude et un point culminant au sommet du volcan Kerinci (Fig. II. 3 ; 3 805 m au-dessus du niveau marin). À l'ouest, les massifs montagneux à pentes raides plongent vers des fonds marins profonds permettant le développement d'étroites bandes côtières et côtes rocheuses. Ces paysages de montagnes escarpées sont en contraste avec de grandes plaines alluviales qui se développent à l'est vers les fonds peu profonds du détroit de Malacca, permettant l'établissement des grands deltas et d'immenses zones estuariennes.

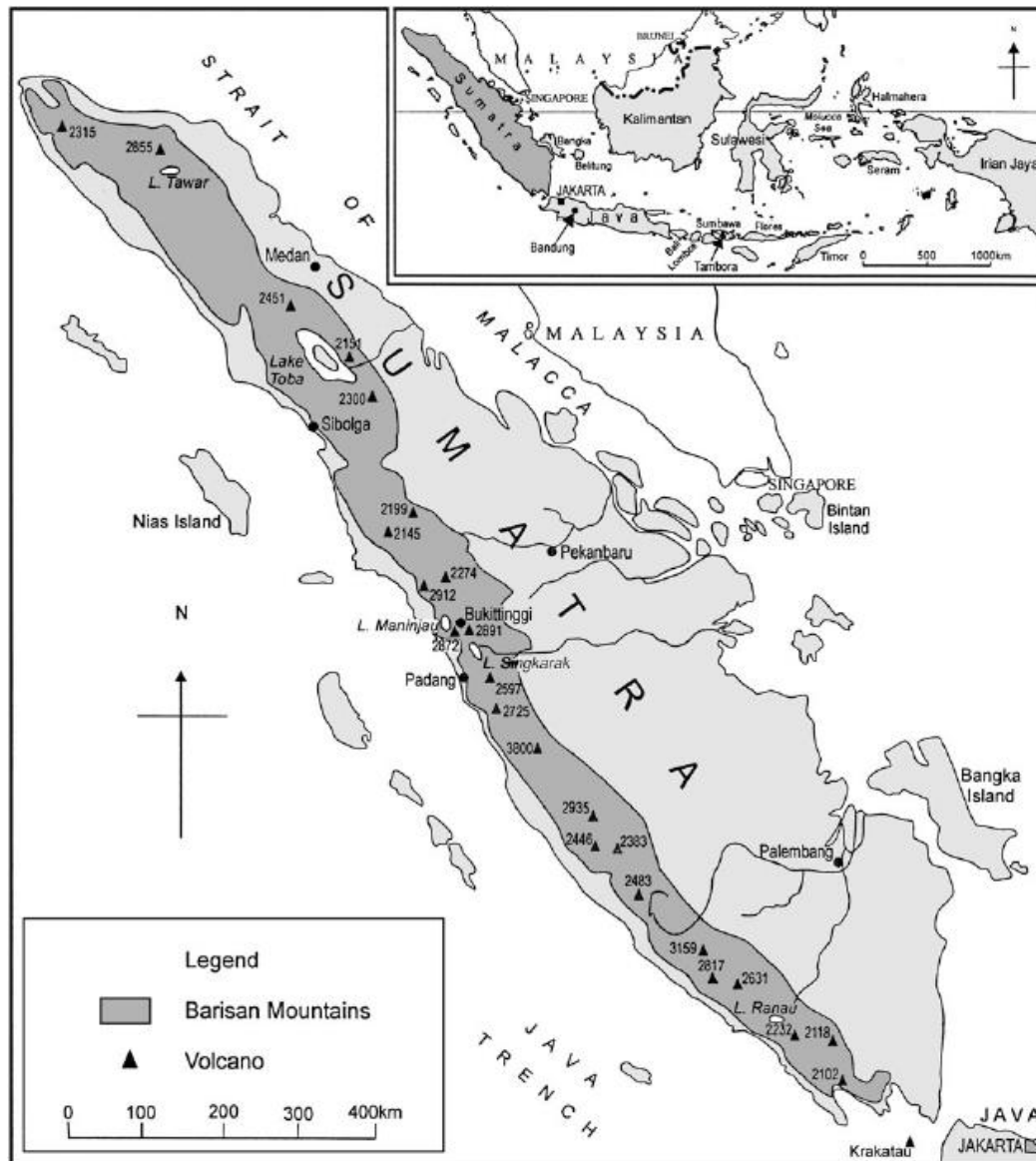


Figure II.3 : Carte simplifiée de la distribution de la chaîne volcanique des montagnes Bukit Barisan :
Source : Avijit Gupta, 2005.

Sumatra est une île équatoriale avec des saisons humides et sèches, des précipitations abondantes et régulières tout au long de l'année, des températures moyennes annuelles élevées et présentant des amplitudes relativement faibles. Cependant, en fonction des régions, il existe des variations importantes dans l'intensité et le régime des précipitations ainsi que dans la force et la direction des vents. Les précipitations peuvent varier de 6000 mm/an sur les versants occidentaux du Bukit Barisan, jusqu'à moins de 1500 mm/an dans des régions à l'abri des vents humides entre les montagnes de l'ouest et la presqu'île malaysienne à l'est. Néanmoins, plus de 70% des stations météorologiques, réparties sur l'ensemble du territoire, enregistrent plus de 2500 mm/an. L'un des facteurs principaux déterminant les précipitations sur l'île est la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui est définie comme la zone de rencontre entre les alizés provenant de nord-est et du sud-est, respectivement des hémisphères Nord et Sud. De juin à septembre, la zone de convergence générant une basse pression est au nord de l'équateur et l'île est plutôt soumise aux Alizés du SE. Durant cette période, les précipitations sont relativement faibles sur l'ensemble de l'île. En octobre et novembre le front se déplace progressivement vers le sud et atteint les parties nord de l'île. Ensuite, elle suit sa progression vers le sud pour atteindre les régions centrales entre novembre et décembre et les régions sud entre décembre et janvier. Les moussons de nord-est contrôlent les précipitations sur l'ensemble du territoire à l'est de l'île. En revanche, une grande partie des précipitations à l'ouest de la chaîne montagneuse Bukit Barisan sont contrôlées par des vents du SE, chargés d'humidité sur l'Océan Indien, qui se transforment en mousson du SSO en traversant l'équateur. Ce front atteint la partie sud entre mars et avril, les régions centrales entre avril et mai et les régions nord entre mai et juin. L'ensemble des interactions entre ces variations des moussons ainsi que des phénomènes de convection et la configuration du relief vont déterminer les climats régionaux de l'île. Ainsi, sur une grande partie de l'île, la saison humide est généralement associée à la mousson provenant de sud-ouest entre septembre et avril alors que la saison sèche survient lors de la mousson provenant de nord-est entre mars et décembre. Les amplitudes des températures sont plus importantes durant les périodes sèches et les variations de températures entre différentes localités sont contrôlés principalement par les altitudes (Fig. II.4) La moyenne des températures mensuelles varie entre 25-27°C avec une amplitude thermique de moins 2°C. Dans les zones à faibles altitudes (< de 100 m) les amplitudes journalières peuvent être relativement élevées variant d'environ 10°C. Dans ces zones, les températures minimales sont situées entre 20°C et 22°C et les maximales entre 30°C et 32°C (Laumonier, 1997 ; Verstappen, 1973).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

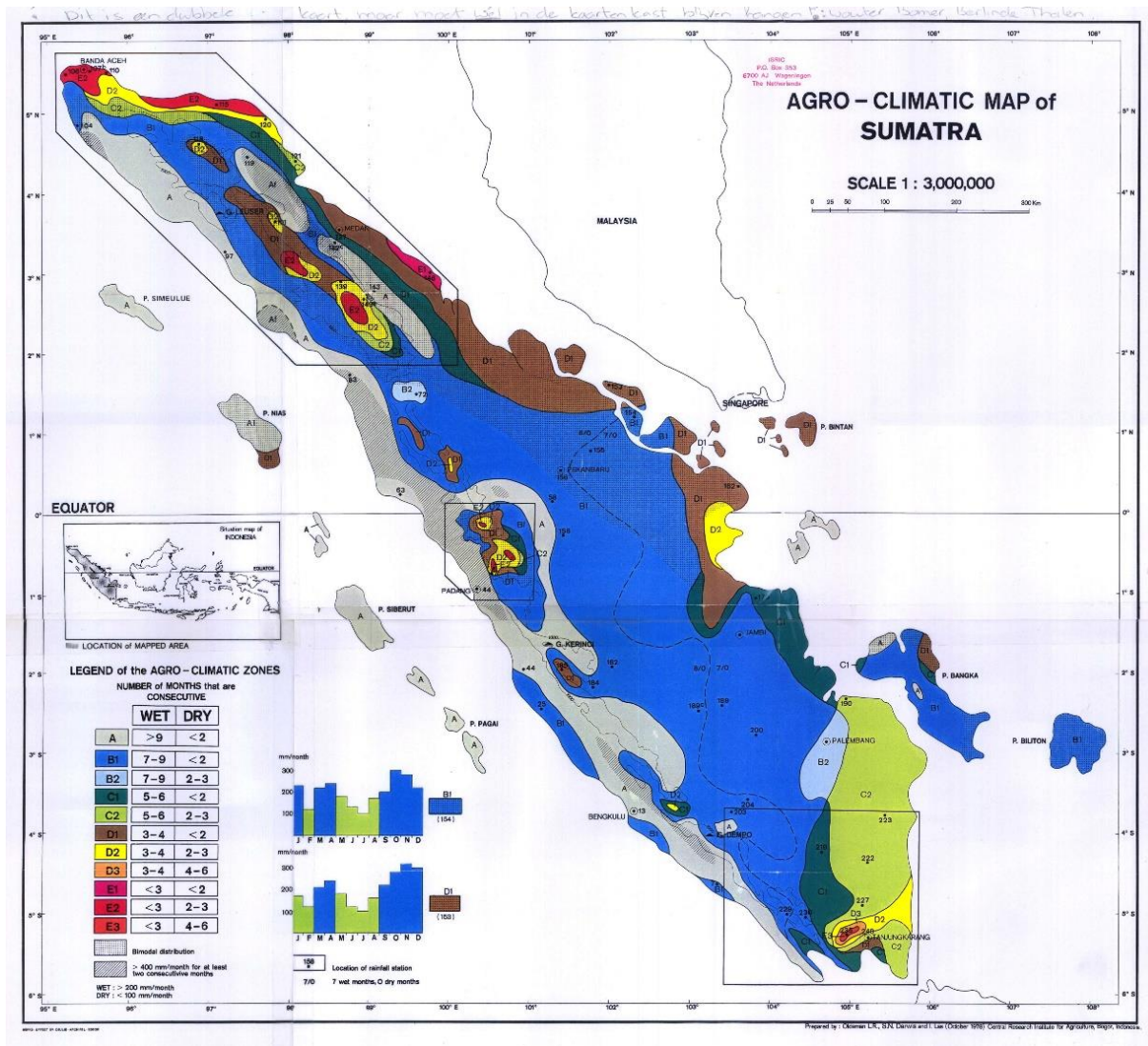


Figure II.4 : Carte des précipitations de l'île de Sumatra. Source : Oldeman et al., 1978.

II.1.2 Grands traits de l'évolution de Sumatra : la genèse du bassin versant d'Aceh

II.1.2.1 L'archipel indonésien : héritage géologique du mouvement des plaques tectoniques

Vers la fin de l'ère Paléozoïque et au début du Mésozoïque, il y a environ 250 millions d'années, l'ensemble de la terre émergée du globe formait encore un seul et unique continent nommée la Pangée. Les plus anciens dépôts sédimentaires dans les bassins de Sumatra ont été formés durant cette période ; entre le Carbo-Permien et le Mésozoïque tardif (Fig. II. 5).

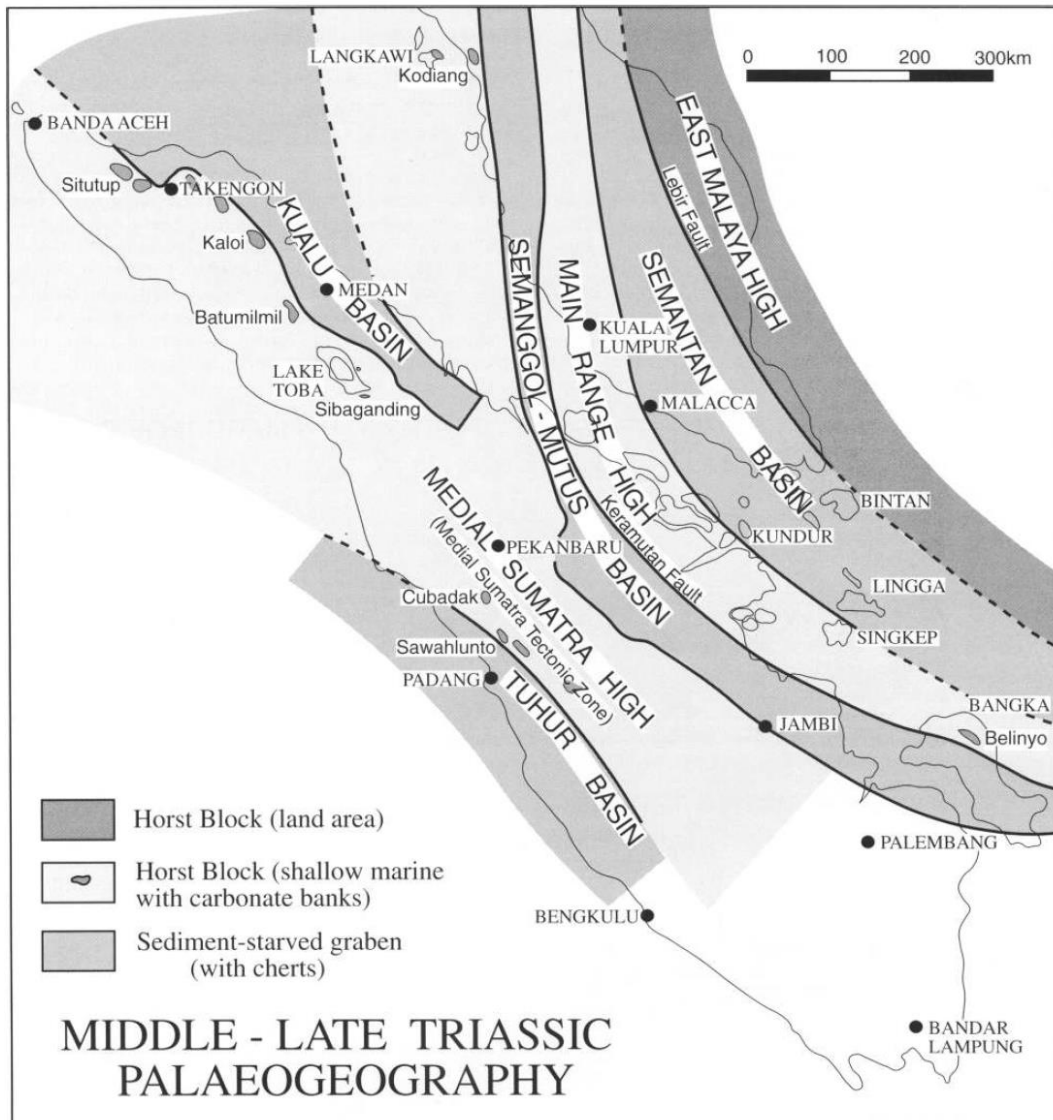


Figure II.5 : Carte Paléo-Géographique de Sumatra et de la péninsule Malaise durant le Trias moyen et récent. Source : Barber et al., 2005.

Sous l'effet de la dynamique des plaques continentales, il y environ 230 millions d'années, durant le Trias, la Pangée commence à se séparer en deux, formant ainsi la Laurasie (incluant l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Asie) et le Gondwana (incluant L'Inde, L'Australie, l'Afrique, l'Amérique du Sud et l'Antarctique). Durant le Jurassique, 30 millions d'année plus tard, le Gondwana se fracture et la partie qui deviendrait l'Inde entame sa progression vers l'Asie (Fig. II. 6). Cette convergence entre les plaques tectoniques indo-australienne et eurasiatique se traduit par plusieurs séries de plissements, de chevauchements tectoniques et de soulèvements des accumulations sédimentaires associées à l'orogénèse de l'Himalaya (Whitten et al., 2000). Après des phases d'activité tectoniques et de métamorphisme, ils constitueraient aussi le bouclier structural de Sumatra. En suivant son déplacement vers le nord, la plaque indo-australienne plonge sous la plaque eurasiatique mais en raison de l'obstacle himalayan, la partie occidentale progresse plus lentement que la partie orientale.

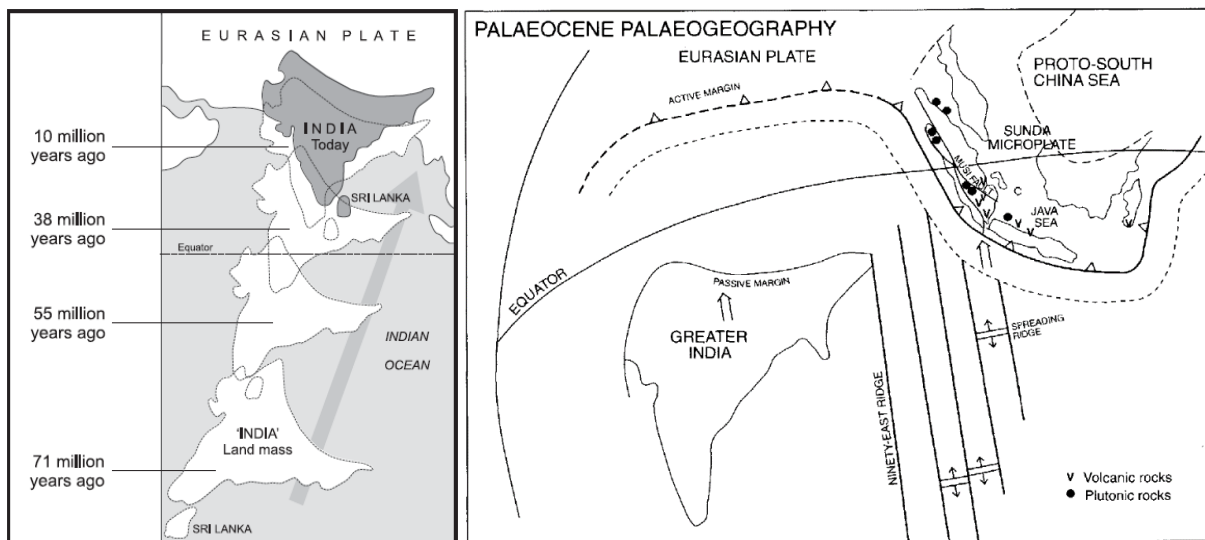


Figure II.6 : Cartes Paléo-Géographique et chronologie de la progression de la pré-Inde vers la plaque Euro-Asiatique. Source : Barber et al., 2005.

Durant l'Oligocène récent, cette progression à vitesse différenciée induit une rotation des déplacements en direction du sens horaire. La convergence en biais entre les plaques tectoniques indo-australienne et eurasiatique se traduit, en outre, par une zone de subduction le long des marges occidentales de Sumatra et l'arc-volcanique des îles Andaman-et-Nicobar (Fig. II. 7). Elle donne naissance à une tranchée océanique (fosse de la Sonde), ayant une longueur de 3200 km et une profondeur maximale de ~7300 m. Les contraintes, résultant de l'approche oblique de la subduction de la croûte océanique plongeante, ont été libérées par l'apparition d'un système complexe de failles parallèles à la marge des plaques. L'émergence de l'île de Sumatra commencerait à cette période, associée à des séries de chevauchements et de déplacements successifs de l'arc volcanique de la Sonde en direction de l'ouest.

Au fil du Tertiaire, des cycles de transgressions et de régressions marines, permettront le dépôt de sédiments dans des bassins sédimentaires qui donneront naissance à des sédiments d'origine continentale de l'Eocène-Oligocène puis des sédiments d'origine marine du Miocène moyen (Fig. II. 8).

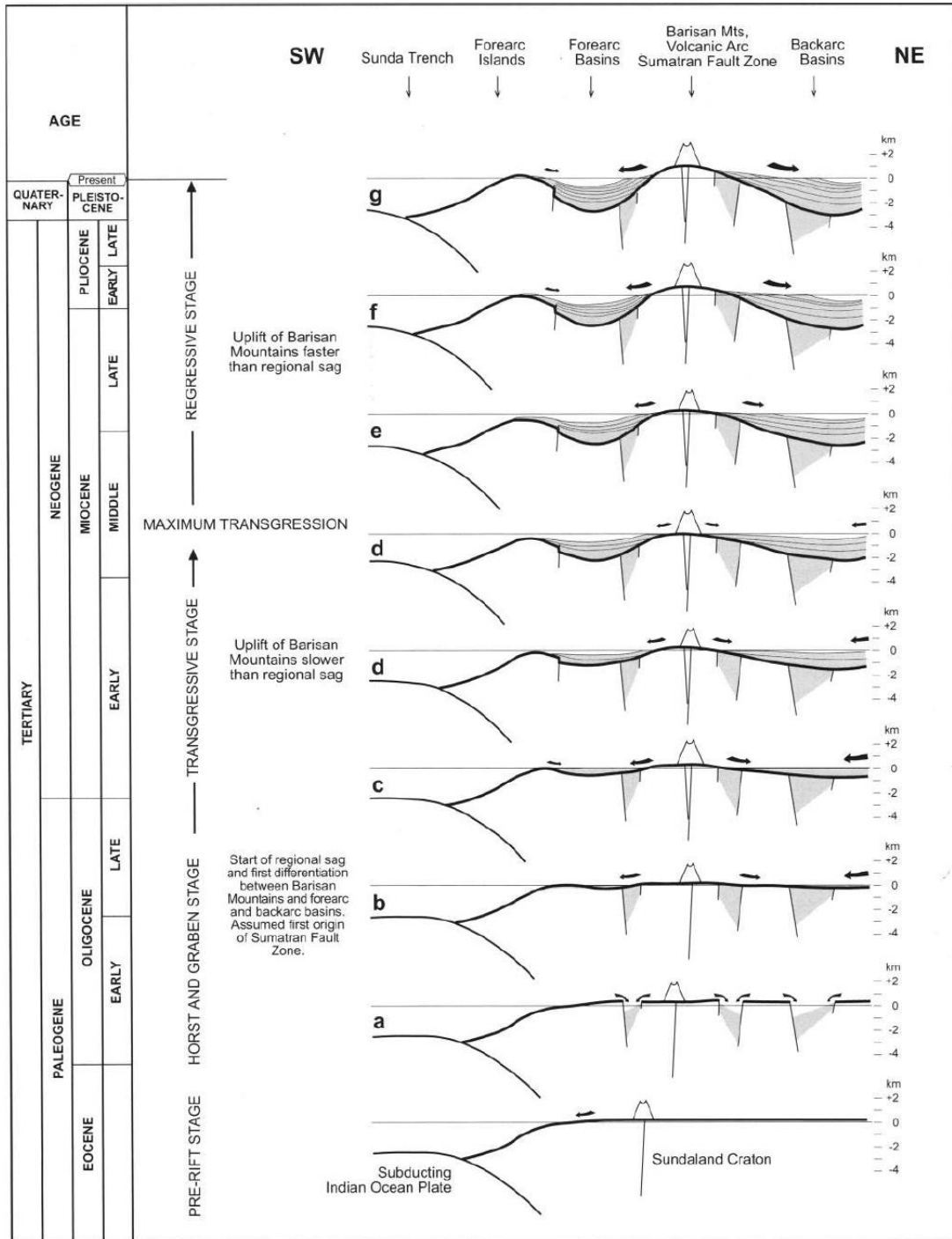


Figure II.7 : Transects schématiques transversaux de l'île de Sumatra du sud-ouest vers le nord-est à différentes périodes géologiques. Les lettres correspondent à des cartes chronologiques de la figure 8. Source : Barber et al., 2005.

Durant le Miocène, la surface occupée par la mer diminue et le cycle volcanique, débutant durant le Paléogène, a été interrompu par la formation des montagnes Bukit Barisan, accompagné de violentes éruptions de lave acide. Cette période est associée à la formation de failles et d'intrusions acides (magma granitique) suivie par de nouveaux cycles de sédimentation d'origine terrigène par l'érosion des flancs du bassin sédimentaire (Fig. II. 8). La fin du Miocène est associée à un deuxième grand cycle de forte activité volcanique qui se prolonge jusqu'au Pliocène. Durant l'orogénèse du Plio-Pléistocène, des contraintes internes, contemporaines à un troisième plissement en lien avec la convergence et la collision entre les plaques, permettent la création d'un système de *graben* et ont augmenté l'activité volcanique dans la partie occidentale de l'île. Les roches sédimentaires à l'est ont été pliées et faillées pour obtenir leur configuration sub-contemporain. À la fin, des changements climatiques et des fluctuations du niveau marin durant le Quaternaire (cycles glaciaires et interglaciaires), permettent de modeler davantage les formes du relief et les paysages sub-contemporains, notamment dans les contextes côtiers (Verstappen, 1973).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

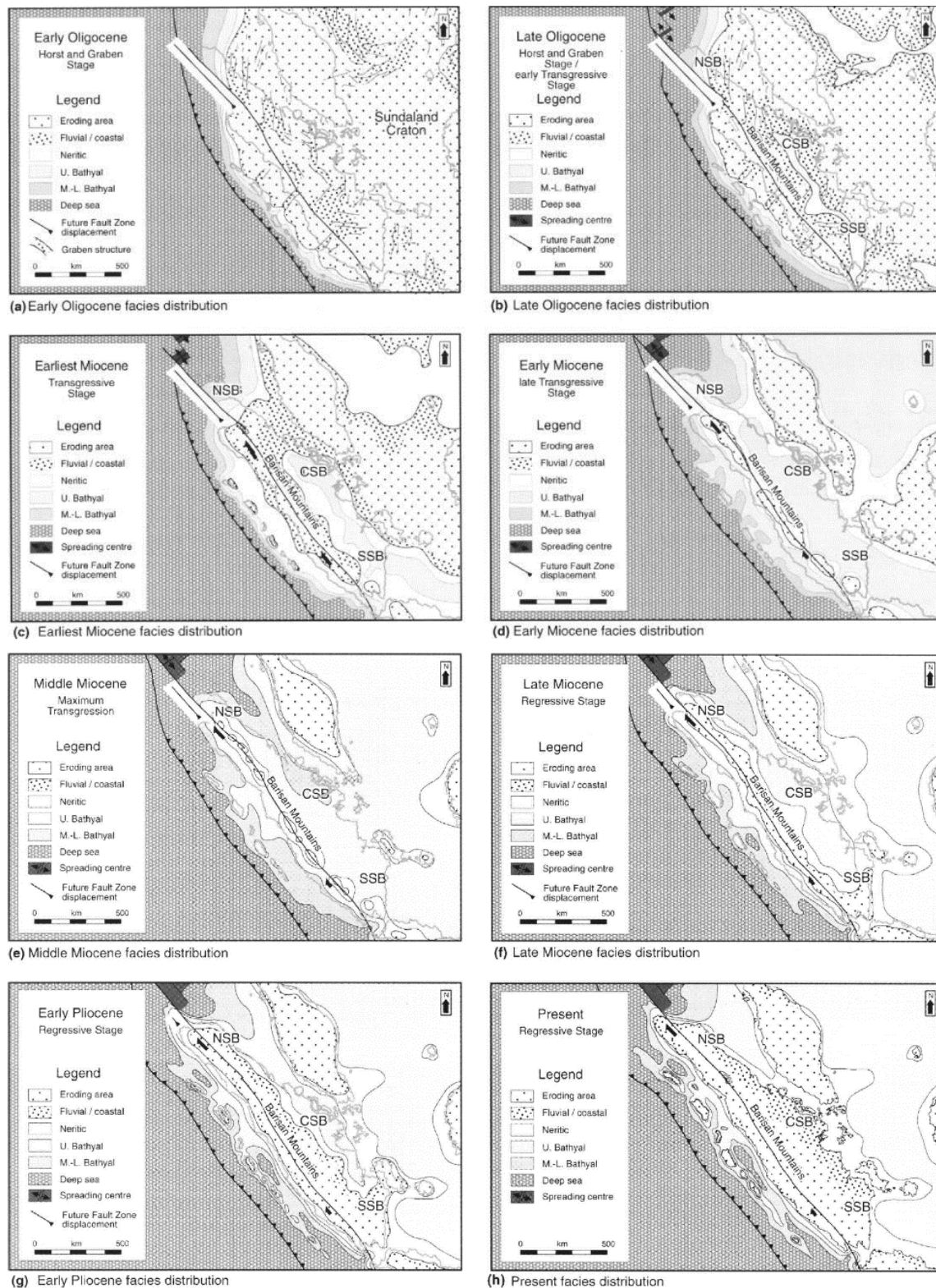


Figure 11.8 : Cartes de distribution des faciès lithologiques de l'île de Sumatra à différentes périodes géologiques. Source : Barber et al., 2005.

II.1.2.2 Grands ensembles sédimentaires et classification physiographique

En comparaison avec le reste de l'archipel indonésien, Sumatra et Java présentent des formations géologiques relativement récentes. Des formations du Carbo-Permien couvrent une surface réduite, représentée principalement par du granite dans les parties du nord-est et des schistes cristallins au nord ou au sud. Les autres massifs granitiques dateraient plutôt du Crétacé. Des formations du Mésozoïque peuvent être trouvées dans les parties centrales et consistent en des calcaires, du Jurassique et du Trias, ainsi que des roches volcaniques. Le reste de l'île est dominé par des formations du Tertiaire avec pour distinction le Tertiaire ancien composé principalement de sédiments marins et lacustres du Sumatra central (Fig. II. 9) et le Tertiaire récent composé de sédiments couvrant les régions à l'est du Bukit Barisan. Des roches métamorphiques sont présentes principalement au nord et dans les parties centrales formant les pentes est du Bukit Barisan. Les roches Tertiaires ne forment pas des grands massifs mais plutôt des massifs séparés ou plateaux basaltiques. Des traces d'activité volcanique du Tertiaire sont visibles le long des côtes ouest couvrant un territoire relativement grand. L'ère Quaternaire est représentée par des remplissages sédimentaires des grandes plaines à l'est et des zones côtières, ainsi que des matériaux volcaniques récents à proximité des volcans jeunes et du lac Toba (Laumonier, 1997).

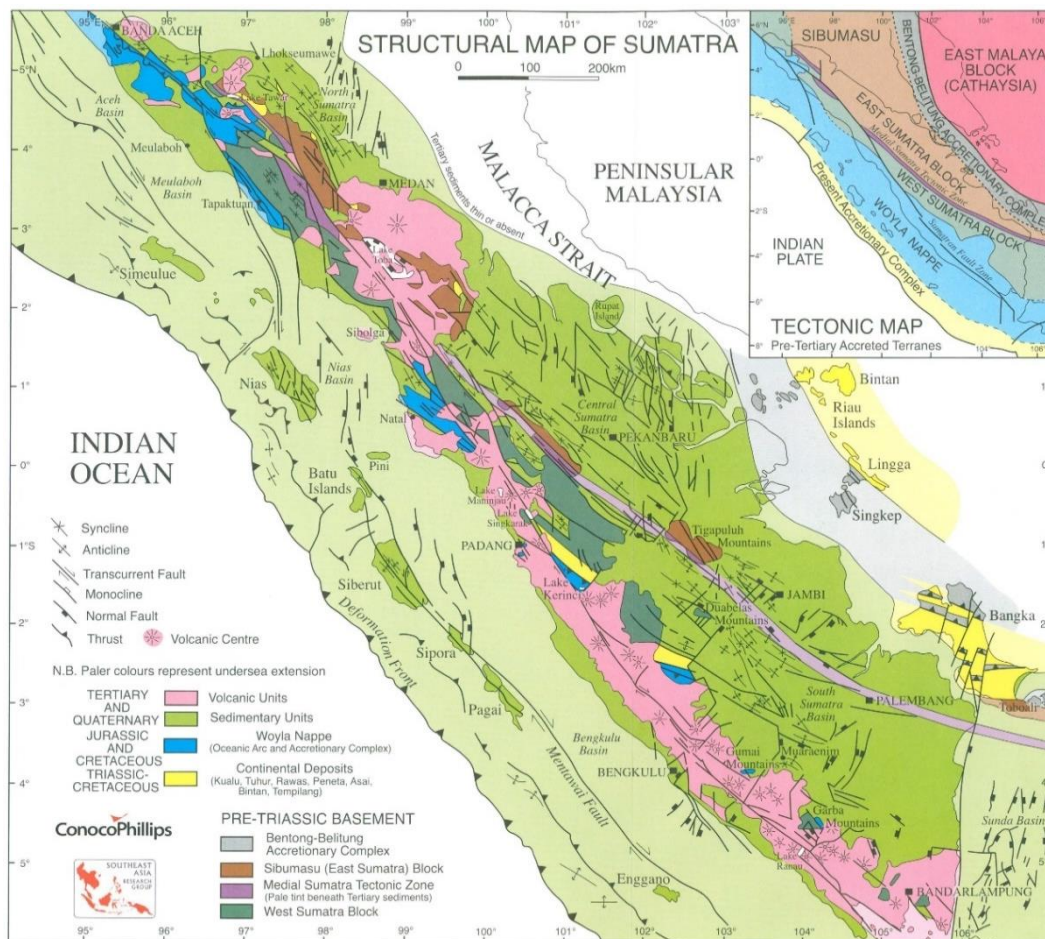


Figure II.9 : Carte structurale simplifiée de l'île de Sumatra. Source : Barber et al., 2005.

En se basant sur l'ensemble des formes géomorphologiques, une classification simplifiée des unités physiographiques (Fig. II. 10), d'ouest en est a été proposée par Verstappen (1973) :

- La bande côtière à l'ouest ;
- Les montages Bukit Barisan et le *graben* central ;
- Les piedmonts des versants à l'est ;
- Les basses vallées et plaines alluviales ;
- Les estuaires et zones marécageuses.

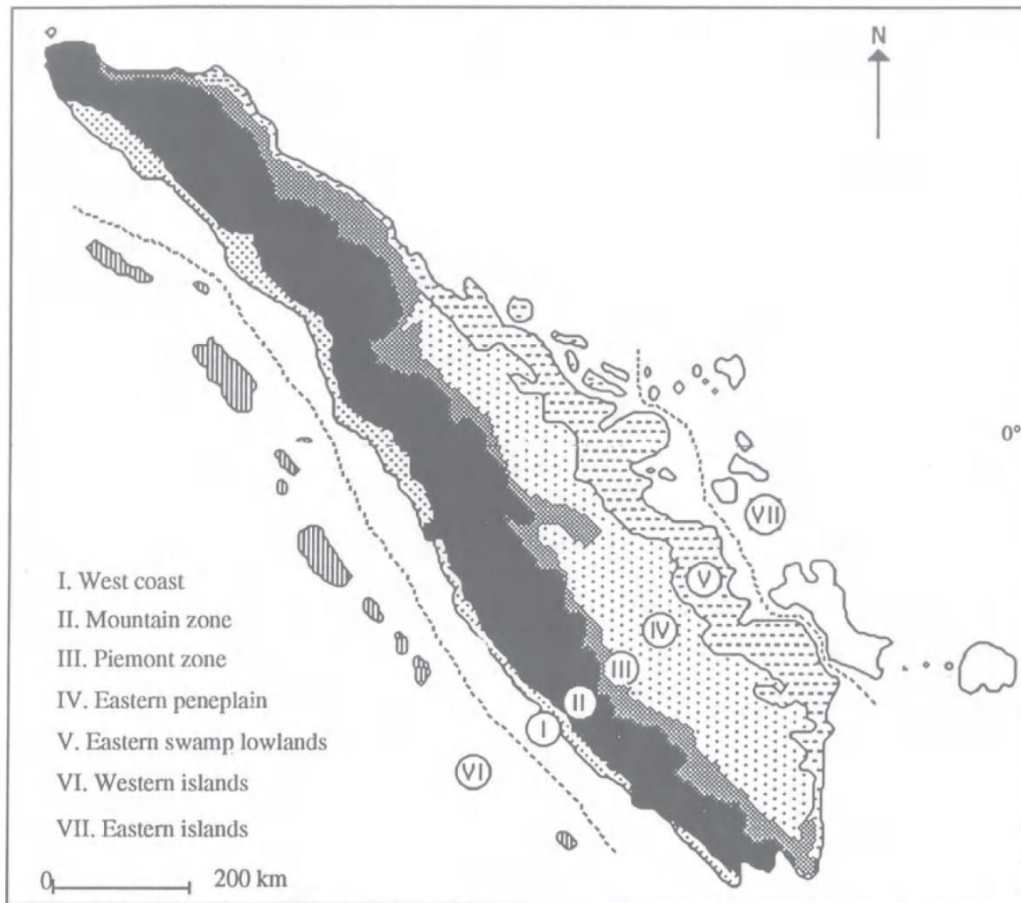


Figure II.10 : Carte de la répartition des régions naturelles de l'île de Sumatra. Source : Laumonier, 1997 d'après Verstappen, 1973.

II.1.3 Paléoclimat et variations du niveau marin au Pléistocène

Le Quaternaire, subdivisé en époques Pléistocène et Holocène, est caractérisé par des oscillations climatiques marquées par des périodes froides (stade glaciaire d'environ 100 000 ans) et tempérées (stade interglaciaire d'environ 10 000 ans ; Gupta, 2005). Les périodes froides sont caractérisées par une baisse moyenne des températures sur Terre, accompagnée d'une baisse du niveau des océans (régressions marines) d'environ -125 m que l'actuel durant les maximums de glaciation (Fig. II. 11). En revanche, les périodes tempérées se caractérisent par un réchauffement moyen des températures suivi d'une augmentation relative du niveau des océans (transgressions marines) pouvant atteindre + 6 m par rapport au niveau actuel. Ces variations du niveau de la mer sont le résultat des facteurs : (i) eustatiques (expansion et rétrécissement des calottes glaciaires et glaciers de montagne, ainsi que modification du volume d'eau de l'océan résultant des changements de températures), (ii) isostatiques (soulèvement et affaissement de l'écorce terrestre sous l'effet du chargement ou déchargement de la glace ou de l'eau sur les continents et les océans) et (iii) déterminants tectoniques (contraction ou étirement de la croûte terrestre et convection du manteau ; Flemming, 1969 ; Waelbroek et al., 2002 ; Lambeck et al., 2004, Pirazzoli, 1991 ; Tricart, 1958). Ces facteurs varient dans le temps et dans l'espace et leur intensité et fréquence peuvent évoluer ensemble ou inversement (Tricart, 1958). Aussi, du fait de la nature différente des facteurs, leurs évolutions ne sont pas constantes. Par conséquent, la majorité des lignes de rivage sur Terre a une trajectoire d'évolution influencée par des alternances de transgressions et de régressions mais la courbe du niveau marin de chaque site diffère des autres du fait des déformations tectoniques locales dont la vitesse et la direction est variable.

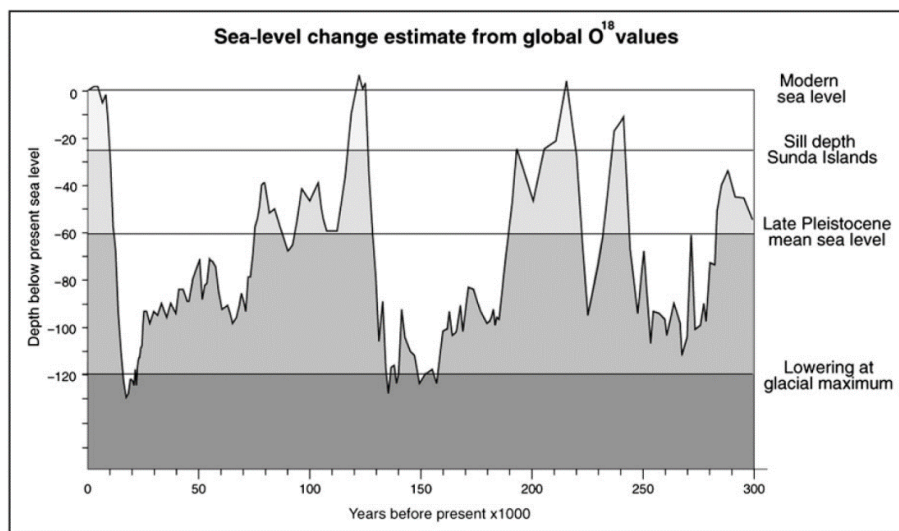


Figure II.11 : Courbe des variations du niveau marin estimées à partir des valeurs globales du O^{18} .
Source : Hope, 2005 d'après Gupta, 2005.

Environ deux tiers du territoire de l'archipel indonésien présente un plateau continental submergé (plateau de la Sonde) situé entre 40 et 200 m sous le niveau marin actuel (Fig. II. 12). Par conséquent, la taille de la surface émergée de l'archipel est fortement dépendante des variations du niveau marin durant les variations climatiques quaternaires (Verstappen, 2000). En effet, durant les périodes glaciaires, la partie émergée de l'archipel pouvait tripler, (Whitten et al., 2000) et ainsi transformer la physionomie du plateau continental passant des mers peu profondes en larges plaines alluviales.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

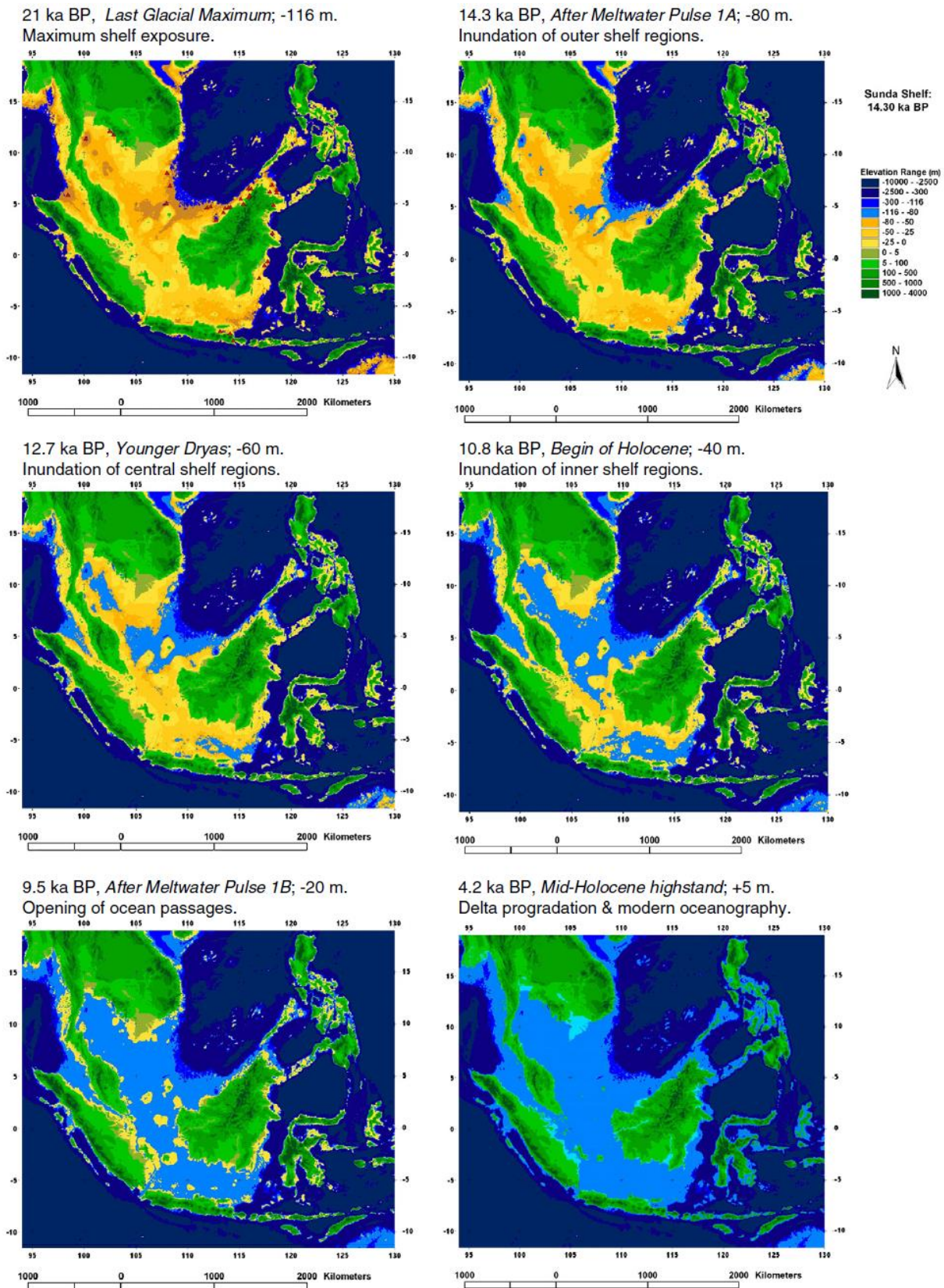


Figure II.12 : Cartes diachroniques de la paléo-géographie du plateau continental de la Sonde. Source : Hanebuth et al., 2011 d'après Sathiamurthy and Voris, 2006.

L'histoire des fluctuations du niveau marin le long de l'île de Sumatra depuis le Pléistocène supérieur, comprend un intervalle de temps d'un cycle glaciaire complet ; à partir de l'avant-dernière période interglaciaire, suivie par la dernière période glaciaire jusqu'à l'actuelle période interglaciaire. La courbe du niveau marin pour l'île de Sumatra se réfère essentiellement à des indicateurs établis à l'est de l'île pour le détroit de Malacca ou la côte ouest de la péninsule Malaise (Fig. II. 13 ; Scheffers et al., 2012 ; Geyh et al., 1979). Dans les grandes lignes, cinq grandes périodes peuvent être dressées : (i) les hauts niveaux marins de la dernière période interglaciaire, (ii) les bas niveaux marins durant le dernier maximum glaciaire, (iii) une augmentation rapide du niveau marin depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène récent, (iv) les hauts niveaux marins durant le dernier maximum de transgression à l'Holocène moyen et (v) une légère baisse et stabilisation du niveau marin (Zong et al., 2013).

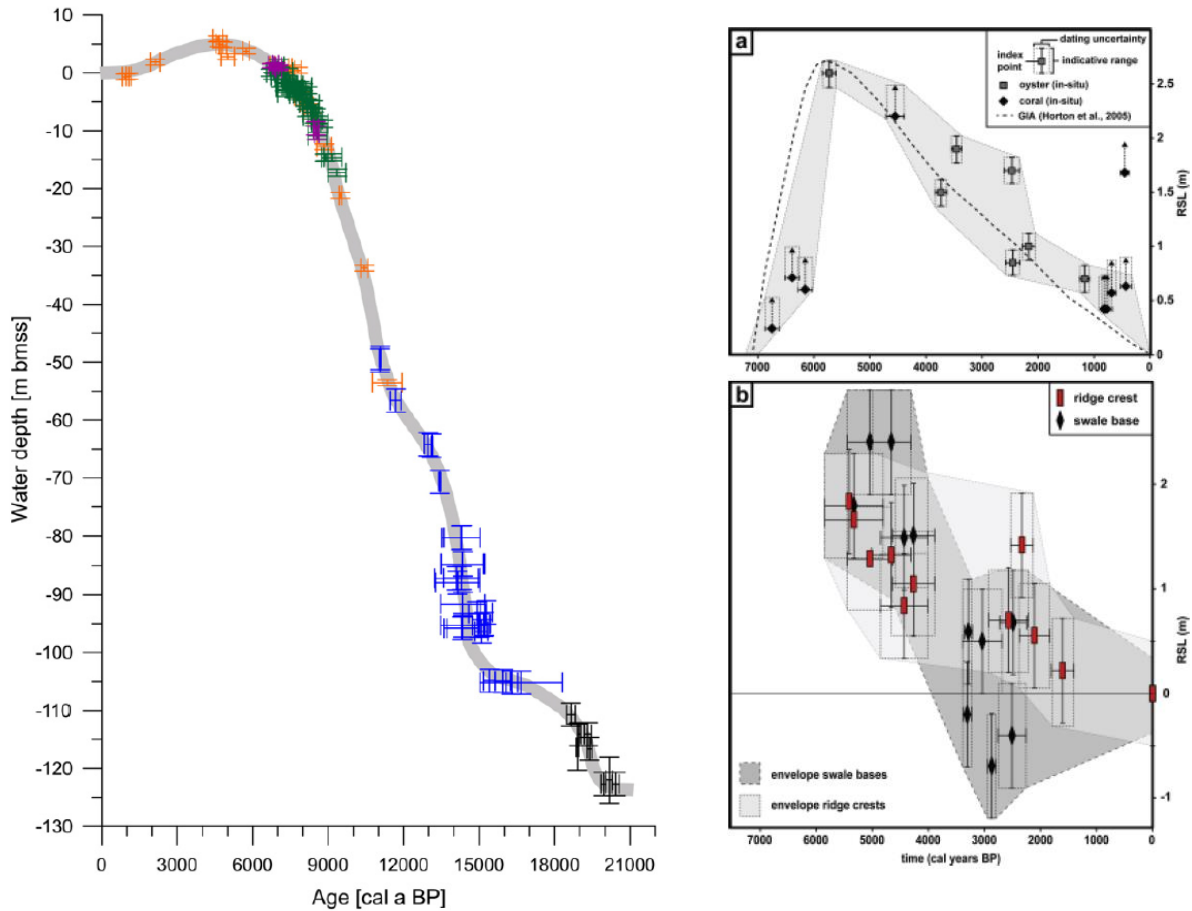


Figure II.13 : Courbes de variations relatives du niveau marin en Asie du Sud-Est. Sources : Scheffers et al., 2012 ; Hanebuth et al., 2011,

II.1.3.1 Hauts niveaux marins de la dernière période interglaciaire

L'enregistrement des hauts niveaux marins pour la période antérieure de la dernière période glaciaire a été établie essentiellement à partir des encoches marines, ainsi que des terrasses et récifs coralliens soulevés (Hanebuth et al., 2011). Ces indicateurs permettent d'établir des niveaux d'environ +5 m par rapport au niveau marin actuel (NMA), il y a 120 000 ans (Omura et al., 2004).

II.1.3.2 Bas niveaux marins durant le dernier maximum glaciaire

Les estimations du niveau marin durant le dernier maximum glaciaire sont relativement difficiles à établir à cause des limites liées à la collecte et la préservation des indicateurs marins en profondeur (Zong et al., 2013). Néanmoins, les bas niveaux marins, situés à environ -120 m par rapport au NMA, il y a 19 600 ans, ont été établis à partir des dépôts de paléosols de plaine retrouvés dans des carottes sédimentaires profondes (Hanebuth et al., 2009). Durant cette période, l'île de Sumatra a été connectée avec la péninsule Malaise ainsi que les îles Bornéo et Java en séparant l'Océan Indien et la mer de Chine.

II.1.3.3 Augmentation rapide du niveau marin depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène récent

Après le dernier maximum glaciaire, une augmentation rapide du niveau marin (environ 1 m par siècle) se poursuit jusqu'à 8000 ans avant l'actuel. La courbe est établie par des dépôts intertidaux contenant des racines de mangrove, morceaux de bois et dépôts tourbeux collectés à partir de carottages sédimentaires (Honebuth et al., 2000). L'ensemble des données décrivent une augmentation rapide mais irrégulière du niveau marin qui a été divisé en quatre segments, synthétisée dans le tableau ci-dessous (Tableau II. 1).

Tableau II.1: Variations de l'augmentation du niveau marin depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène en Asie du Sud-Est.

Tendance du niveau marin	Position (en m) par rapport au niveau marin actuel	Chronologie en BP ka	Rythme (en cm) par siècle
Augmentation lente	-116 et -114	21 - 19 (phase terminale du LGM)	10
Augmentation modérée	-114 et -96	19 – 14,6	40
Augmentation rapide	-96 et -80	14,6-14,3	530
Augmentation progressive	-80 et -64	14,3 et 13,1	130

Cette irrégularité a été interprétée comme résultant des variations dans la vitesse de la fonte glaciaire en lien avec des événements de relatifs refroidissements ou inversement de relatifs réchauffements par rapport à la courbe générale (Zong et al., 2013). Avec l'augmentation du niveau marin, la partie émergée du plateau continental de la Sonde rétrécit et la transgression marine inonde les vallées creusées par les grands systèmes fluviaux durant la période glaciaire.

II.1.3.4 Hauts niveaux marins durant le dernier maximum de transgression à l'Holocène moyen

Avec le réchauffement définitif du climat à la fin du Dryas récent et le début de l'Holocène, il y a 11 700 ans, le niveau marin continue d'augmenter passant d'environ – 40m par rapport au NMA vers 10

ka BP, à -12,8 m par rapport au NMA vers 8 ka BP pour atteindre des niveaux marins à environ +1,2 m au-dessus du NMA vers 6 ka BP. Les hauts niveaux marins sont atteints entre +2,5 m et +5 m au-dessus du NMA entre 5-4 ka BP (Scheffers et al., 2012 ; Geyh et al., 1979). Les hauts niveaux marins d'une amplitude d'environ 3 m à l'Holocène sont typiques pour les bassins océaniques équatoriaux. Ils s'expliquent par un processus d'ajustement isostatique glaciaire et un équilibre entre les échanges des masses d'eaux provenant du relâchement de l'eau de la fonte dans les océans (Mitrovica and Peltier, 1991 ; Rovere et al., 2016 ; Milne and Mitrovica, 2008 ; Mitrovica and Milne, 2002). L'augmentation rapide et progressive du niveau marin jusqu'aux hauts niveaux holocènes induit une importante transgression marine. Sur les côtes est de Sumatra le long du plateau continental, la pente faible induit de spectaculaires retraits des côtes et changements majeurs des paysages (Salles et al., 2021).

II.1.3.5 Légère baisse et stabilisation du niveau marin

Après 4 ka BP, les résultats ne se concordent pas pour dire si le niveau marin se stabilise à +2m au-dessus du NMA pour atteindre ensuite les niveaux actuels à partir de 1 ka BP (Geyh et al., 1979) ou bien si les niveaux marins enregistrent une baisse plus importante à environ - 2m par rapport le NMA vers 2 ka BP pour augmenter légèrement -0,8 m par rapport le NMA à environ 1 ka BP (Fujimot et al., 1999) et atteindre des niveaux très proches de l'actuel depuis le Moyen Âge. Néanmoins, la majorité des travaux de synthèse sur la question semblent privilégier la première hypothèse (Mann et al., 2019 ; Hanebuth et al., 2011 ; Horton et al., 2005).

II.1.4 Conditions climatiques et changements environnementaux holocènes en Asie de Sud-Est

À l'échelle de l'Asie du Sud-Est, les conditions climatiques quaternaires ont été majoritairement contrôlées par : (i) les changements de la position de la Zone de Convergence Intertropicale et modifications de la distribution des précipitations ; (ii) les variations globales des températures de l'air et de l'eau ; et (iii) la réduction ou l'augmentation de la surface émergée du plateau continental de la Sonde (Verstappen, 1980). Pendant le dernier maximum glaciaire la mousson hivernale est plus forte, le climat est plus sec et les températures semblent plus basses en moyenne de - 5°C par rapport l'actuel sur l'ensemble du bassin d'eau chaude Indopacifique. Ces conditions climatiques ont favorisé l'érosion mécanique et l'augmentation du flux détritique continental. En revanche, au début de l'Holocène, la mousson estivale se renforce et les conditions climatiques deviennent plus chaudes et humides induisant l'augmentation de l'érosion chimique (Tamburini et al., 2003). Un optimum climatique avec des températures plus hautes en moyenne +3°C par rapport l'actuel et des conditions humides semble corrélérer avec les hauts niveaux marins de l'Holocène moyen (8-3 ka BP, Hanebuth et al., 2000). À partir de 3 ka BP, les conditions climatiques deviennent moins chaudes et relativement sèches ce qui favorise le flux détritique continental. À l'échelle de l'Holocène, les événements hydro-climatiques extrêmes ont eu une fréquence d'environ cinq siècles. Ils ont été cependant davantage récurrents durant les périodes plus froides, notamment au début de l'Holocène. En revanche, ces événements semblent moins fréquents durant les périodes plus tempérées de l'Holocène moyen (Zhang et al., 2023). En particulier, deux périodes à fortes précipitations se distinguent entre 8 – 6.5 ka et 2 – 1 ka BP ainsi qu'une période relativement plus humide entre 4.5-2.5 ka BP (Niedermeyer et al., 2014). À l'échelle du dernier millénaire, des épisodes climatiques (centennales à décennales) moins humides, ont été enregistrés durant l'Optimum climatique médiéval et pendant le 20^{ème} siècle (Tan et al., 2019).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

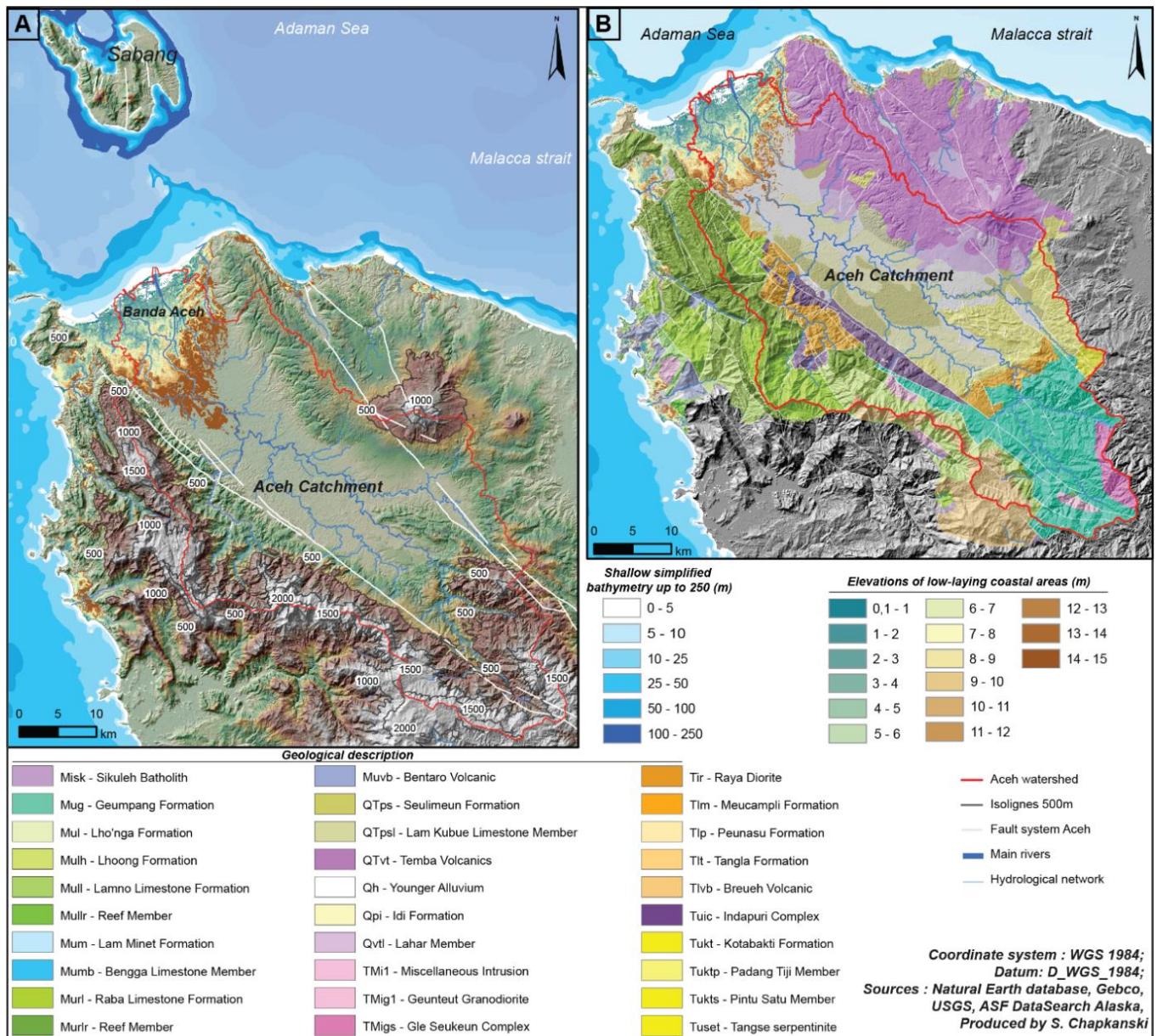


Figure 11.15 : Cartes de la physiographie et topographie (à gauche) et de la géologie (à droite) du bassin versant du fleuve Aceh. La bathymétrie et la topographie des zones côtières de basse altitude sont représentées par des isobathes (en dégradée de blues) et isolignes en gris.

Le climat dans le bassin versant est tropical, caractérisé par des températures journalières entre 25 et 32 °C tout au long de l'année. La frange côtière reçoit en moyenne environ 1600 mm de précipitations par an alors que la tête du bassin versant dans les montagnes Bukit Barisan en reçoit environ 5000 mm/an (Muis et al., 2016 ; Ploethner & Siemon, 2006). La saison sèche atteint son maximum en juin et juillet avec moins de 100 mm de précipitations par mois. En revanche, durant la saison humide entre novembre et décembre, les précipitations peuvent dépasser 300 mm par mois (Bennett et al., 1981). Le bassin versant est drainé par le fleuve Aceh et ses affluents. Le fleuve Aceh prend sa source dans les sommets du Bukit Barisan et parcourt environ 150 km du sud-est au nord-ouest à travers une vallée organisée en terrasses quaternaires (Montagne, 1963) pour rejoindre la plaine deltaïque à environ 14 km de son embouchure dans la mer d'Andaman (Fig. II. 16). La pente moyenne du *talweg* passe de 1,4% dans les zones montagneuses à 0,2% dans les piedmonts, ensuite à 0,04% dans la basse vallée et 0,03% dans le delta. Le régime hydrologique du fleuve est influencé par la mousson et la Zone de Convergence Intertropicale. Sur une période de 9 ans, les débits moyens et maximaux, mesurés dans la ville de Banda Aceh, sont respectivement de 176 et 1700 m³/s (Syvitski et al., 2014). Les principaux affluents d'Aceh sont les rivières Jreu, Kemirieu, Agam et Seuliumum. Ils drainent majoritairement des sous-bassins versants sédimentaires et métamorphiques à l'ouest et au sud-ouest. Au sud-est et à l'est, des plus petits affluents drainent des sous-bassins versants volcaniques. Au nord-est du bassin versant, s'érige à 1726 m d'altitude, l'édifice du volcan Seulawah Agam. Il fait partie d'une série d'édifices volcaniques relativement récents et actifs, situés le long de la grande faille d'Aceh en raison de la position et de la profondeur de la plaque plongeante ~150 km en-dessous. Le cône volcanique s'est construit au centre de deux calderas pléistocènes emboîtées. Les deux dernières éruptions dateraient de ~1600 et 1839 et d'importants écoulements pyroclastiques ou lahariques, discernés dans la topographie, se sont produits sur le flanc sud-ouest.

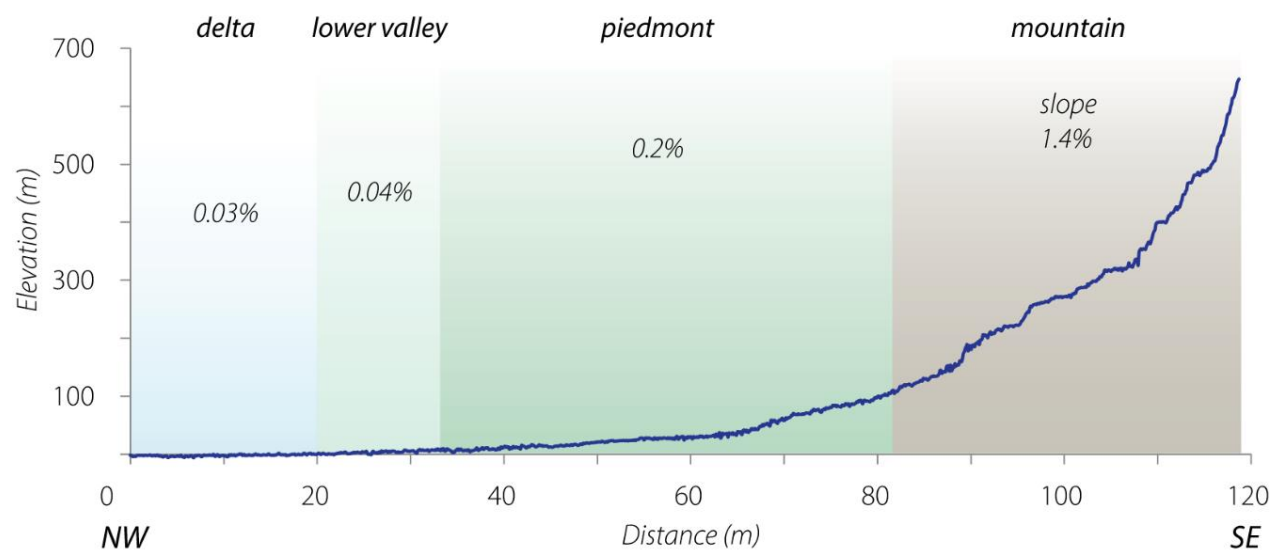
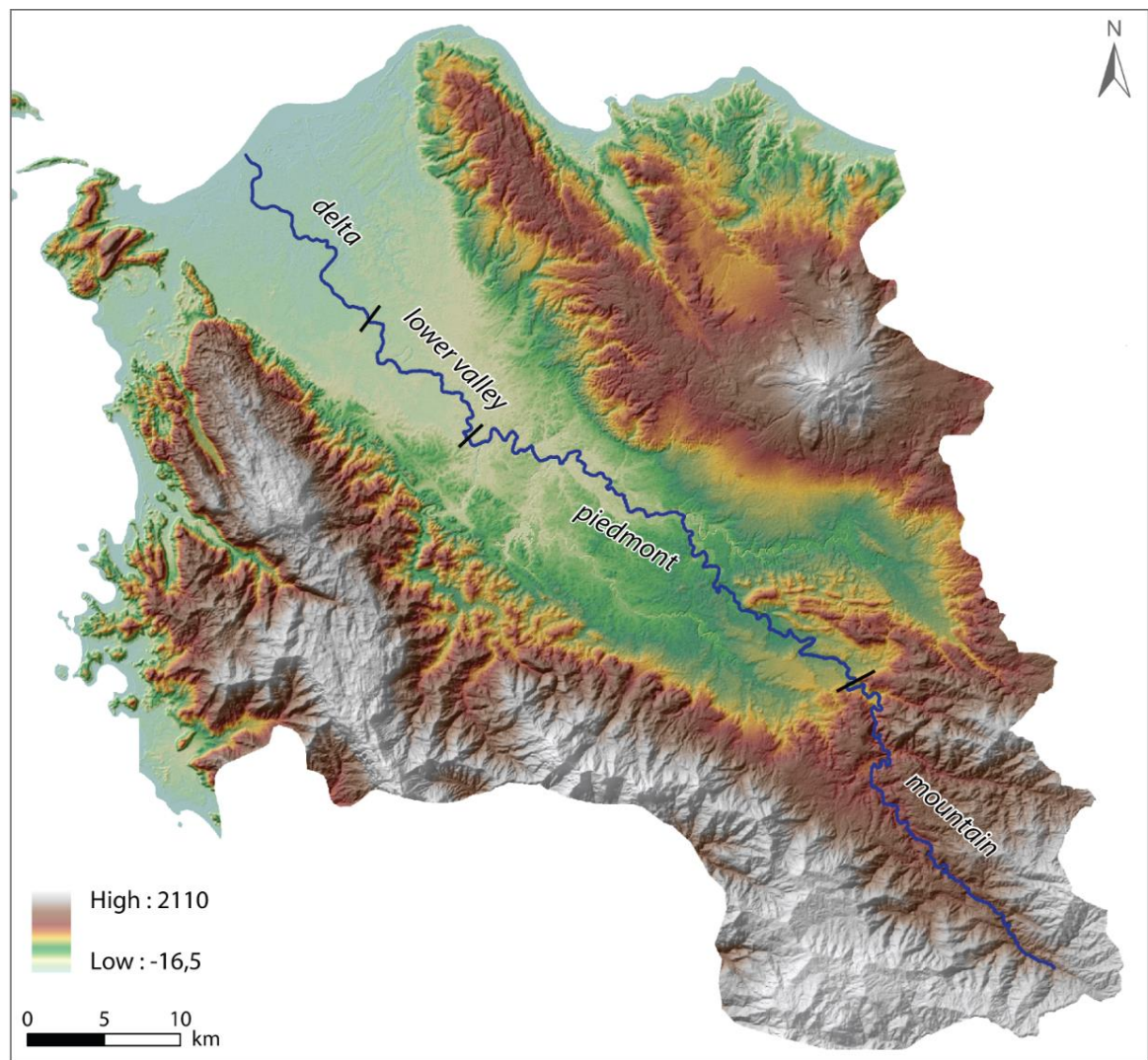


Figure II.16. Profil longitudinal du fleuve Aceh.

II.1.6 La basse vallée d'Aceh et son delta

La basse vallée et le delta du fleuve Aceh sont situés dans la partie nord-ouest du bassin versant entre 95°25'0"E - 95°10'0"E et 5°90'0"N - 5°40'0"N et couvrent une superficie d'environ 180 km². Les élévations varient de 0 m le long de la bande côtière et s'élèvent jusqu'à environ 15-20 m d'altitude dans le haut delta à environ 7 à 8 km en amont le long du fleuve Aceh (Fig. II. 15). L'ouverture du *graben* d'Aceh vers le nord-ouest (Fig. II. 14), permet de définir une fosse profonde dans laquelle la pente du delta s'enfonce rapidement. De ce fait, en période glaciaire et de bas niveau marin, l'exondation expose une pente sédimentaire forte dans laquelle le fleuve Aceh a dû inciser un profond canyon. De ce fait, la zone deltaïque est une structure sédimentaire qui recouvre une ancienne *ria*, comblée par des alluvions déposées en contexte émergé (la plaine deltaïque) et immergé (le delta subaquatique). Le contexte prédisposant d'une grande épaisseur de sédiments pourrait être sujet à une subsidence plus prononcée que les alentours, du fait de la plus grande compaction. Néanmoins, le cadre chronologie du remplissage sédimentaire et le rythme de l'évolution du delta reste méconnu à l'exception de quelques dates radiocarbones mentionnées par Culshaw et al. (1979). Sur la base de ces datations « 7831±40, 6876±40, 6340±55, 5819±45 cal. BP » prélevées au sud de Banda Aceh, les auteurs proposent une augmentation rapide du niveau marin entre 8000 et 5500 BP et une progradation relativement récente de la côte (Culshaw et al., 1979). Néanmoins, aucune information sur la localisation et la position altimétrique de la matière datée n'est donnée, ce qui rend la donnée difficilement exploitable. Une étude plus récente semble interpréter la chronostratigraphie des dépôts deltaïques en réutilisant ces datations mais sans renseigner aucune information complémentaire relative à la localisation, la profondeur et code de laboratoire (Fig. II. 17 ; Rusydy et al., 2020).

Le delta est délimité par : (i) des terrasses fluviales pléistocènes, ainsi que des cônes alluviaux et piedmonts au sud et sud-est, (ii) des calcaires massifs à pentes raides à l'ouest et (iii) des tufs andésitiques à pentes moyennement escarpées vers l'est (Fig. II. 18). À la sortie de la vallée terrassée et à l'entrée du delta près de la ville d'Indrapuri, la pente du *talweg* passe de 0,2% à 0,03% et le fleuve en tresse de la vallée devient méandrique dans le delta. Il est essentiellement drainé par (i) le fleuve Aceh et le canal artificiel de dérivation Alue Angan River (construit en 1992 ; Diposaptono and Mano, 1998), (ii) des petits affluents intermittents et sources karstiques drainant les pentes calcaires à l'ouest et par le fleuve Angan drainant les collines volcaniques à l'est. La partie sud-ouest du delta est occupée par des anciennes branches méandriques de paléo-chenaux comblés, parallèles aux limites du *graben*. Ils semblent épouser des levées fluviales qui surplombent légèrement une plaine alluviale. La partie nord-est du delta est occupée par plusieurs séries d'anciens cordons littoraux subparallèles à la côte actuelle permettant de dresser la progradation holocène du delta depuis la dernière transgression marine. La partie sud-est, domine topographiquement le paysage par un relief fortement disséqué par le réseau hydrologique, interprété comme d'anciennes terrasses fluviales (Culshaw et al., 1979 ; Umitsu et al., 2007). La partie septentrionale est occupée par une frange côtière d'environ 25 km de long entre les promontoires d'Ujong Pancu à l'ouest et d'Ujong Bate à l'est. Le long de cette frange côtière, à l'arrière du cordon sableux frontal, des lagunes, des chenaux tidaux et des vasières occupent l'espace. Le marnage le long des côtes du delta a un régime microtidal (< 2 m) semi-diurne qui varie entre 0,4 et 1,6 m entre les faibles et grandes amplitudes (Wahyudi et al., 2019). Les vagues se dirigent vers l'avant-plage en direction du sud-est d'octobre à mars et vers le sud-ouest d'avril à septembre. Ces régimes d'orientations permettent de générer une dérive littorale vers le nord-est durant la période de pluie et vers le sud-ouest durant la période sèche (Diposaptono and Mano, 1998).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

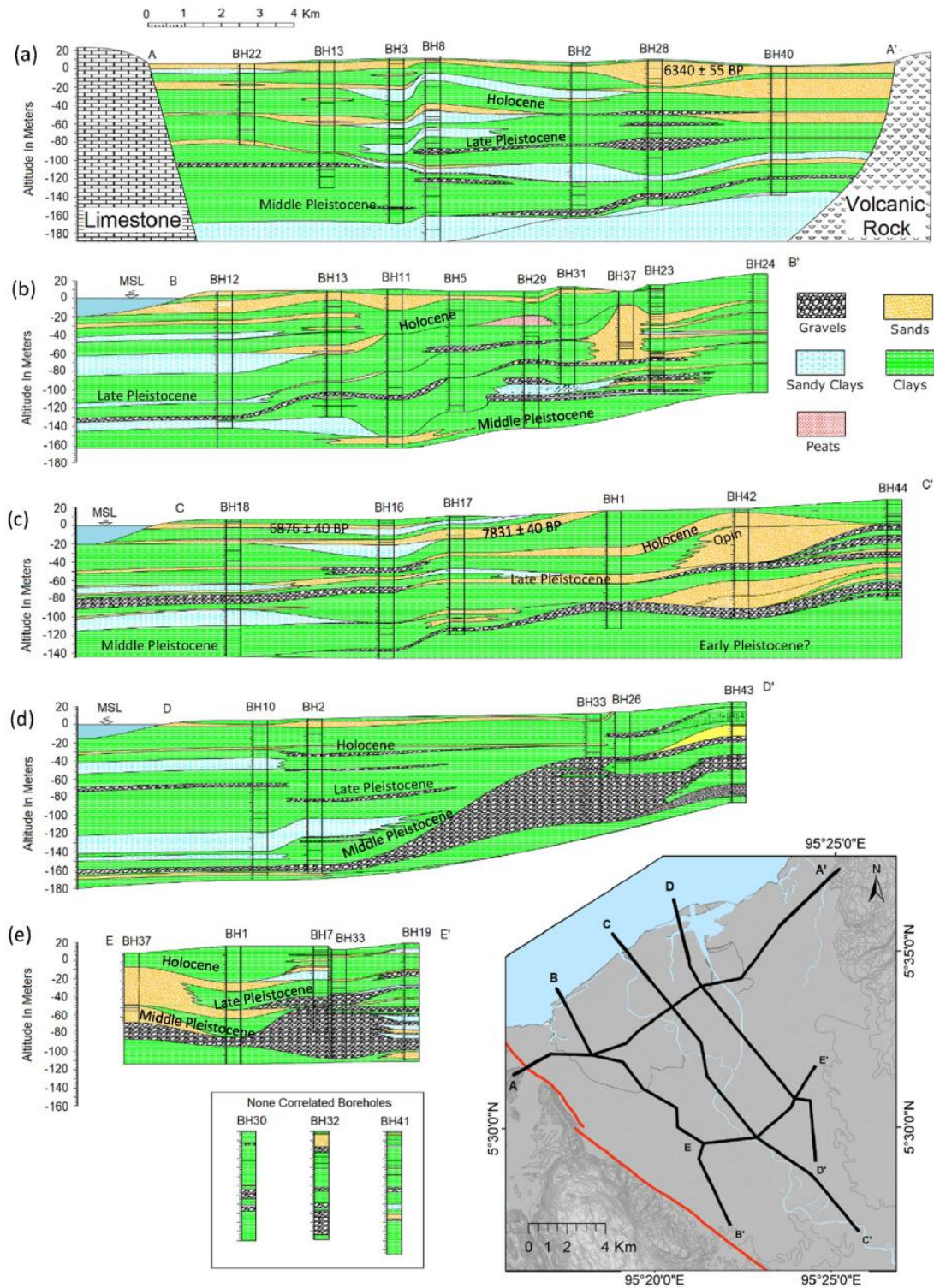


Figure II.17 : Interprétation et extrapolation des données stratigraphiques du delta du fleuve Aceh synthétisées dans des modèles lithologiques. Source Rusydy et al., 2020.

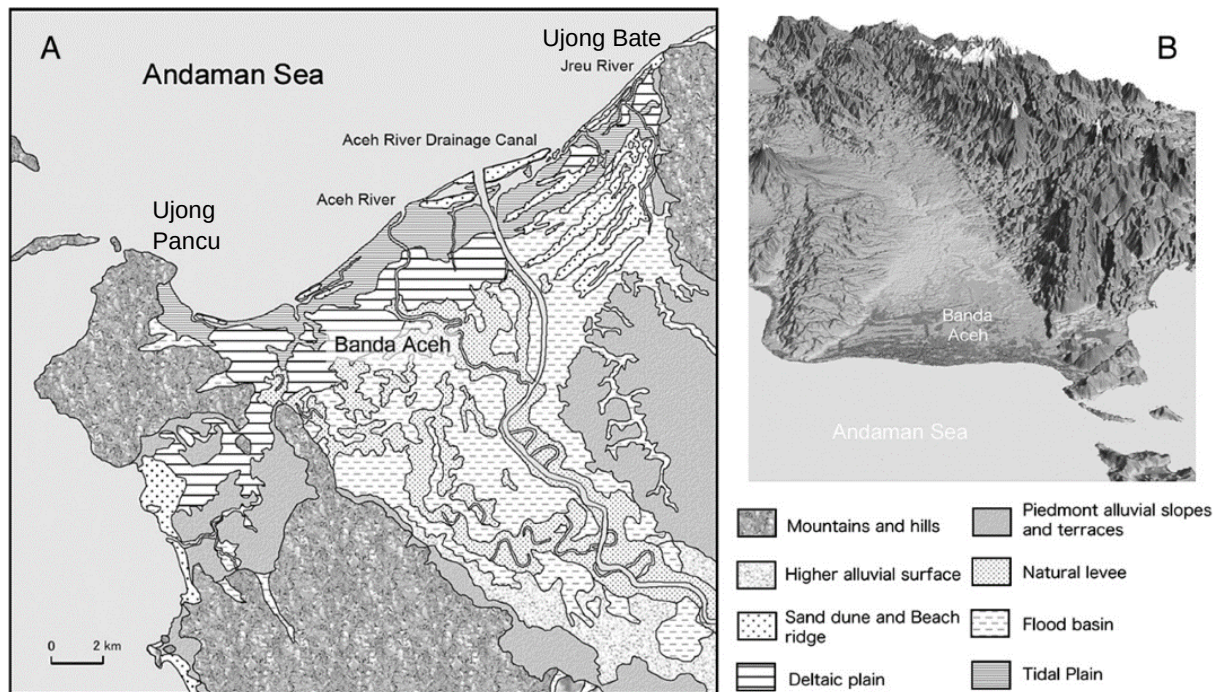


Figure II.18 : Carte géomorphologique du delta du fleuve Aceh (à gauche) et représentation de la topographie en trois dimensions (à droite). Source : Umitsu et al., 2007.

II.2. Conclusion

L'ensemble des éléments géographiques, géologiques, climatiques et stratigraphiques abordés au sein de ce chapitre permettent de souligner que le delta holocène est une forme géomorphologique presque éphémère à l'échelle des temps géologiques. À l'échelle globale, la formation des deltas débute lors du ralentissement de l'augmentation du niveau marin post-glaciaire, il y a environ huit millénaires. Développer une approche systémique et rétrospective est alors essentiel pour comprendre l'évolution des deltas au fil des siècles. La topographie pré-holocène, incluant des formations (pré) quaternaires, conditionnerait de nombreux facteurs de contrôles tels que : le degré d'exposition à la houle, la zone d'accommodation, la nature des sédiments. La localisation et le climat sont déterminant pour expliquer les variations du niveau marin, l'érosion mécanique et chimique des roches, la production et la dissolution des sédiments qui composent les littoraux. Les dynamiques tectoniques et les activités volcaniques conditionnent la magnitude et la fréquence des événements extrêmes, tels que des séismes, des tsunamis et des éruptions. La prise en compte des effets combinés de ces facteurs naturels est alors essentielle pour reconstituer l'évolution complexe des deltas holocènes, notamment en Indonésie qui compte parmi les régions les plus actives en terme géodynamique.



CHAPITRE III : TRAJECTOIRES SOCIO-ENVIRONNEMENTALES ET INTERACTIONS HOMME-MILIEU DU DELTA D'ACEH AU COURS DE L'HOLOCENE

Ce troisième chapitre permet d'apporter des connaissances sur les grands lignes de l'occupation humaine dans le delta du fleuve Aceh, depuis les premières installations connues, jusqu'au XXI^{ème} siècle. Il rappelle que l'évolution géomorphologique d'un delta, héritage des processus géodynamiques complexes, pourrait être aussi intimement liée aux activités humaines. La trajectoire d'évolution d'un delta ne pourrait être pleinement dévoilée qu'à travers la prise en compte de l'effet combiné des facteurs de contrôles naturels et anthropiques.

Bien que l'homme moderne soit présent sur l'archipel indonésien depuis au moins 100 000 ans (Bellwood, 2007), la préhistoire à Sumatra est peu connue et se limite à des découvertes fragmentaires et difficiles à relier entre elles. L'homme préneolithique a laissé un impact environnemental, notamment à travers les incendies (Kershaw et al., 2002). Ces derniers ont été néanmoins relativement limitées en comparaison des périodes de sédentarisation et de développement de l'agriculture.

À la lumière d'une évolution socio-environnementale fragmentaire, ce chapitre a pour objectif de présenter les grands traits des interactions homme-milieu depuis les premières installations préhistoriques à Sumatra. Dans un premier temps, le chapitre permet de dresser un cadre général de l'état des connaissances sur l'occupation préhistorique de l'île, puis le contexte historique et le rôle majeur que joua la ville médiévale de Banda Aceh le long des routes commerciales maritimes de la soie. Dans un deuxième temps, ce chapitre s'appuie sur l'analyse des sources historiques écrites ou cartographiées afin d'améliorer la compréhension du paysage deltaïque entre 15^{ème} et 19^{ème} siècles. Pour finir, après avoir rappelé l'histoire du site d'étude, aussi énigmatique que glorieux, le chapitre se recentre sur le séisme et le tsunami de 2004 dans l'océan Indien. Cette catastrophe majeure, sans équivalent dans l'histoire moderne, a provoqué également la fin d'un conflit armé dans la province d'Aceh et ainsi a permis une ouverture scientifique et le début des études (paléo) environnementales du delta du fleuve Aceh. L'ensemble du chapitre permet alors de mettre en lumière la singularité du site d'étude de point de vue de l'évolution homme-milieu, la compréhension du paysage deltaïque à travers les sources historiques et les lacunes scientifiques qui subsistent malgré son intérêt socio-environnemental.

III.1. Du Paléolithique à la néolithisation ; le début de la transformation des paysages à Sumatra

Par sa position entre l'Asie continentale et l'archipel indonésien, l'île de Sumatra a joué un rôle important dans la diffusion de la flore et de la faune, et par conséquent dans la diffusion des peuplements humains (Fig. III. 1) depuis le début du Quaternaire jusqu'aux premiers agriculteurs du Néolithique (Forestier, 2007). Bien qu'ils aient sans doute laissé des traces de leur passage ou de leur vie quotidienne, l'histoire de l'occupation préhistorique à Sumatra demeure relativement peu connue (Forestier et al., 2005). Ce retard par rapport à l'île de Java, pourrait en partie s'expliquer par le terrain difficile et le milieu hostile de Sumatra. Néanmoins, le travail des scientifiques durant le 20^{ème} siècle marque un intérêt grandissant pour la recherche sur la Préhistoire à Sumatra avec des sites de fouilles emblématiques comme : (i) la grotte de Tianko Panjang à Jambi (Sumatra centrale) contenant un assemblage industriel d'obsidiennes datant d'environ 10 000 ans (Bellwood, 2007), (ii) de nombreux amas coquilliers datés de 7 500 BP situés le long de la côte est entre Medan et Banda Aceh à Sukajadi Pasar III (McKinnon, 1990), la grotte de Gua Pandan à Sumatra Sud, occupée par des chasseurs-cueilleurs entre 9 000 BP et 6 500 BP (Forestier et al., 2006), (iv) ainsi que la grotte de Tögi Ndrawa sur l'île Nias située le long de la côte nord-ouest de Sumatra (Fig. III. 2).

Le site de Tögi Ndrawa a révélé environ 4 mètres de remplissage archéologique datant d'entre 12 000 BP et 900 BP et contenant des coquilles consommées, des os calcinés et des galets taillés (Forestier, 2005). L'ensemble de la séquence stratigraphique permet de lier la transition entre le Pléistocène et l'Holocène et de proposer une hypothèse de la migration des peuplements humains dans la région. Il semblerait qu'au début de l'Holocène, avant la déconnexion par la remontée du niveau marin, de Sumatra et de la partie continentale de l'Asie, des groupements humains s'installent au nord et au sud de l'île. Les raisons de cette migration demeurent méconnues mais des changements environnementaux ou sociaux pourraient en avoir été la raison (Forestier, 2007). La transition entre le Prénéolithique et le Néolithique aurait été identifiée dans la grotte de Pondok Selabe 1, contenant une séquence stratigraphique de 1,8 m subdivisée en trois niveaux : (i) une unité de l'âge des métaux datée de 1800 BP, (ii) une unité néolithique comprise entre 2000 BP and 2500 BP et (iii) une unité prénéolithique comprise entre 3000 BP et 4500 BP. L'unité néolithique a révélé une série d'outils ayant des qualités fonctionnelles et ergonomiques qui ont pu répondre à des besoins spécifiques. Outre les objets lithiques, l'unité néolithique contient des poteries en céramique (Simanjuntak et Forestier, 2004 ; Simanjuntak, 2006). Une synthèse de ces travaux évoqués est proposée par Forestier (2007). À partir de ces études, il semblerait que les basses terres et les piémonts de Sumatra aient été occupés depuis le Paléolithique inférieur proposant des milieux favorables, notamment des abris et des grottes sûres à proximité des forêts riches, des gisements de matières premières et d'eau douce. Aucune trace d'agriculture, ni de domestication animale, n'a été révélée, ce qui permet de supposer que leur impact sur l'environnement a été relativement limité. En revanche, les hautes terres moins boisées, composées des sols volcaniques fertiles et favorables à des activités agricoles, ont été colonisées depuis le Néolithique. Les premières traces de l'influence anthropique sont observées dans les séquences polliniques montrant des activités de déforestation et d'agriculture entre 7500 BP et 6200 BP (Whitten et al., 2000 ; Maloney, 1980).

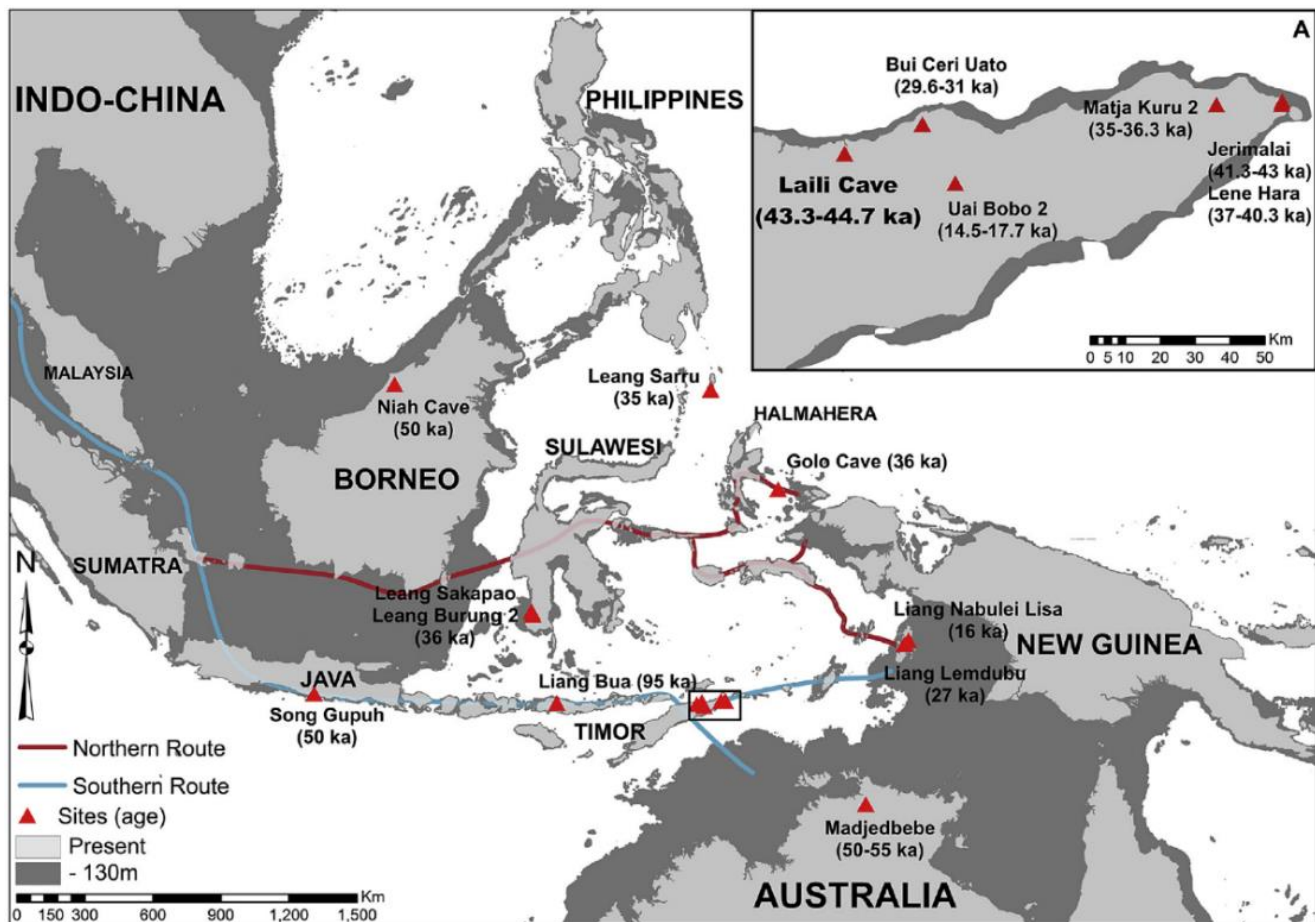


Figure III.1: Carte de la répartition des sites archéologiques avec la présence des premiers Homos en Asie du Sud-Est en relation avec le niveau marin. Les routes principales de migrations y figurent. Source : Hawkins et al., 2017.

La sédentarisation des peuplements au Néolithique est accompagnée d'une hiérarchisation suivie du développement des sociétés à compétition et à prestige caractéristiques des populations néolithiques et associées à des marqueurs territoriaux à l'instar des structures mégalithiques des peuplements du plateau de Pasemah au sud de Sumatra (Forestier, 2007). Le développement des activités agricoles est probablement lié au réchauffement relatif des températures, à la diversification des sources de nourriture, l'augmentation de la population et la sédentarisation (Bellwood, 2007). Les pratiques agricoles à Sumatra ont été accompagnées de déforestations à partir de 7000 BP, qui semblent se transformer en déboisement continu entre 4000 et 2000 BP (Flenley, 1988 ; Morley, 1982). Ce processus aurait théoriquement entraîné une augmentation de l'érosion sur les versants et de dépôts argilo-limoneux dans les plaines (Hope, 2005). Cependant, la relation entre la déforestation et l'augmentation de la charge en suspension dans les rivières ne semble pas bien définie à Sumatra. L'apparition du riz dans les enregistrements polliniques vers 2000 BP (Setyaningsih et al., 2019) semble en relation avec le déboisement et entame une profonde modification des paysages.



Figure III.2: Carte de répartition des principaux sites préhistoriques sur l'île de Sumatra. Source : Forestier, 2007.

III.2. Évolutions socio-environnementales à la pointe nord de Sumatra, la porte de l'Indonésie. Une trajectoire liée aux activités portuaires et à la dynamique des littoraux.

Située à la pointe nord de Sumatra et à l'entrée du détroit de Malacca, la province d'Aceh a une histoire longue et complexe liée à ses relations commerciales maritimes internationales et ses contacts culturels avec un large panel de sociétés dans l'Océan Indien (Feener et al., 2011). Le voyage des commerçants et aventuriers a été rythmé par la force et la direction des moussons. Les trajets vers l'est depuis l'Inde et le Sri Lanka s'effectuaient entre les mois d'avril à septembre alors que les voyages vers l'ouest d'octobre à mars (McKinnon, 1988). Les sites portuaires le long de ces escales maritimes avaient un rôle stratégique aussi bien pour assurer l'approvisionnement de bateaux, que pour l'échange des biens et pour assurer aux équipages des lieux de séjour lorsque les conditions météorologiques ne permettaient pas la navigation. Des installations le long de la côte de Sumatra apparaissent vers le 3^{ème} siècle et l'île devient connue des commerçants d'Inde comme l'Île d'Or. La transition entre la période préhistorique et historique à Sumatra demeure relativement peu connue à l'exception de l'histoire de l'Empire Srivijaya et ses relations économiques et politiques (Fig. III. 3). L'Empire était une thalassocratie Bouddhiste et l'île de Sumatra dominait les échanges commerciaux d'une grande partie de l'Archipel Malais entre le 7^{ème} et le 12^{ème} siècle (Munoz, 2006). Les premiers textes écrits et connus en Indonésie dateraient entre 683-686 durant les premières étapes du développement de l'Empire et le règne de la dynastie Sailendra. Les premières mentions d'un port le long des côtes de Sumatra apparaissent durant le 4^{ème} siècle sous le nom de Barus (Wolters, 1967). Depuis le 6^{ème} siècle, le nom Barus a été associé au commerce prestigieux du camphre qui était collecté dans les montagnes Bukit Barisan et échangé en Asie et en Europe (Perret, 2011).



Figure III.3: Carte de l'extension maximale de l'Empire Srivijaya entre 8^{ème} - 11^{ème} et ses conquêtes en Asie du Sud-Est. Réalisée par Gunawan Kartapranata d'après Munoz « Early Kingdoms of the Indonesian Archipelago and the Malay Peninsula », page 128.

III.2.1 Les ports perdus : sur les traces de Lamri, Ramni et Fansur, escales sur la route maritime de la soie

Bien avant que la région d'Aceh ne devienne un Sultanat islamique vers le début du 16^{ème} siècle, elle eut un rôle important dans les échanges commerciaux inter-régionaux. Les anciens textes suggèrent l'existence de deux ports clés sur la route maritime de la soie pour les marins traversant l'Océan Indien. L'un d'eux, connu par les Arabes au 9^{ème} siècle sous le nom de Fansur, était situé sur la pointe nord de Sumatra (Fig. III. 4). Le second, désigné par les Arabes comme Ramni et par les Chinois comme Lan-li ou Lan-wu-li, était situé non loin vers l'est à la fin du détroit de Malacca (McKinnon, 2015). Les textes associent à ces deux localités la présence de rhinocéros, d'éléphants et la production de bambou, pernakambou (bois-brésil) et de camphre. Ramni, ou Rami, a souvent été associé à la partie nord de Sumatra et probablement plus précisément de la pointe nord de l'île où il y avait une grande quantité de tempêtes et de tremblements de terre (McKinnon, 1988). Les deux ports ont une position stratégique idéale pour les arrivées et les départs des bateaux sur la route entre l'Océan Indien, l'Indonésie et la Chine.

Protégée par un promontoire rocheux, à environ 12 km à l'est de la ville de Banda Aceh, la baie de Pancu est une zone à l'abri des vents forts (McKinnon and Nurdin, 2020). À la fin du 10^{ème} siècle, de nombreux textes font référence à Lamri, proche de Fansur. Les premières mentions de Fansur et Lambri du Royaume Lamuri (Lamri) dans des récits occidentaux proviennent des expéditions de Marco Polo en 1292 à Sumatra. Les villes visitées sur la pointe nord de l'île sont considérées comme les premiers ports d'escale maritime pour les voyageurs provenant d'Arabie et d'Inde en direction de l'Indonésie et de la Chine (Polo, 1903). Lamuri ou Lambri a été un royaume au nord de Sumatra qui existait déjà durant l'expansion de l'Empire Srivijaya (McKinnon, 1988 ; Montana, 1997). De nombreux textes entre les 12^{ème} et 15^{ème} siècles font référence à Lamuri permettant de constater l'existence du site après la fin de l'Empire Srivijaya, mais les mentions de la localité ne permettent pas l'identification géographique précise du site. C'est au début du 16^{ème} siècle que Lambri est clairement croisée avec Aceh, faisant mention de sa localisation sur la pointe nord de l'île, probablement située près de l'embouchure du fleuve Raya à environ 30 km de Banda Aceh en direction de l'est (McKinnon, 2015). En outre, d'importantes trouvailles archéologiques ont été identifiées le long de la côte durant les marées basses (Daly et al., 2019), indiquant une occupation plus ou moins continue entre 12^{ème} et 20^{ème} siècles. Elles permettent de consolider l'hypothèse que ces environnements favorables aux activités portuaires (baies et lagunes semi-protégées par des cordons sableux) auraient pu abriter les ports de Fansur et Lamri, ports perdus médiévaux du Royaume Lamuri (McKinnon, 2015). Les textes mentionnent de nombreux objets échangés par le port Lambri, dont notamment : pernakambou (bois-brésil), camphre, coraux, nids d'oiseaux, or, ivoire, plantes, bois de palmiers (rotin), étain et coquilles de tortues (McKinnon, 1988).

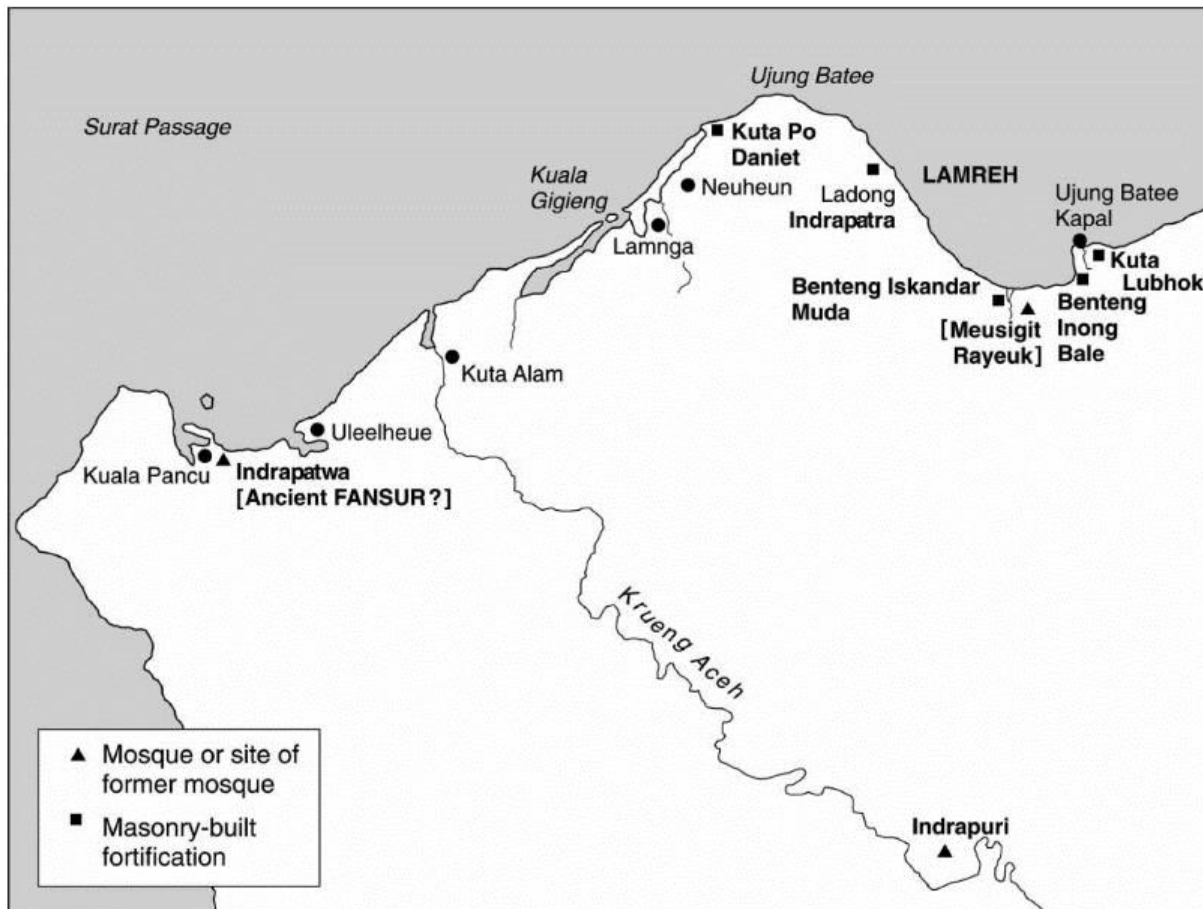


Figure III.4: Carte de la pointe nord de l'île de Sumatra indiquant certains toponymes et la localisation de certains sites historiques. Source : McKinnon, 2009.

III.2.2 Un port disparu : causes et conséquences hypothétiques

Avec l'émergence du Sultanat d'Aceh au début de 16^{ème} siècle et l'établissement de Kota Radja (la ville du Roi) sur les rives gauches du fleuve Aceh (Fig. III. 5), les ports de Fansur et Lamri auraient été assimilés rapidement. Néanmoins, les trouvailles de céramiques le long de la baie de Pancu (Daly et al., 2019), mettent en évidence des installations qui ont pu continuer d'exister le long de la côte, mais il est probable que leur pouvoir et rayonnement aient été réduits (McKinnon, 2015). Au début du 16^{ème} siècle, Fansur, un port maritime majeur, ne semble plus exister. La raison sociale et/ou naturelle menant à sa destruction demeure méconnue. Une séparation des centres du pouvoir semble se dessiner à partir du 16^{ème} siècle, l'un le long de la côte et l'autre à l'intérieur des terres sur la rive gauche du fleuve Aceh. Ce dernier affirme son pouvoir sur le secteur et devient connu sous le nom de Kuta Raja, situé aujourd'hui dans le centre historique de Banda Aceh.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Figure III.5: Carte de l'extension maximale du Sultanat d'Aceh au début de XVII^{ème} siècle durant le règne de Iskandar Muda. Les conquêtes principales du sultan sont indiquées par des flèches. Réalisée par Gunawan Kartapranata/ CC BY-SA 3.0 ; <https://commons.wikimedia.org/>

Le déplacement du centre du pouvoir et le déclin des sites portuaires côtiers ont pu être induits par des conflits politiques et géographiques avec le Royaume de Pidie. En effet, les installations à l'intérieur des terres ont été moins exposées aux attaques ennemies. Il est également possible que le déclin des installations portuaires le long de la côte soit lié à la tectonique locale, des événements extrêmes tels que des tsunamis (Daly et al., 2019) ou bien à la dynamique côtière ne prédisposant pas de la durabilité du site (McKinnon, 1988). En effet, une série de séismes et tsunamis, qui ont impacté la côte nord-ouest de Sumatra, se sont produits aux XIV^{ème} et XV^{ème} siècles (Sieh et al., 2015). En comparant avec la force destructrice du tsunami de 2004 (Lavigne et Paris, 2011), la disparition des sites portuaires aurait pu avoir pour cause un tel événement extrême (Daly et al., 2019). Il semblerait cependant étonnant, malgré des événements extrêmes, que des ports stratégiques disparaissent soudainement sans laisser de traces concrètes dans la toponymie locale malgré 700 ans d'existence. Le village situé sur le cordon sableux dans la baie de Pancu, aujourd'hui submergé à cause de l'érosion progressive de la côte, porte le nom Lambaro. C'est aussi à proximité de ce village, qu'à la fin du XX^{ème} siècle, les fondations d'une ancienne mosquée étaient encore visibles dans la baie de Pancu à marée basse (Fig. III. 6). Il s'agirait probablement de l'ancienne mosquée d'Indrapurwa, l'un des trois principaux centres religieux du Sultanat (McKinnon, 1988). En outre, le village de Lambaro a été déplacé trois fois à l'échelle de la mémoire collective locale, dont la dernière fois date de l'occupation japonaise durant la Deuxième Guerre Mondiale lorsque les habitants ont été relogés aux pieds des montagnes à proximité. D'anciennes structures du village semblent avoir existé entre la plage actuelle et l'îlot Pulau Angkasa (Pulau Tuan ; McKinnon, 1988), aujourd'hui situé à environ 1 km de la côte.

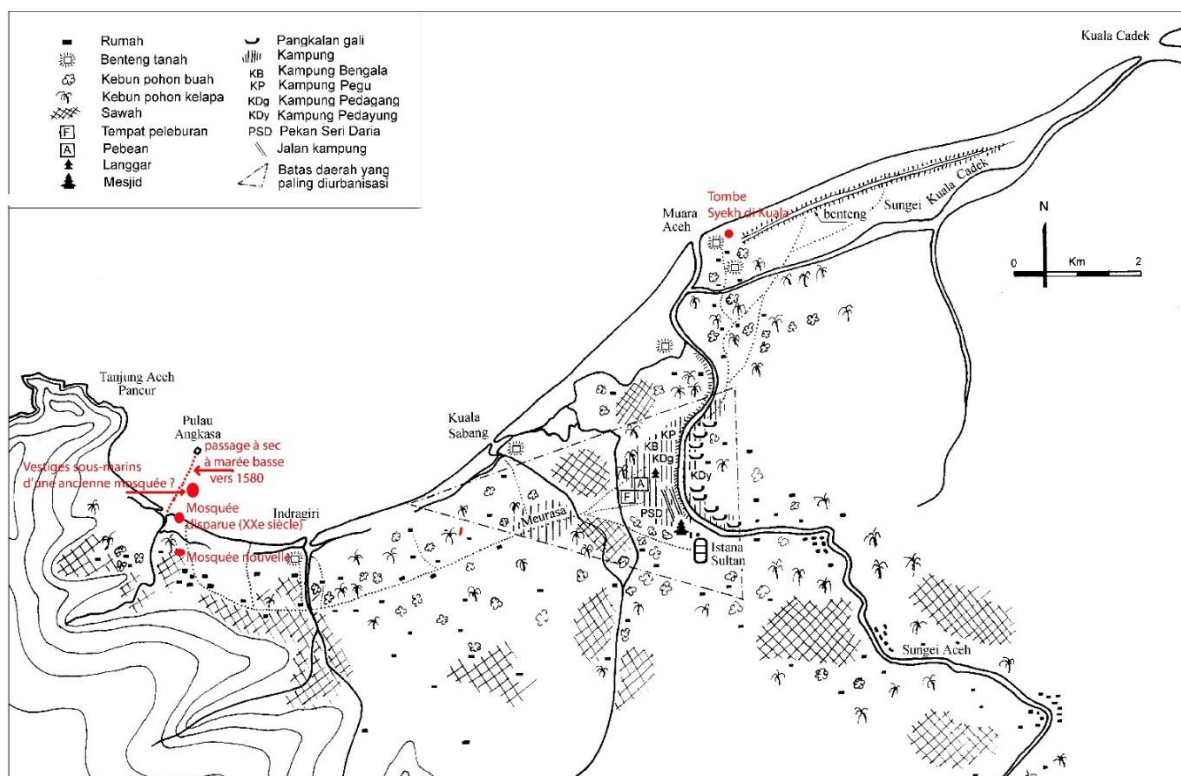


Figure III.6: Carte descriptive du paysage deltaïque du fleuve Aceh. Certains sites archéologiques sont mentionnés. Source : Pierre-Yves Mangin, Dos Santos Alves, 1990.

D'après des récits portugais, cet îlot aurait été accessible à pied à marée basse au 15^{ème} siècle (Fig. III. 6 ; Pierre-Yves Mangin, 2018 ; communication orale). C'est approximativement à cet endroit qu'Edmund Edwards McKinnon observe en 1985, à marée basse, des restes d'habitations, d'anciens puits et des tessons de céramique vietnamienne du XV^{ème} siècle et chinoise du XVI^{ème} siècle. À proximité, il a également observé des tombes érodées de XVIII-XIX^{ème} siècles mettant au jour des ossements humains ainsi que des arbres déracinés. Ces observations permettent ainsi de constater le recul du trait de côte qui a, sans doute, eu un rôle dans le déclin des installations portuaires et probablement sur le déplacement du centre du pouvoir à l'intérieur des terres. Un nombre important de tessons céramique de XIII-XIV^{ème} siècles et d'autres objets ont été identifiés à proximité et le long de la côte (Fig. III. 7 ; McKinnon, 1988). Récemment, des travaux ont permis de mettre en évidence la chronologie et la dispersion des objets retrouvés le long de la côte mettant en perspective les possibles occupations au fil du temps (Daly et al., 2019).

Bien qu'il soit difficile d'affirmer avec certitude l'existence d'un lien entre le village de Lambaro et le port de Lamri ou Fansur sans découverte des objets liés spécifiquement aux activités portuaires ou d'aménagements tels que des rampes et quais, l'important nombre de tessons d'Asie continentale et d'Europe couvrant la période des XIII-XV^{ème} siècles permet de supposer l'existence d'importantes installations côtières dans l'actuelle baie de Pancu. En combinant les descriptions des textes anciens arabes, chinois et indiens, la configuration géographique de la baie, la disponibilité en eau douce et les nombreux restes archéologiques, il est possible de penser que la Baie de Pancu aurait abrité un port stratégique pour les relations commerciales au sein l'archipel Malais. Aujourd'hui, ce site portuaire semble disparu, possiblement détruit par des événements extrêmes tels que des séismes et des tsunamis, alors que le peu de traces qui ont subsisté s'efface progressivement sous l'effet de la subsidence locale, de l'érosion marine et du recul du trait de côte.

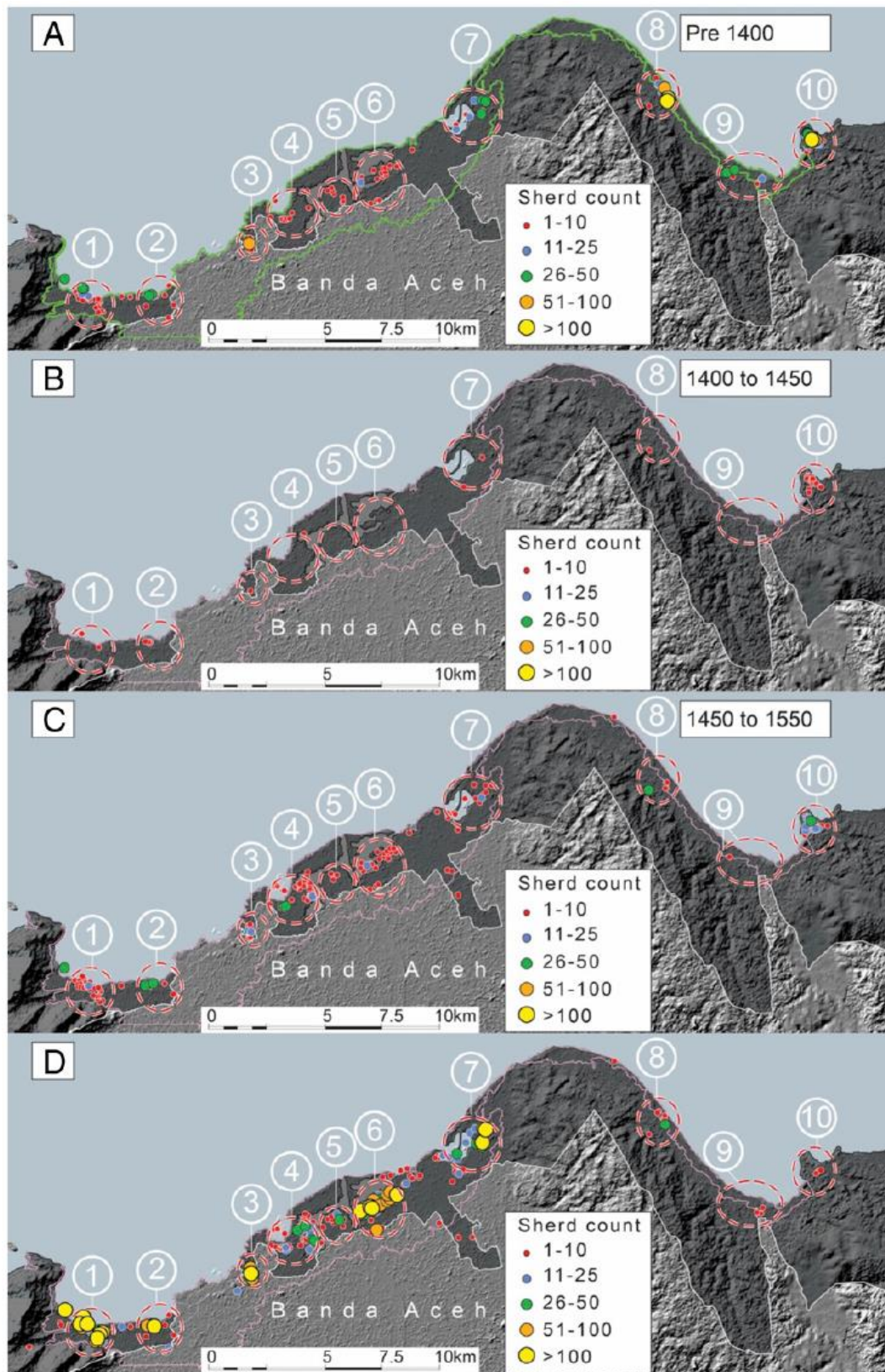


Figure III.7: Cartes diachroniques de répartition des concentrations des tessons céramiques le long de la bande côtière du delta d'Aceh et la baie de Lamri à l'est. A – avant 1400 CE apr. J.C. ou juste rien, B – entre 1400 et 1450 CE, C – entre 1450-1550 et D – entre 1550 – 1650. Source : Daly et al., 2019

III.3. Un nouveau centre économique et politique organisé le long des chenaux du fleuve Aceh. La ville et la paléogéographie du delta à partir des textes et cartes anciennes

III.3.1 Les récits de voyage et les représentations cartographiques avant le XVII^{ème} siècle

Les origines du Sultanat d'Aceh demeurent peu connues et imprécises mais tendent vers la fin du XV^{ème} siècle avec le premier sultan, Ali Mughayat Syah, qui a laissé une épigraphe datée et qui a permis d'étendre la puissance du Sultanat vers 1520 (McKinnon, 2009). La résidence principale du Sultanat d'Aceh, Dar al-Kamal, était située sur la rive gauche du fleuve Aceh et a fonctionné telle quelle jusqu'à sa destruction par les Néerlandais en 1883. Avec l'établissement du Kota Radja (la ville du Roi) sur les rives gauches du fleuve Aceh (McKinnon, 2009), l'ancien port médiéval Fansur sur la côte, aurait disparu. Bien que l'évolution de la ville et son environnement pourrait être reconstruit à partir du XVII^{ème} siècle par des sources historiques, représentations graphiques et cartographiques, très peu d'informations, antérieures au XVII^{ème} siècle, renseignent sur l'organisation de la ville et son environnement. Ceci est d'autant plus étonnant qu'au XVI^{ème} siècle le Sultanat d'Aceh est au centre de l'attention en tant que principal rival économique de Malacca, ennemi du port portugais et puissance majeure en Asie du Sud-est. La ville, située sur les rives gauches d'Aceh, compte environ 70 000 habitants et représente l'une des plus importantes agglomérations de l'archipel malais voire même de l'Océan Indien (Ried and Ito, 1999 ; Dos Santos Alves, 1990). Quelques sources portugaises, notamment des récits de voyage, fournissent une information précieuse pour imaginer l'ambiance de la ville au XVI^{ème} siècle, l'organisation militaire et défensive, et la configuration de l'espace urbain qui sépare les quartiers des pêcheurs et des marchands du centre royal (Dos Santos Alves, 1990). Néanmoins, ces descriptions peuvent être très subjectives et n'apportent aucune certitude. Quelques courtes descriptions de l'environnement, extraites de Dos Santos Alves (1990), sont présentées ci-dessous :

- « À Pulau Angkasa, se trouvait un autre poste où 5 ou 6 soldats gardaient la mosquée, et le puits d'eau douce où les navires allaient généralement se ravitailler ». Ce site est situé dans la baie de Pancu où un ancien village porte le nom Lambaro (la source d'eau). Ce témoignage est très important car il affirme la présence et l'utilisation d'eau douce, essentielle pour les activités portuaires. Ce site est aussi supposé être l'ancien port disparu de Fansur.
- « Pour la guerre offensive et défensive, le sultan avait une flotte à sa disposition. Quand ils n'étaient pas utilisés, les navires, surtout les galères, étaient remorqués par des éléphants dans des fosses qui se trouvaient à 5 ou 6 km de l'embouchure, des deux côtés de la rivière. Ces fosses étaient profondes d'environ 3 mètres. » ; « Le routier évalue cette flotte à 300 navires, 20 galères, 60 fustes et galiotes et 220 d'autres types ».

Il est important de questionner l'espace portuaire nécessaire pour abriter toute cette flotte. Des chenaux tidaux ou d'anciens paléo-chenaux/bras morts auraient pu être utilisés comme fosses pour mettre les bateaux en cales sèches. La distance de 5-6 km de l'embouchure pose la question du retrait de la côte depuis. Aujourd'hui le centre historique de la ville est situé à environ 3-4 km de la côte.

- « Pour atteindre la ville, on remontait sur quelques trois lieues la rivière qui traversait des friches, des forêts mais aussi des rizières. » ; « En remontant la rivière, on laissait à main droite les premiers villages de pêcheurs, population bien considérée dans la société, et à main gauche, près des fossés le campum dajao, kampung dayung ou quartier des rameurs. Après une courbe de la rivière, la cité apparaissait aux yeux du voyageur ».

L'ensemble des descriptions permet de constater l'important retrait de la côte depuis le XVI^{ème} siècle. La courbe/méandre de la rivière évoquée, se situe aujourd'hui très proche de l'embouchure.

Les plus anciennes représentations graphiques de l'environnement du delta d'Aceh apparaissent vers la fin du XVI^{ème} et le début de XVII^{ème} siècle (Fig. III. 8 ; Dos Santos Alves, 1990). Elles montrent schématiquement la disposition de la zone urbaine sur la rive droite du fleuve Aceh et la configuration des fortifications. Les bateaux semblent accostés à l'aval de la ville de part et d'autre du fleuve. Trois méandres du fleuve séparent la ville et la côte. À l'ouest de l'embouchure une rade semble pénétrer à l'intérieur des terres. La représentation de l'environnement autour de la ville demeure néanmoins peu précise.



Figure III.8: Représentation du delta du fleuve Aceh durant la fin du XVI^{ème} et le début du XVII^{ème} siècle. Réalisée par Manuel Godinho de Eredia. Source : Reid et Ito, 1999.

III.3.2 Plans cartographiques du XVII^{ème} siècle

Au XVII^{ème} siècle, les plans cartographiques indiquent trois chenaux principaux qui semblent desservir la ville d'Aceh : le chenal principal du fleuve Aceh dans la partie centrale du delta ; un chenal vers l'ouest connectant la ville et l'estuaire de Ulee Lheue ; et un chenal vers l'est connectant la baie Gigieng (Fig. III. 9 ; McKinnon, 2009). À l'embouchure du fleuve Aceh, une barre sableuse limitait l'accès vers l'intérieur des terres et une ou plusieurs fortifications assuraient la protection de l'embouchure. D'autres fortifications ont été établies le long de la côte vers les XVI-XVII^{ème} siècles pour contrôler l'accostage sur les terres et protéger les sources d'eau douce (McKinnon, 2009). Ces fortifications ont sans doute été construites sur des sédiments stables, probablement des cordons sableux, mais certaines ont été détruites/submergées sous l'effet de la subsidence locale et du retrait du trait de côte (McKinnon, 2009).

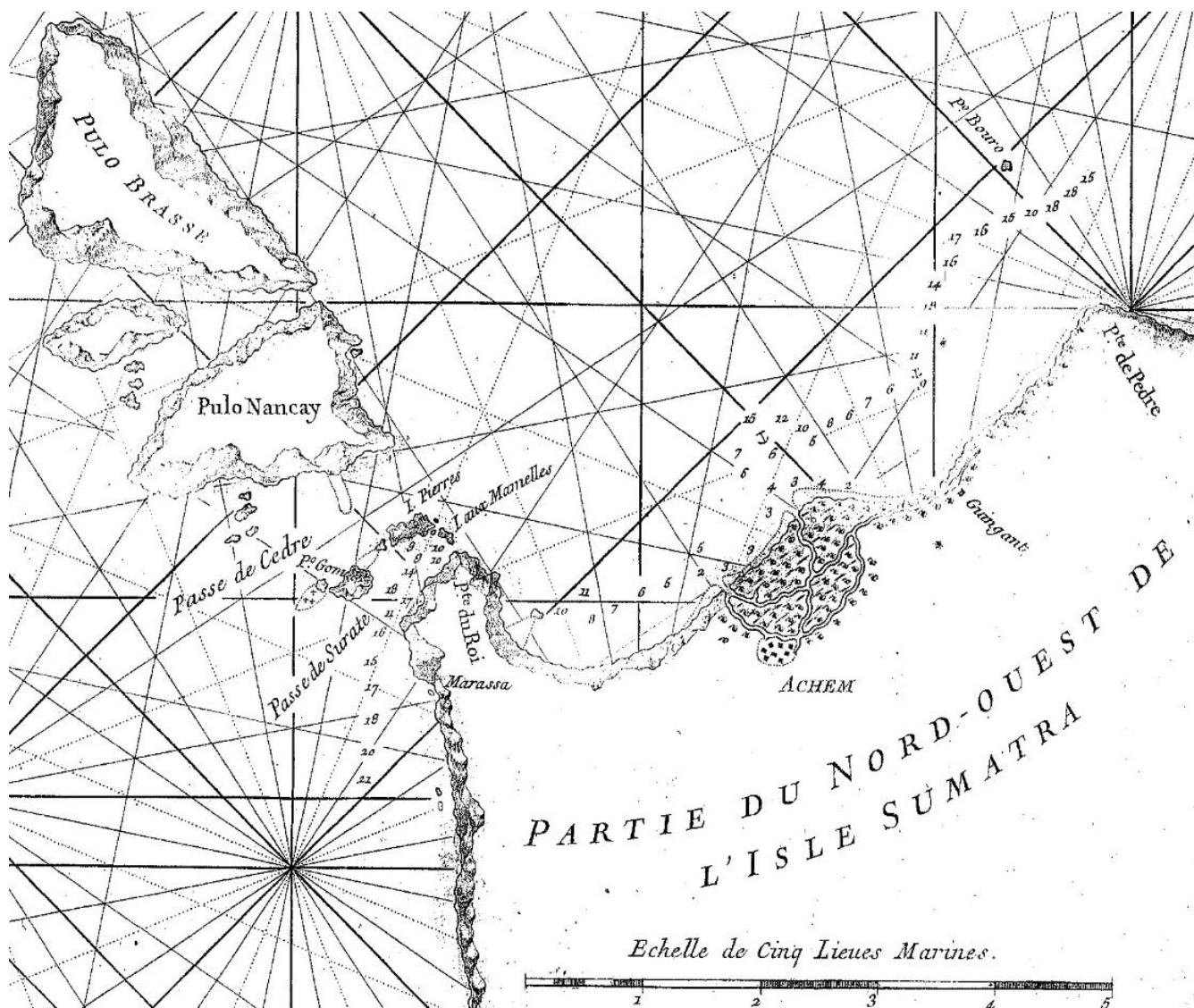


Figure III. 9 : Plan cartographique de la baie d'Aceh et des îles voisines de XVIII^{ème} siècle. Auteurs : Manneville, Jean-Baptiste-Nicolas-Denis, Delahaye, Guillaume-Nicolas. Source : Gallica.bnf.fr/ Bibliothèque nationale de France.

La description la plus détaillée de l'organisation de la ville d'Aceh au XVII^{ème} siècle, provient d'Augustin de Beaulieu, navigateur et explorateur français. Son récit de voyage, comportant de nombreuses descriptions et illustrations, a été édité par Denys Lombard (De Beaulieu, 1996). Il a alors mis au jour une carte nommée « Plan de la Ville d'Achem, capitale du royaume du même nom dans l'Ile de Sumatra », ainsi qu'un schéma montrant clairement les ensembles cartographiés (Fig. III. 10). L'auteur supposé de la carte serait De Vlaming, fonctionnaire néerlandais très compétant en cartographie. Un décryptage de la période cartographiée (vers la moitié du XVII^{ème} siècle) et une interprétation de l'organisation de la ville ont été proposés par Ried et Ito (1999). En termes d'organisation de l'environnement autour de la ville, des éléments très intéressants attirent l'attention. La carte met en évidence deux îlots près du palais royal dont un suffisamment grand et stable pour accueillir des éléphants (Fig. III. 11). Ce détail pourrait fournir des indices sur la charge sédimentaire et la dynamique du fleuve. En effet, ces îlots n'existent plus aujourd'hui. En aval du palais et de ces îlots, deux petits méandres sont identifiables dans la géométrie du fleuve Aceh. Ils sont suivis par un grand et large méandre qui semble accueillir sur la berge droite de nombreux bateaux (Fig. III. 11). Ce méandre a aujourd'hui, disparu sous l'effet de l'érosion marine.

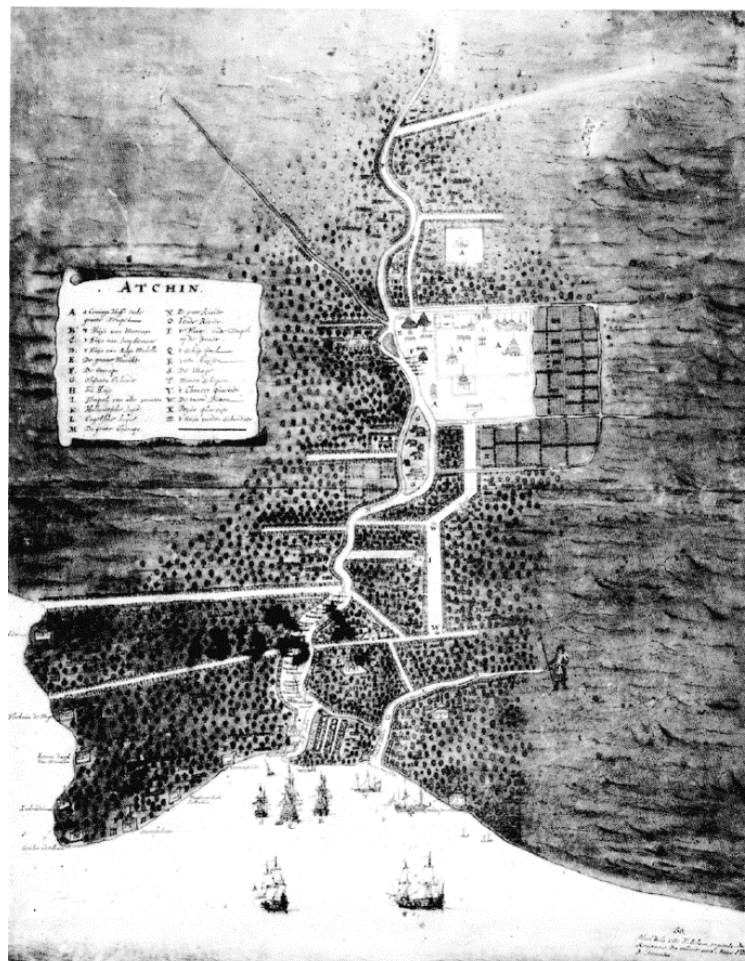


Figure III.10: Représentation cartographique du delta du fleuve Aceh de la moitié de XVII^{ème} siècle.

Auteur possible : Arnoled De Vlaming van Outshoorn. Source : Firenze, Biblioteca Medicea Laurenziana, Ried et Ito, 1999.

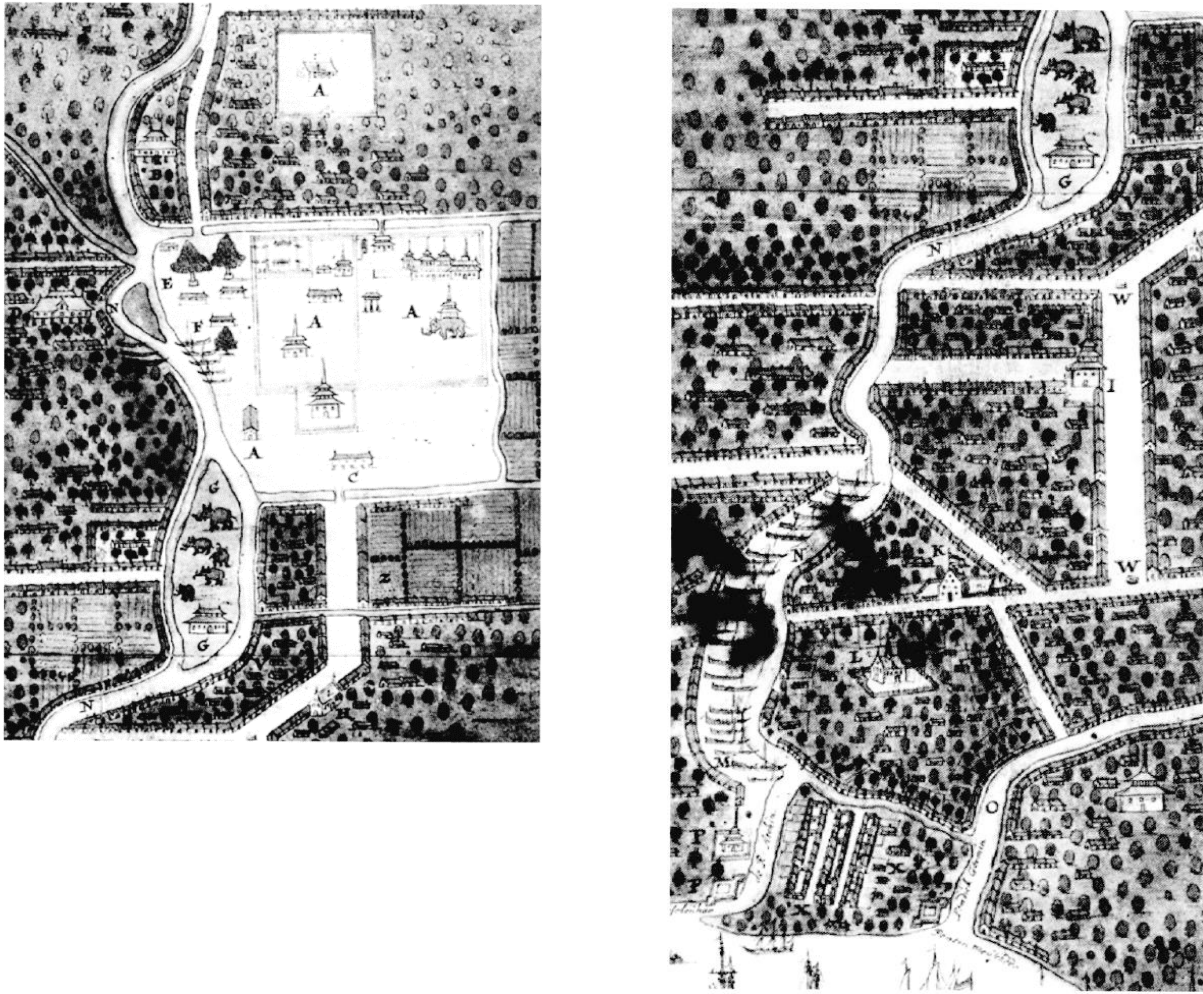


Figure III.11: Agrandissements de la représentation cartographique du delta du fleuve Aceh de la moitié de XVII^{ème} siècle. Auteur possible : Arnoled De Vlaming van Outshoorn. Source : Firenze, Biblioteca Medicea Laurenziana, Ried et Ito, 1999.

Au milieu du XVII^{ème} siècle, Johannes Vigboons, cartographe néerlandais, propose des représentations de l'environnement deltaïque et de la configuration de la ville d'Aceh (Fig. III. 12). Ces représentations permettent de confirmer certaines descriptions des récits portugais, notamment la présence des forêts le long de la côte est, ainsi des quartiers le long du fleuve. Les bateaux remontent le chenal principal permettant ainsi de consolider l'hypothèse d'un port fluvial en amont de l'embouchure. Une rade semble se dessiner le long de la rive gauche, ce qui pourrait correspondre à des plaines tidales ou des lagunes permettant la navigation. Plusieurs méandres du fleuve, aujourd'hui disparus sous l'effet du retrait de la côte, sont représentés. Le fort situé à l'embouchure et représenté un siècle plus tôt dans les cartographies portugaises semble avoir disparu ce qui pourrait indiquer un processus de retrait de côte initié dès le XVII^{ème} siècle.

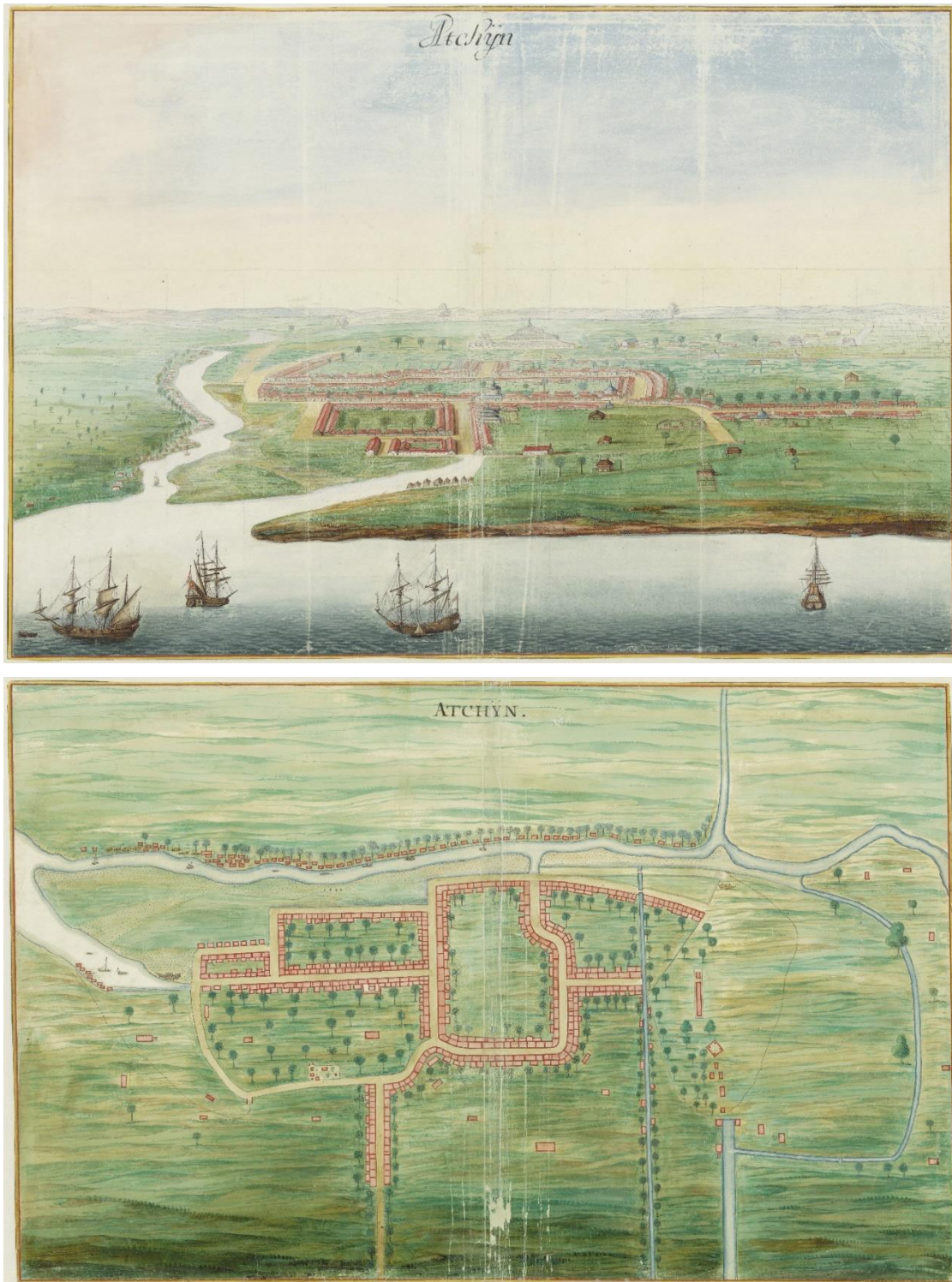


Figure III.12: Représentation « vue oblique » de l'environnement deltaïque et de la configuration de la ville d'Aceh à la fin du XVII^{ème} siècle. La réalisation est attribuée au cartographe néerlandais Johannes Vingboons ; Archives royales de la collection Vingboons. Source: Atlas of Mutual Heritage and the Nationaal Archief, the Dutch National Archives. La représentation a été reproduite plusieurs fois depuis le XVIII^{ème} siècle, notamment par Anthony Reid, 1996. Indonesia Heritage : Early Modern History.

III.4. Les cartographies à partir de la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle

Entre XVI^{ème} et la première moitié de XVII^{ème} siècle, durant le Siècle d'Or du Sultanat d'Aceh, la capitale appelée la ville du Roi, devient une force géopolitique majeure de l'Insulinde. À partir de la deuxième moitié du XVII^{ème} siècle, le pouvoir se décentralise et certains territoires, notamment l'important port de Barus sur la côte ouest, sont cédés au Royaume uni des Pays-Bas (durant le XVIII^{ème} siècle). Au début du XIX^{ème} siècle, grâce à sa position stratégique pour le contrôle commercial, la ville d'Aceh conserve un pouvoir important et exporte la moitié du poivre mondial. Avec la colonisation des territoires par le gouvernement du Royaume uni des Pays-Bas à partir du 26 Mars 1873 (Ricklefs, 2001), l'arrivée et l'installation des Néerlandais sont accompagnées d'aménagements significatifs du territoire ayant un but militaire, défensif et commercial, notamment avec la construction d'un port à Ulee Lheue et de la ligne du chemin de fer assurant la connexion entre le port et la ville. La transformation du paysage à partir de la fin du XIX^{ème} siècle a été accompagnée par un travail de cartographie précise et détaillée des environnements fluviaux et côtiers du delta d'Aceh (Fig. III. 13). Durant la fin du XIX^{ème} et le début du XX^{ème} siècle, la frange côtière est occupée par des lagunes et de vastes zones marécageuses interconnectées par des petits chenaux tidaux. Un cordon sableux actif, relativement étroit, s'adosse contre de larges cordons tronqués par l'érosion de la côte, qui s'avançaient davantage en mer et donnaient un aspect plus prononcé du delta du XVII^{ème} siècle. À la fin du XIX^{ème} siècle le fleuve Aceh représente un chenal unique à méandres, contrairement aux cartes des siècles précédents qui mettent en évidence deux à trois chenaux de distribution. Néanmoins, la partie aval du réseau hydrographique de ces paléo-chenaux demeure identifiable dans la topographie. La cartographie permet d'identifier précisément plusieurs séries de cordons sableux fossiles à l'est du delta qui devaient se poursuivre vers le delta central enfoui par l'alluvionnement. Les cordons sableux devaient limiter les risques d'inondations fluviales et assurer une certaine stabilité des fondations de la ville contrairement aux zones tidales en aval. L'implantation de la capitale du Sultanat d'Aceh à cet endroit précis, sur la rive gauche d'Aceh, semblent tirer avantage de la proximité immédiate du fleuve qui assure le transport depuis et vers la mer (Fig. III. 13). Le centre politique, notamment le palais royal, est installé sur une barre de méandre entourée d'eau (Fig. III. 14). Cette zone devait présenter naturellement un lieu propice à la défense et un accès direct au transport fluvial. Il n'est également pas exclu que les sociétés humaines connaissaient le risque de submersion marine par des tsunamis qui ont pu toucher la plaine deltaïque au XIV^{ème} siècle (Sieh et al., 2015). Une ville située à 5-6 km à l'intérieur des terres aurait été protégée des vagues de submersion marine.

Au fil du temps, les sociétés humaines qui ont occupé les territoires nord de l'île de Sumatra, ont été acteurs d'une histoire centrale au cœur des échanges internationaux, une histoire cependant oubliée sous de longs conflits humains jusqu'à ce qu'un évènement géologique majeur se produise et que la petite pointe nord de l'île se retrouve au centre de l'attention mondiale.

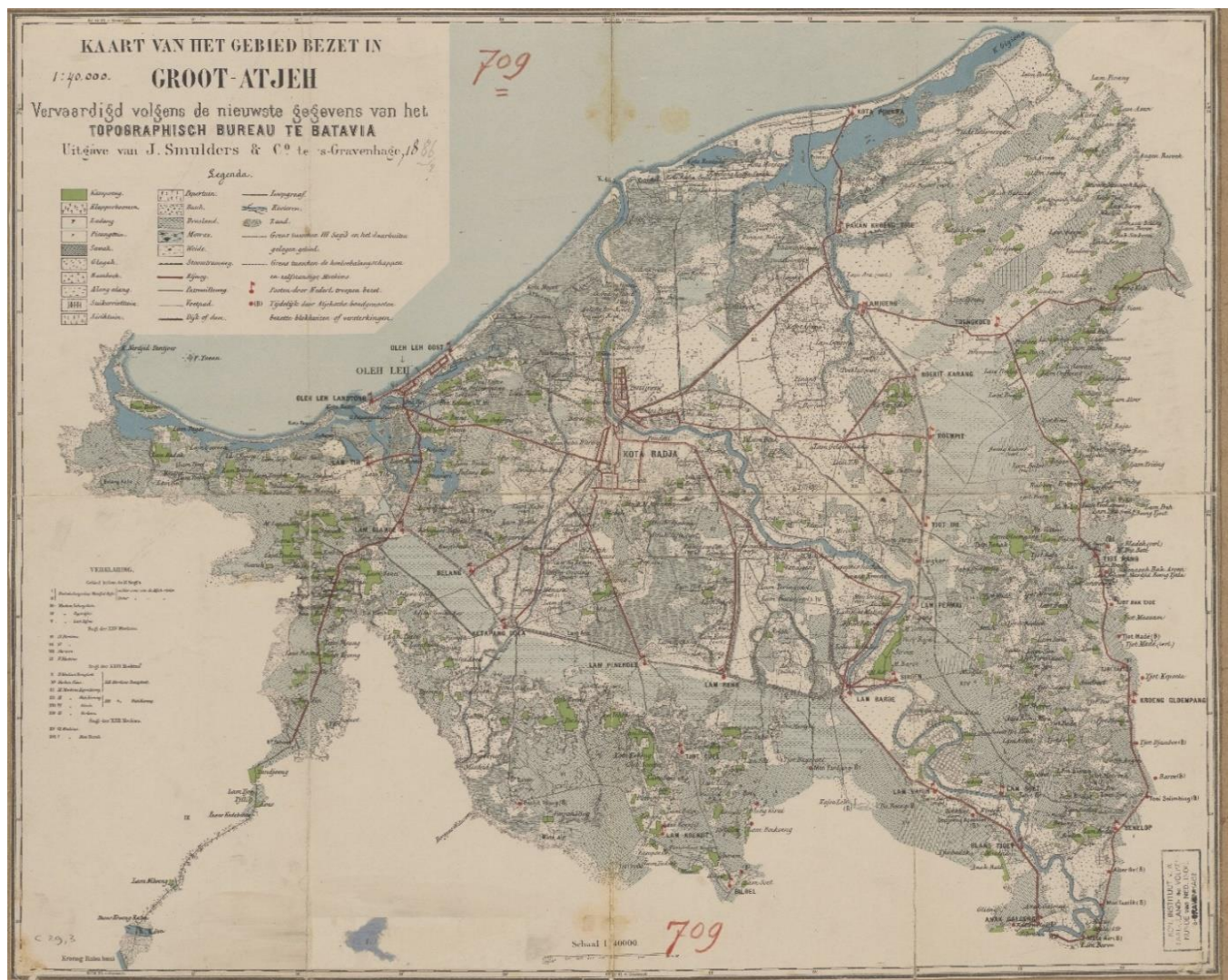


Figure III.13: Carte de l'occupation du sol du delta du fleuve Aceh en 1886. Cartographe et auteur : J. Smulders & Co., publiée par 's-Gravenhage. Source : Universitaire Bibliotheken Leiden.

96

III.5. 26 décembre 2004 : le jour où le monde a redécouvert Aceh

Le 26 décembre 2004, à 7h58 du matin, un tremblement de terre exceptionnel d'une magnitude de 9,3 (Meltzner et al., 2006) se produit à 30 km de profondeur au large de l'île de Sumatra à environ 200 km à l'ouest de Banda Aceh. L'épicentre (3° 31' 6" N – 95° 85' 4" E) correspond à la rencontre entre les plaques tectoniques eurasiennne et indo pacifique et le tremblement a la troisième magnitude la plus puissante jamais enregistrée par des appareils de mesure. Un brusque réajustement entre la plaque australienne et la plaque indonésienne induit un soulèvement d'environ 12-15 m (Lavigne et Paris, 2011) de hauteur du plancher océanique sur une distance de 1600 km, provoquant un tsunami qui déferle sur les côtes de 14 pays dans l'Océan Indien (Fig. III. 15). Dans la province d'Aceh, à certains endroits, la vague a été supérieure à 30 m de hauteur (Lavigne et al., 2009). Considérée comme l'une des plus grandes catastrophes naturelles de l'histoire humaine, causée par des vagues, le tsunami fait plus de 230 000 victimes. Située à proximité de l'épicentre du séisme, la province d'Aceh a été le plus durement touchée avec plus de 160 000 disparus. Le lendemain de Noël, le monde entier découvre le mot tsunami et la province d'Aceh, considérée comme la plus lourdement touchée par la catastrophe. Paradoxalement, ces vagues destructrices ouvrent une nouvelle page de l'histoire de la province. En effet, jusqu'à la veille de la catastrophe, la région souffre d'un important déséquilibre et de fortes tensions provoqués par un conflit armé de près de 30 ans, l'un des plus vieux conflits d'Asie du Sud-Est opposant la province au pouvoir central. Mise à la lumière des projecteurs par la catastrophe, le gouvernement n'a pas d'autre choix que d'ouvrir progressivement la province, pourtant jusqu'alors fermée aux étrangers, aux organismes humanitaires et à la presse internationale (Clavé et al., 2011). Les organisations humanitaires se précipitent sur le terrain, suivies par des scientifiques internationaux initiant une série d'études sans précédent sur la prédisposition, les causes, les processus et les conséquences du tsunami. Les études paléoenvironnementales et géoarchéologiques ne sont cependant qu'à leur début, alors qu'il semble essentiel et légitime de questionner la trajectoire de l'évolution environnementale, décrypter les forçages qui ont façonné les paysages et renseigner la manière dont les sociétés humaines se sont adaptées face aux changements environnementaux.

III.6. Conclusion

Ce chapitre permet de réunir un ensemble d'informations relatives aux connaissances actuelles des grands traits de l'occupation du delta du fleuve Aceh depuis les premières installations connues jusqu'au tsunami de 2004. Ces enseignements permettent de constater qu'à l'instar de certaines zones côtières du monde, notamment en Méditerranée, les occupations humaines n'ont a priori pas eu une empreinte environnementale significative au sein du delta du fleuve Aceh jusqu'au XVI^{ème} siècle. Les sociétés humaines semblent même s'adapter à l'environnement en tirant profit des configurations géographies et en installant la capitale du Sultanat d'Aceh à l'intérieur des terres. Ces environnements, a priori peu contraints par les sociétés jusqu'au XX^{ème} siècle, et très peu étudiées jusqu'à la veille du tsunami de 2004, présente une opportunité intéressante pour retracer l'évolution géomorphologique d'un delta dynamique, complexe et peu connu. Associé au plus grand tsunami de l'histoire connue, le delta d'Aceh nécessite d'approfondir les connaissances sur son évolution au sein d'un contexte géodynamique complexe.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

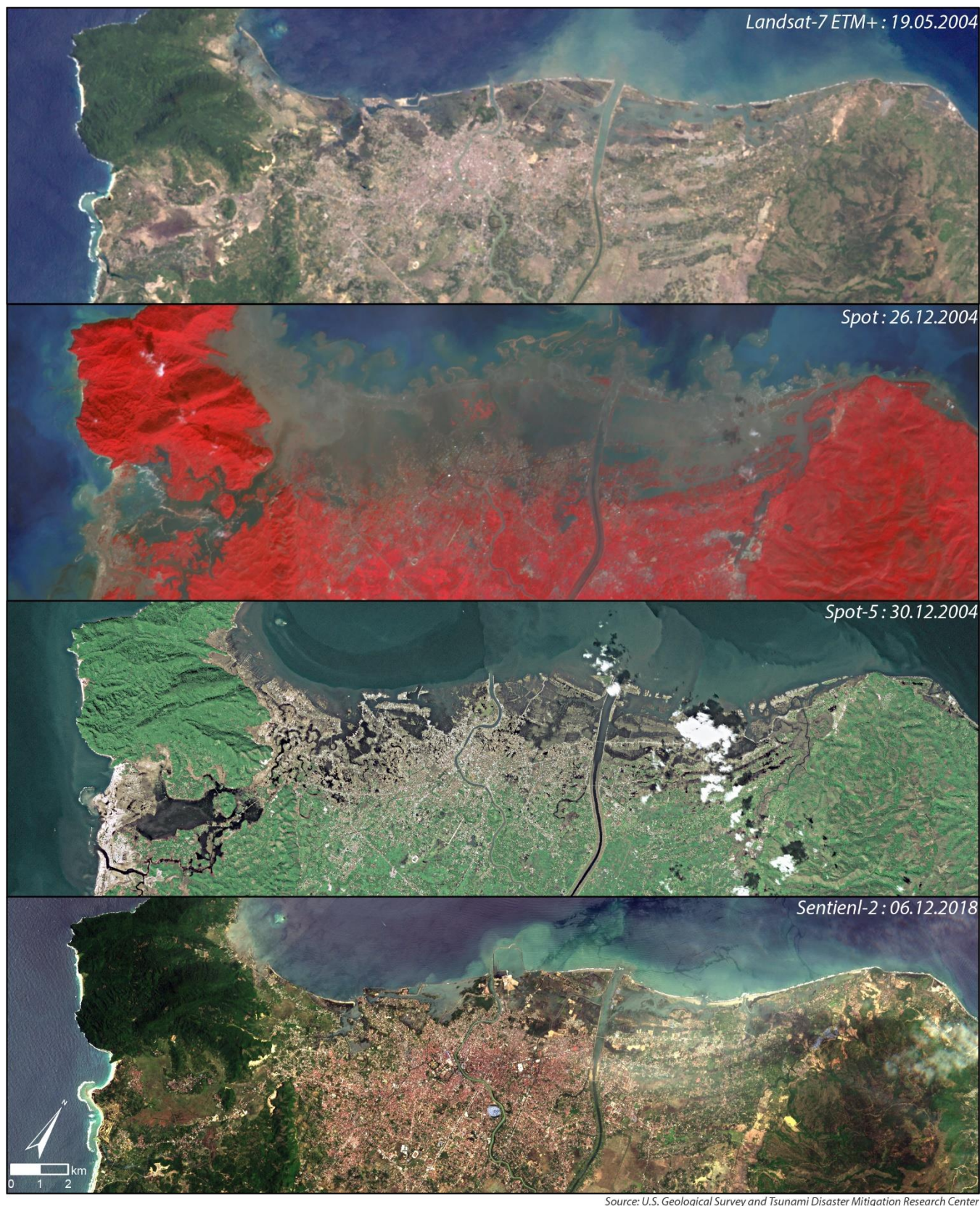


Figure III.15: Images diachroniques de l'environnement du delta du fleuve Aceh, avant, pendant et après le Tsunami de l'Océan Indien en 2004. Réalisation : Stoil Chapkanski.



Sédiments extraits par tranches de 20 cm avec une tarière manuelle. Photo : S. Chapkanski

CHAPITRE IV : DEMARCHE METHODOLOGIQUE EN ADEQUATION AVEC LES OBJECTIFS DE RECHERCHE : DONNEES, ANALYSES ET EXPERIMENTATION

Ce chapitre vise à présenter les données et les étapes de la conception et de la mise en place de la démarche méthodologique, organisée en tâches en adéquation avec les objectifs de la thèse dressés en introduction. Le choix des outils, des méthodes et des données s'appuie sur l'état de l'art des méthodes d'investigation paléoenvironnementales des milieux fluviaux et côtiers présenté dans le chapitre I, et s'adapte aux spécificités géomorphologiques et socio-environnementales du site d'étude présentées dans les chapitres II et III. Ce chapitre présente ainsi successivement : (i) le choix et la collecte des données planimétriques, altimétriques et géophysiques acquises indépendamment de la thèse (**tâche 1**), (ii) le prélèvement et la structuration des données sédimentaires de terrain, collectées dans le cadre de la thèse (**tâche 2**), (iii) la mise en place de la base de données géomatique et sédimentaire (**tâche 3**), (iv) les pré-traitements des données et les analyses réalisées (**tâche 4**), et (v) les étapes expérimentales et les protocoles retenus (**tâche 5**). À la différence des articles composant le manuscrit, qui reprennent certains éléments méthodologiques en fonction de leurs propres objectifs, ce chapitre dresse alors un aperçu sur l'ensemble des matériels et méthodes, leurs avantages et limites, pour ainsi décrire leur articulation et définir la chaîne opératoire globale en adéquation avec les objectifs thématiques et méthodologiques de ce travail de thèse. Cette étude s'appuie sur des données multi-sources qui ont été traitées et analysées par des approches pluridisciplinaires au laboratoire en s'appuyant également sur des expérimentations permettant de définir les protocoles optimaux.

IV.1. Collecte de données planimétriques, altimétriques et géophysiques (tâche 1)

Les données planimétriques (cartes historiques, photos aériennes, images satellitaires), altimétriques (carte topographiques, bathymétriques, modèles numériques de surface) et géophysiques de résistivité électromagnétique utilisées pour mener cette recherche (Fig. IV. 1) ont été obtenues à partir de bases existantes. Elles ont permis de collecter d'informations géographiques relatives à : l'évolution de la configuration fluviale et côtière du delta, l'occupation diachronique du sol, l'altimétrie des formes du relief, la bathymétrie du delta submergé et la conductivité des dépôts de sub-surface.

IV.1.1 Cartes historiques et contemporaines

Par sa position stratégique à l'entrée du détroit de Malacca et par son pouvoir géopolitique majeur du monde Insulinde du XIX^{ème} siècle, la ville de Banda Aceh, située au cœur du delta du fleuve Aceh, devient la convoitise du Royaume uni des Pays-Bas. La conquête et le contrôle de ce territoire, situé sur la pointe nord du Sumatra, a nécessité la connaissance géographique du territoire, motivant ainsi la production de nombreuses cartes topographiques et bathymétriques de bonne précision. Cet ensemble d'archives cartographiques constitue une source précieuse des paysages de la plaine deltaïque entre la fin de XIX^{ème} et le début du XX^{ème} siècle, période pendant laquelle la plaine demeure encore dans un état naturel relativement préservé des aménagements et des activités anthropiques (Fig. IV. 2-A). La base de données est constituée d'un ensemble de documents, notamment par des cartes topographiques, dont une de 1944 réalisée sous la direction de l'armée américaine (Fig. IV. 2-B) et une autre de 1978 réalisée par le service topographique de la République de l'Indonésie. La géologie du bassin versant a été cartographiée dans les années 1976-1977 et a été synthétisée dans une carte géologique de la pointe nord du Sumatra (Bennett et al., 1981 ; Centre de Recherche Géologique et Développement). Les cartes précédant la fin du XIX^{ème} siècle, présentées dans le chapitre précédent, ont été réalisées par de techniques cartographiques qui ne permettent pas un géoréférencement. Néanmoins, elles fournissent des représentations de XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècle permettant de cibler certains détails du paysage deltaïque et de l'organisation de la ville, mis en avant par l'artiste. Elles permettent d'apporter des renseignements sur la configuration du réseau hydrographique à proximité de la côte, la localisation des forts de défenses, marqueurs de l'évolution de la côte, et l'organisation des quais le long du fleuve Aceh. Quant aux cartes historiques de la fin du XIX^{ème} et du XX^{ème} siècle, une fois géoréférencées, elles permettent de renseigner, avec précision, la configuration du réseau hydrographie, la ligne de rivage, le tissu urbain et la couverture végétale (forêts, rizières, mangroves etc.).

IV.1.2 Photos aériennes et images satellites

IV.1.2.1 Photos aériennes

Une première série d'orthophotographies panchromatiques aériennes, réalisées en Janvier 1996 par « *Korea Gas Corporation* » et d'une résolution de 1,8 m (Fig. IV. 2-D), permettent de compléter la couverture chronologique des paysages fluviaux et deltaïques du XX^{ème} siècle. Ces images apportent des précisions importantes sur la configuration des milieux à la suite des grands aménagements hydrauliques des années 1991-1992. Une deuxième série d'orthophotographies en couleurs (R-rouge, V-vert, B-bleu), réalisées en Janvier 2005, par « *Norwegian Agency for Development Cooperation* », et d'une résolution de 0,3 m, permettent une observation particulièrement précise des paysages fluviaux et deltaïques quelques mois après le tsunami de 2004.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

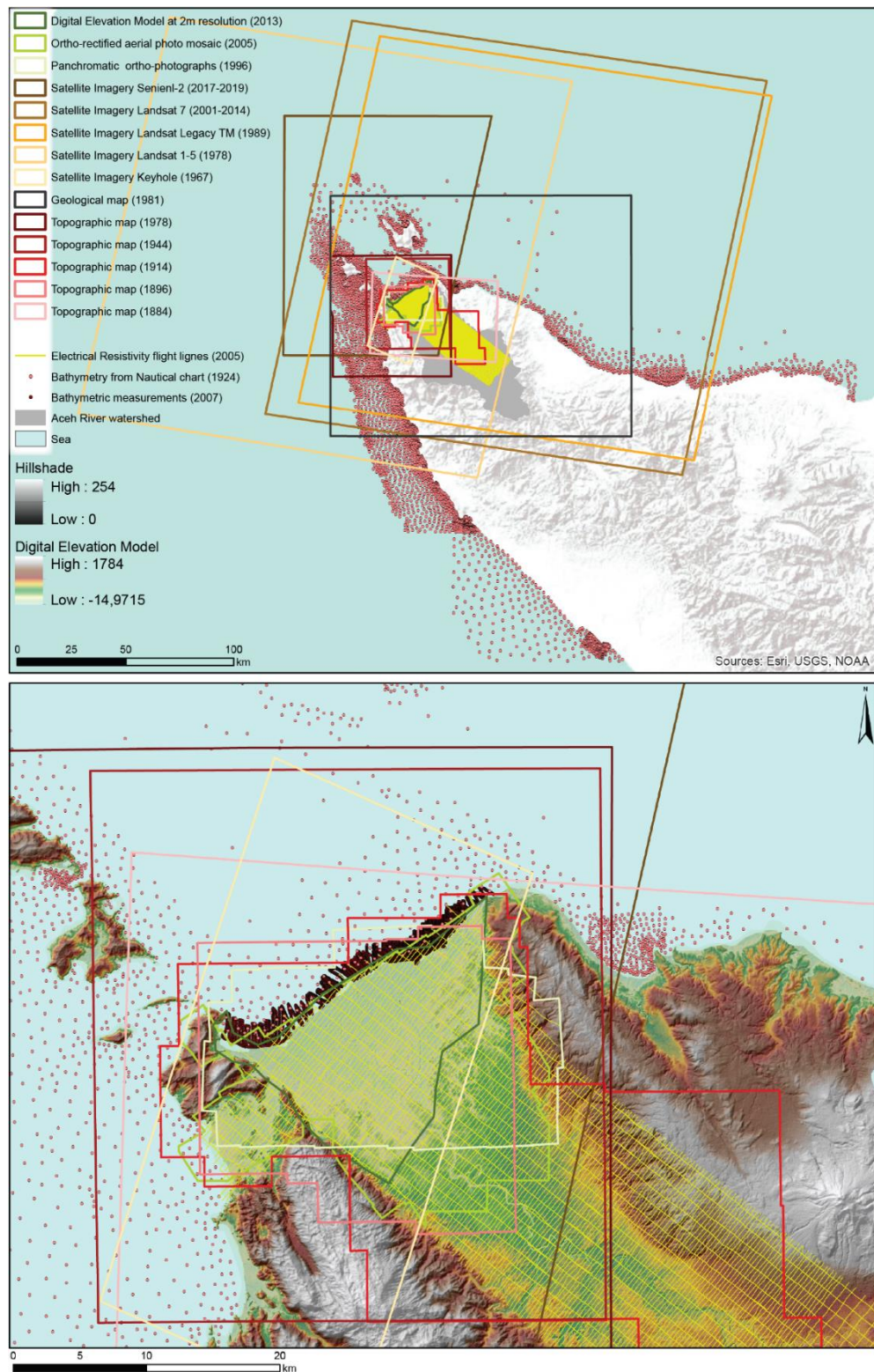


Figure IV.1: Couverture spatiale des différents types de données. Sources : Gallica - National French Library et University of Leiden (cartes topographiques), U.S. Geological Survey (images satellitaires), photos aériennes (2005 - Norwegian Agency for Development Cooperation, 1996 - Korea Gas Corporation), Insitut Allemand Fédéral de Géosciences et Ressources naturelles (carographies de résistivité électrique), l'Agence Indonésienne d'Information Géospatiale (MNS 8m), Earth Observatory of Singapore (MNS 2m), (Bureau of Rehabilitation and Reconstruction of Aceh and Nias (bathimétrie).

IV.1.2.1 Images satellites

Avec le développement des programmes d'observations de la surface terrestre à la deuxième moitié de XX^{ème} siècle, l'image satellite devient un outil stratégique permettant un suivi et une surveillance des activités anthropiques et phénomènes environnementaux. Des images satellites réalisées par des satellites de reconnaissances optiques américains « Keyhole-7 » en 1967 (Fig. IV. 2-C), constituent aujourd'hui l'une des plus anciennes images panchromatiques de la plaine fluvio-deltaïque de la rivière Aceh. Avec une résolution de 2 m, ces images représentent une source précise de la configuration des environnements. La base des images satellites est complétée par des images Landsat Legacy TM de 1989 et Landsat-7 ETM+ de 2001, ayant respectivement une résolution de 28,5 m et 30 m. Une image satellite SPOT-5 prise le 30 Décembre 2004, d'une résolution de 5 m (Fig. IV. 2-E), permet d'observer l'état des environnements fluviaux et deltaïques à la suite immédiate du tsunami de 26 Décembre 2004. La couverture chronologique est terminée par une image satellite Sentinel-2 de 2009, d'une résolution de 10 m, permettant de constater l'évolution des milieux 15 années après la catastrophe. Le choix des images satellites a été conditionné par l'espacement chronologie à pas régulier ainsi que par l'absence de couverture nuageuse.

IV.1.3 Données topographiques par modèles numériques de surface

Un modèle numérique de surface (MNS) fournie par l'Agence Indonésienne d'Information Géospatiale (BIG) d'une résolution de ~8m permet de réaliser des analyses topographiques à l'échelle du bassin versant d'Aceh. Il a été utilisé pour générer les limites du bassin versant d'Aceh, le réseau de drainage et l'inclinaison des pentes. Un deuxième MNS d'une résolution de 2 m (Fig. IV. 2-F), fournie par l'Ecole d'Observation de la Terre (EOS) de Singapore, permet des analyses topographiques à l'échelle du delta d'Aceh. Il a été utilisé pour la cartographie les formes du relief du delta, notamment les cordons littoraux, les plages actuelles, les espaces inter-cordons et les levées fluviales.

IV.1.4 Données bathymétriques

La topographie du delta subaquatique a été évaluée par des sondeurs bathymétriques en 2007 permettant de réaliser un modèle numérique à partir de 9447 points de mesures (Fig. IV. 1). En outre, des cartes marines de XIX^{ème} et XX^{ème} siècle peuvent fournir des informations complémentaires de la bathymétrie deltaïque avant le tsunami de 2004. Ces données ont permis de cartographier les formes submergées du delta.

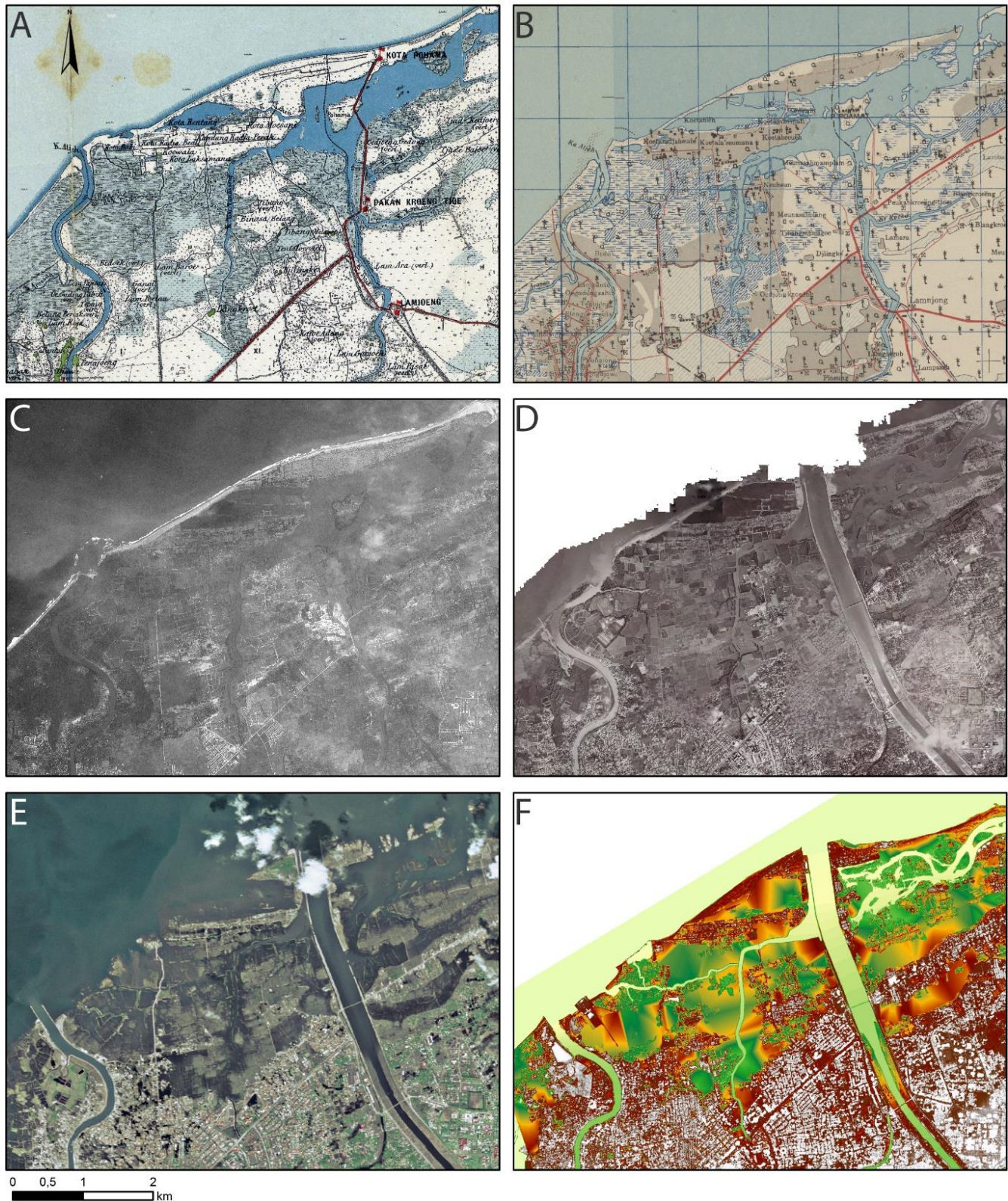


Figure IV.2: Aperçu des données d'imagerie. Cartes topographiques de 1896 (A ; Source : Gallica - National French Library) et 1944 (B ; Source : University of Leiden), Images satellites de 1967 (C ; Source : U.S. Geological Survey) et 2005 (E ; Source : Norwegian Agency for Development Cooperation), Orthophotographie de 1996 (D ; Source : Korea Gas Corporation) et Modèle numérique de terrain de 2013 (F ; Source : Earth Observatory of Singapore).

IV.1.5 Données géophysiques aéroportées

Dans le contexte d'urgence sanitaire post-catastrophe à la fin de 2004 et le début de 2005, l'Institut Allemand Fédéral de Géosciences et Ressources naturelles (BGR) a réalisé des missions de terrain dans la plaine deltaïque d'Aceh avec pour but d'obtenir de données géophysiques et (hydro) géologiques afin de fournir une expertise technique pour la planification spatiale de la réhabilitation et la reconstruction des régions dévastées par le tsunami. Des prospections électromagnétiques héliportées ont été réalisées sur la plaine fluviale et deltaïque d'Aceh (Fig. IV. 3-6). Dans le cadre de cette thèse, les données du BGR ont été réutilisées. La distribution de la résistivité, dérivée à partir des données électromagnétiques, a été intégrée au sein des cartes (résolution de 100 m) réparties sur 10 profondeurs : 2, 4, 6, 10, 15, 20, 30, 40, 50 et 60 m sous le niveau de la surface topographique. Ces données et résultats ont été exploités dans l'objectif de rechercher : (i) les zones affectées par la présence d'eau salée suite au tsunami, (ii) la répartition des sédiments argileux, (iii) les sources potentielles d'eau potable et (iv) définir des zones des carottages de puits (Siemon and Ploethner, 2006a ; Siemon et al., 2007 ; Siemon and Steuer, 2011). Les cartes de la résistivité à différentes profondeurs présentent une source unique d'observation de la structure et configuration sédimentaire de la plaine deltaïque.

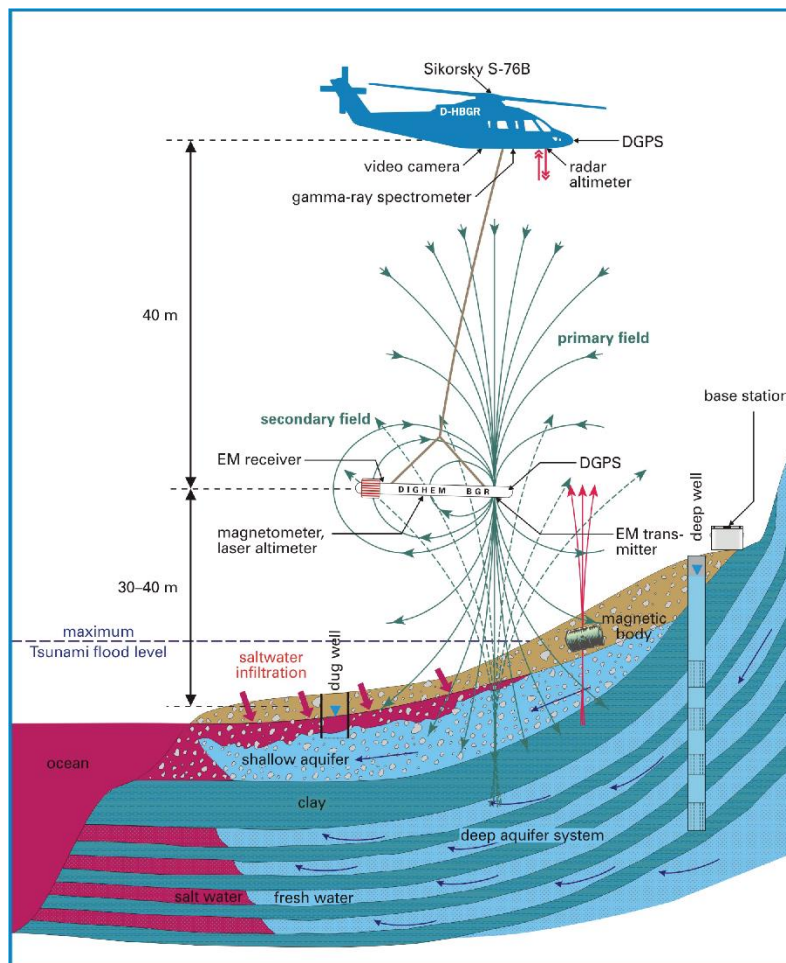


Figure IV. 3 : Méthodologie théorique d'acquisition des données électromagnétiques aéroportées. Source Siemon et al., 2006b).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

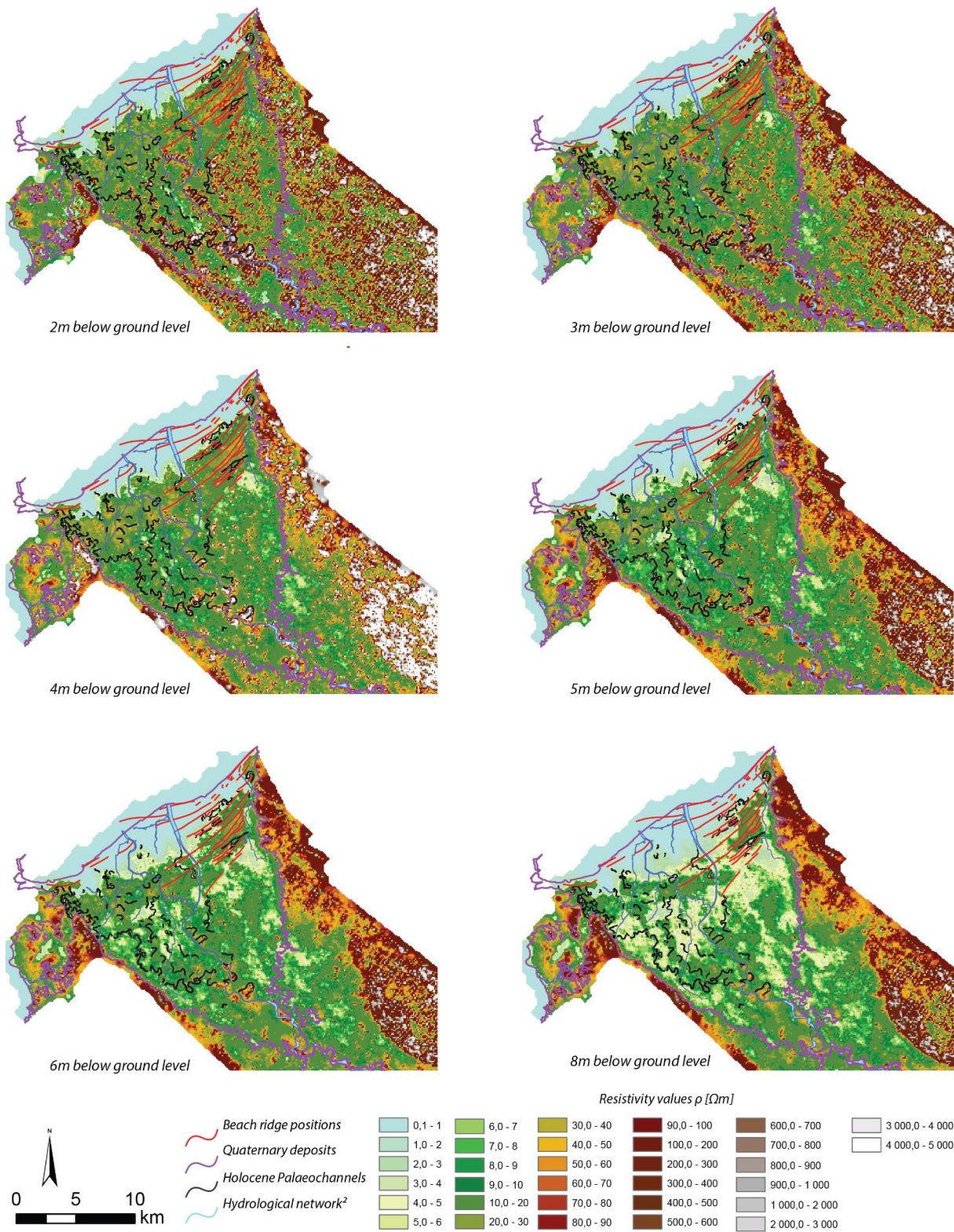


Figure IV.4: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 2 - 8 m sous la surface topographique.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

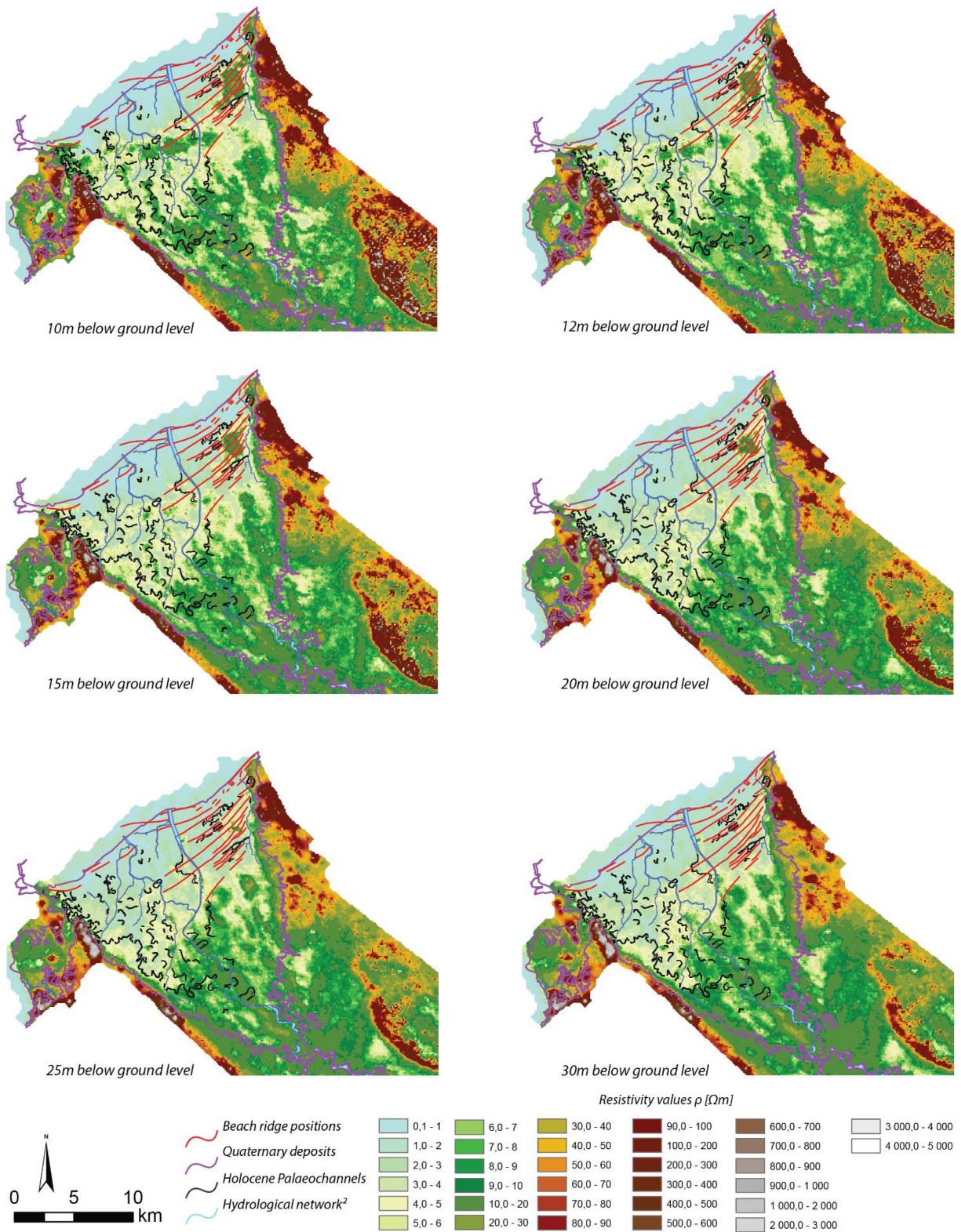


Figure IV.5: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 10 - 30 m sous la surface topographique.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

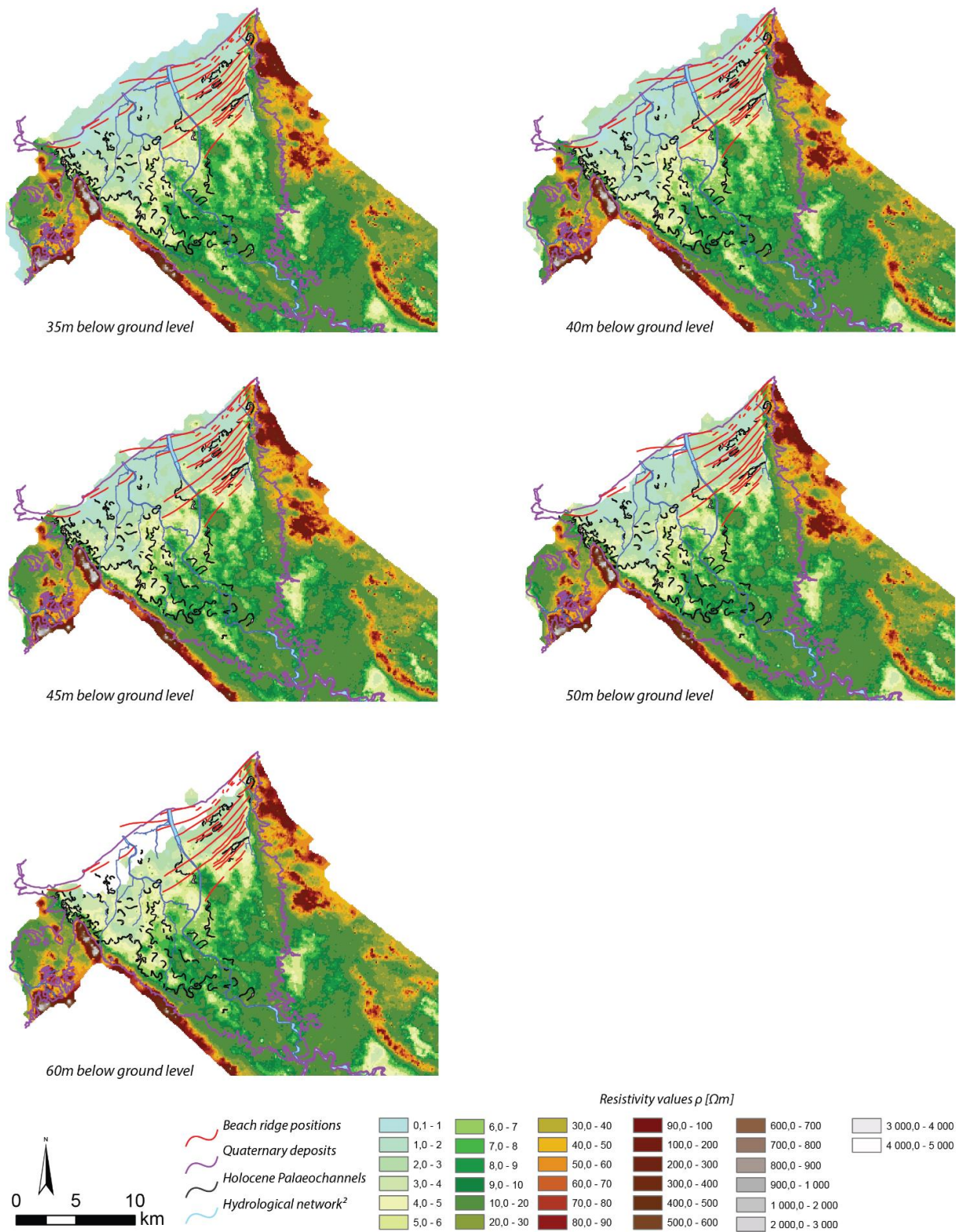


Figure IV.6: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 35 - 60 m sous la surface topographique.

IV.1. Prélèvements et structuration de données de terrain (tâche 2)

Deux missions de terrain en Octobre-Décembre 2018 et Juillet-Septembre 2019 ont été réalisées dans l'objectif de réaliser des prospections de terrain et de collecter des échantillons de surface et de sub-surface (Fig. IV. 7). Ces données ont permis de collecter d'informations relatives aux niveaux marins à l'Holocène, ainsi qu'aux sédiments qui constituent le delta du fleuve Aceh.

IV.1.1 Données de variations du niveau marin holocène

Dans l'objectif de cadrer la chronologie et l'amplitude des hauts niveaux marins, enregistrés en Asie du Sud-Est à l'Holocène Moyen, des prospections le long des côtes rocheuses ont été réalisées en 2018 (Fig. IV. 7). Elles ont permis d'identifier des indicateurs du niveau marin holocène, notamment des restes de lithophages, *Lithophaga lithophaga*, de collecter 4 échantillons à différents élévations (+1m, +2m, +3m au-dessous du niveau marin à marée basse) et de les dater par des analyses au radiocarbone.



Figure IV. 7 : Collecte d'échantillons de sédiments par une tarière manuelle (à gauche et à droite). Collecte de marqueurs du niveau marin holocène le long des falaises (en bas).

IV.1.2 Référentiel sédimentaire adapté à la zone d'étude

IV.1.2.1 Données sédimentaires de surface

Une base de données sédimentaires, à l'échelle du bassin versant d'Aceh, a été construite dans l'objectif de constituer un référentiel de sédiments contemporains qui composent les environnements fluviaux et côtiers (Fig. IV. 8). La stratégie d'échantillonnage vise à prélever un grand nombre d'échantillons d'alluvions et de sédiments de plage afin de couvrir un large panel lithologique et géographique le long : du fleuve Aceh, de ses affluents principaux et des transects côtiers. Les prélèvements ont ciblé des : (i) fonds de chenaux, (ii) bancs émergés, (iii) berges, (iv) estrans, (v) placers et (vi) dunes afin de couvrir également une grande variété de situations géomorphologiques. Le référentiel a été complété par des prélèvements dans des affleurements de terrasses alluviales pléistocènes. Au total 113 échantillons, provenant de 96 sites de prélèvements, ont été collectés en 2018 et 2019.

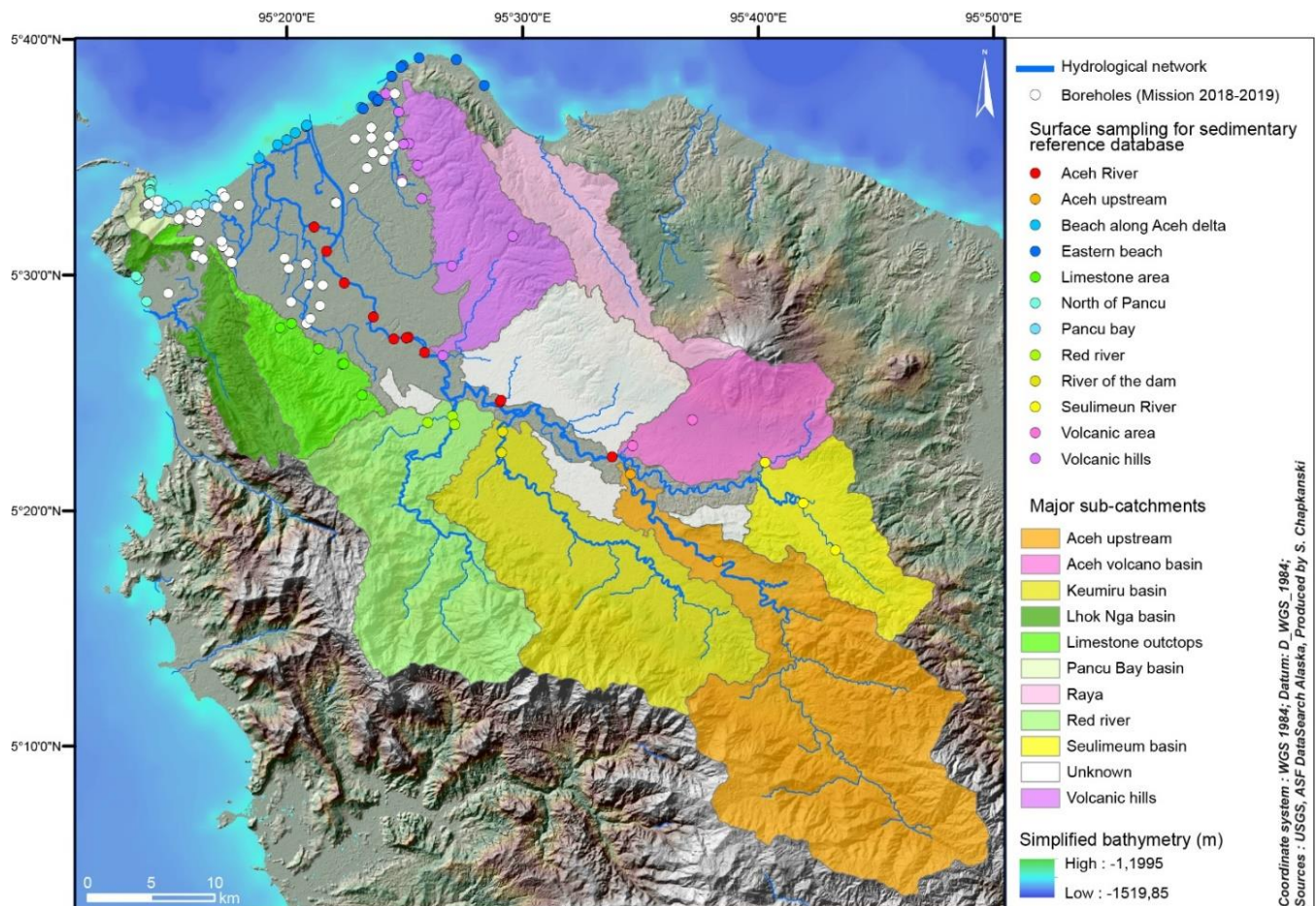


Figure IV.8: Répartition spatiale de différents sous-bassins versant du fleuve Aceh et sites de prélèvements d'échantillons pour le référentiel sédimentaire.

IV.1.2.2 Données sédimentologiques de sub-surface

Environ 50 carottages ont été réalisés dans le delta d'Aceh à la terrière manuelle ou par carottier mécanique rotatif en octobre-décembre 2018 et juillet-septembre 2019 (Fig. IV. 9). Les profondeurs des sondages varient de 2 à 7 mètres. La stratégie de carottage vise à comprendre la chronostratigraphie des paléo-chenaux, les levées fluviales, les cordons sableux, les dépressions inter-cordons, les lagunes et la plaine tidale. La stratigraphie précise de l'ensemble de carottes sédimentaires a été renseignée en décrivant la couleur, la texture, la dureté, la présence de traces d'oxydation, coquilles, matière organique et restes végétaux. Ces informations ont été synthétisées pour définir des unités stratigraphiques par carottes. Les informations stratigraphiques obtenues des missions de carottage de 2018 et 2019 ont été complétées par des données stratigraphiques synthétisées par l'Institut Fédéral Allemand de Géoscience (BGR) dans le cadre de programme MANGEONAD en 2005 à partir de prospections de reconnaissances hydrogéologiques et de géologie de l'ingénierie menées par l'Institut de Science Géologie de Royaume-Uni, en collaboration avec le Service Géologique de l'Indonésie et la Province d'Aceh (Farr and Djaeni, 1975, Lawrence and Djaeni, 1977 ; Culshaw et al., 1979; IWACO, 1993).

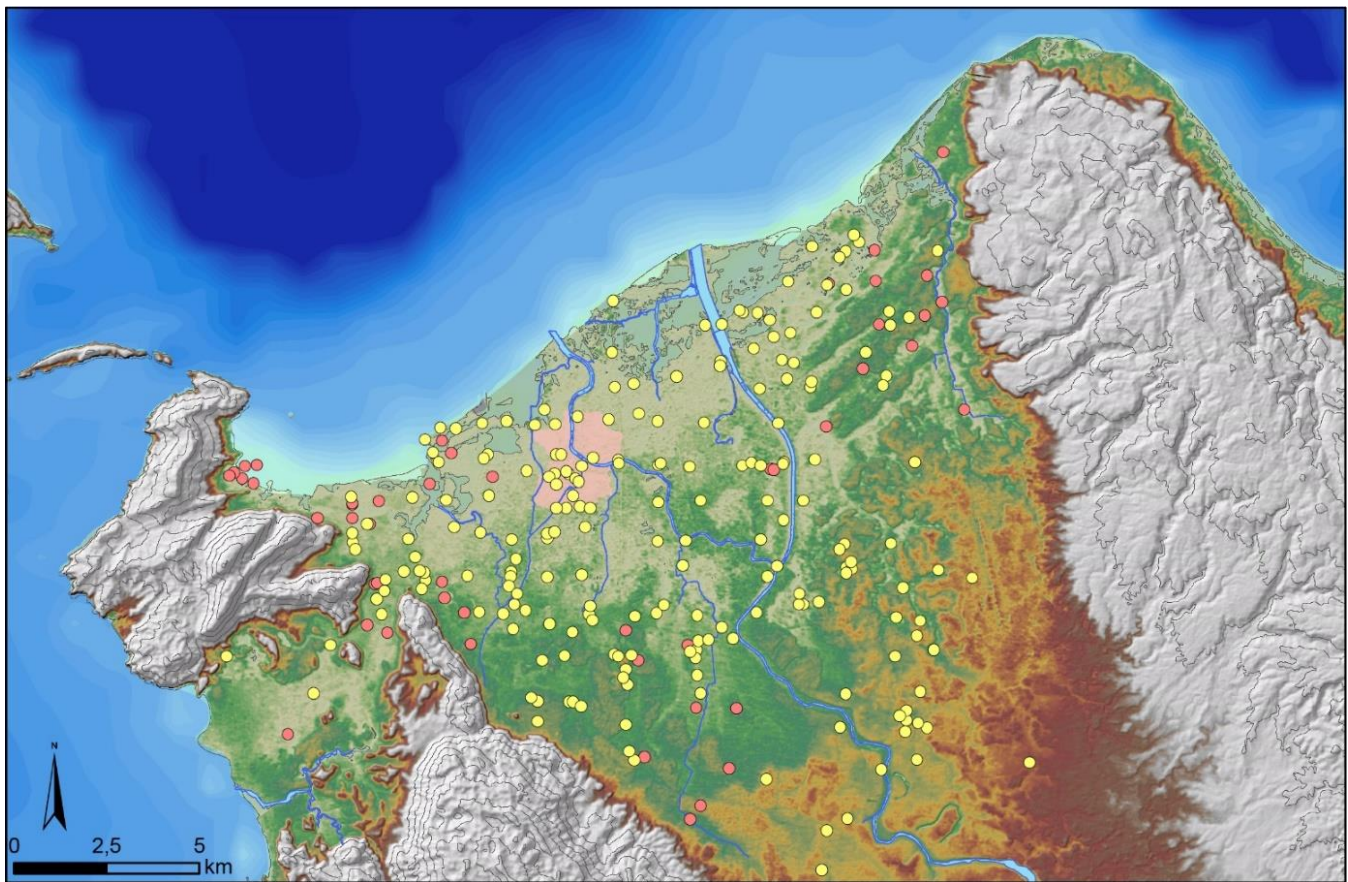


Figure IV.9: Cartographie de la répartition des sites de carottages le long du delta du fleuve Aceh. Les carottages des missions de 2018 et 2019 (en rouge) et les données stratigraphiques antérieures (en jaune). La ville historique de Banda Aceh est cartographiée en rose.

IV.2. Mises-en place d'un SIG et traitements géomatiques (tâche 3)

La construction d'une base de données géographiques est nécessaire pour superposer et synthétiser les informations géomorphologiques et sédimentaires spatio-temporelles de la zone d'étude et ainsi constitue un outil cartographique pour décrypter et retracer l'évolution holocène de la plaine deltaïque d'Aceh. L'ensemble de données mentionnées précédemment ont été alors prétraitées, structurées et intégrées dans un système d'information géographique (SIG) projeté en WGS 84-UTM-Zone 46N. Différentes informations spatiales du SIG ont été mobilisées au sein des études spécifiques entre chapitres V et VIII.

IV.2.1 Géoréférencement, vectorisation et traitements des images

Les cartes, les photos aériennes et images satellites ont été géoréférencées en utilisant en moyenne 16 points de contrôle, généralement des ponts et monuments historiques, après une transformation polynomiale de premier ordre. Plusieurs semaines de travail de vectorisation des formes du terrain (réseau hydrographique, paléo-chenaux, levées fluviales, terrasses fluviales, plaine de débordement, plages, dunes, (paléo) cordons littoraux, espaces inter-cordons, lagunes, vasières et bassins d'aquaculture) pour chaque document de cartographie ou d'imagerie, permettent de cartographier la configuration diachronique des milieux-fluviaux deltaïques. La vectorisation a été en partie réalisée par Camille Tricot (Tricot, 2018), Cédric Bataille (Bataille, 2019) et Axel Heitz-Retamal dans le cadre de leurs stages de Licence ou de Master. L'identification des différentes unités géomorphologiques par images satellites a été optimisée en configurant différentes combinaisons de bandes spectrales de visible et d'infrarouge.

IV.2.2 Base de données sédimentaires

L'ensemble de données stratigraphiques issues des missions de carottage en 2018 et 2019 (Fig. IV. 10 ; Annexes), ainsi que les logs stratigraphiques issus des rapports hydrogéologiques (Fig. IV. 11 ; Farr and Djaeni, 1975, Lawrence and Djaeni, 1977 ; Culshaw et al., 1979 ; IWACO, 1993) et synthétisés dans le cadre du programme MANGEONAD en 2005, a été homogénéisé et renseigné au sein d'une base de données stratigraphique (Tableau. IV. 1). Elle est composée d'environ 4600 unités stratigraphiques réparties sur 260 logs stratigraphiques permettant de renseigner la subsurface delta (Tableau. IV. 1). Pour chaque unité stratigraphique, la base de données renseigne les coordonnées, l'élévation, la couleur, la texture, la dureté ainsi que la présence de matière organique et restes végétaux.

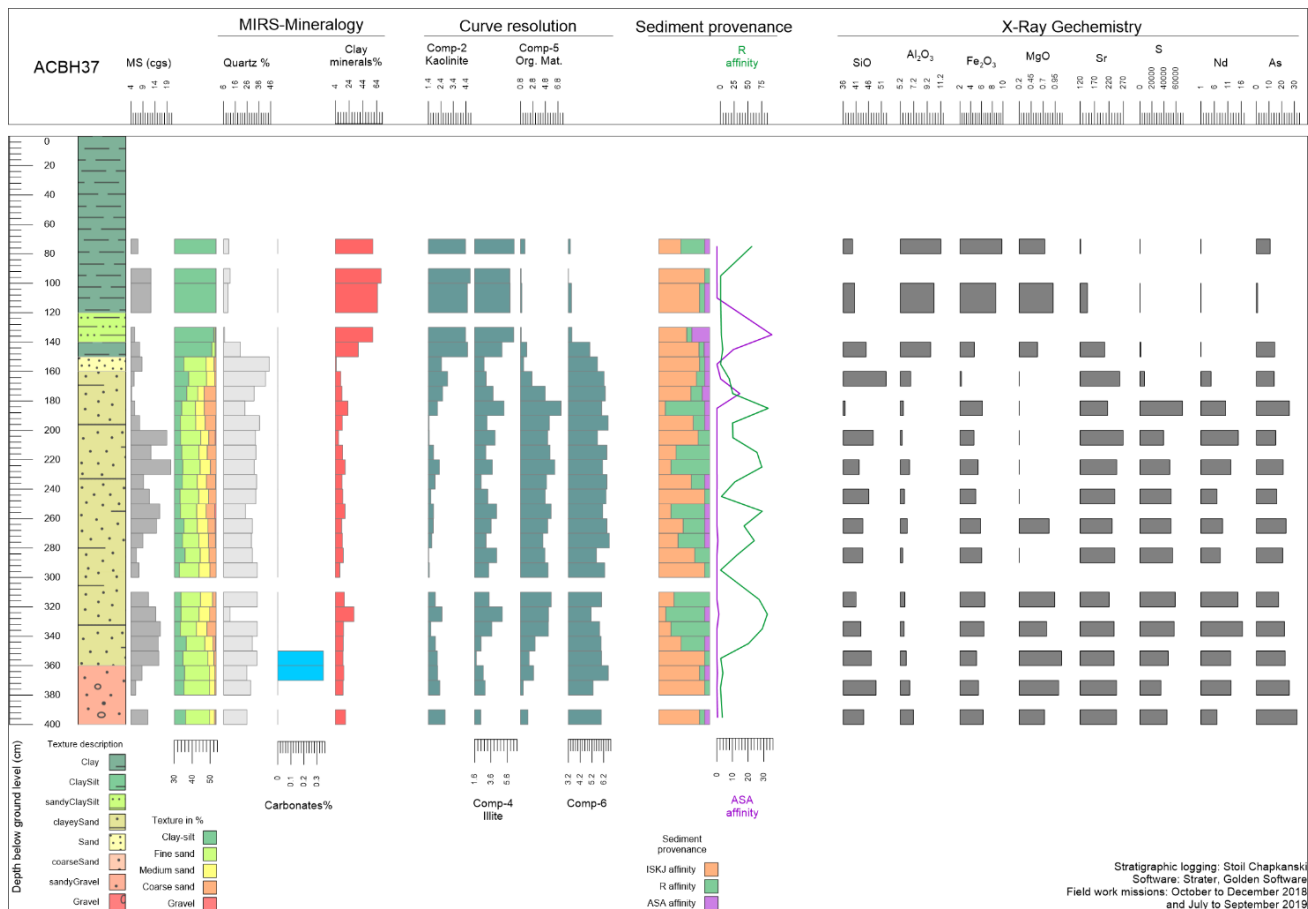


Figure IV.10: Exemple d'un log stratigraphique et des résultats d'analyses associés. Mission de carottage 2018-2019.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

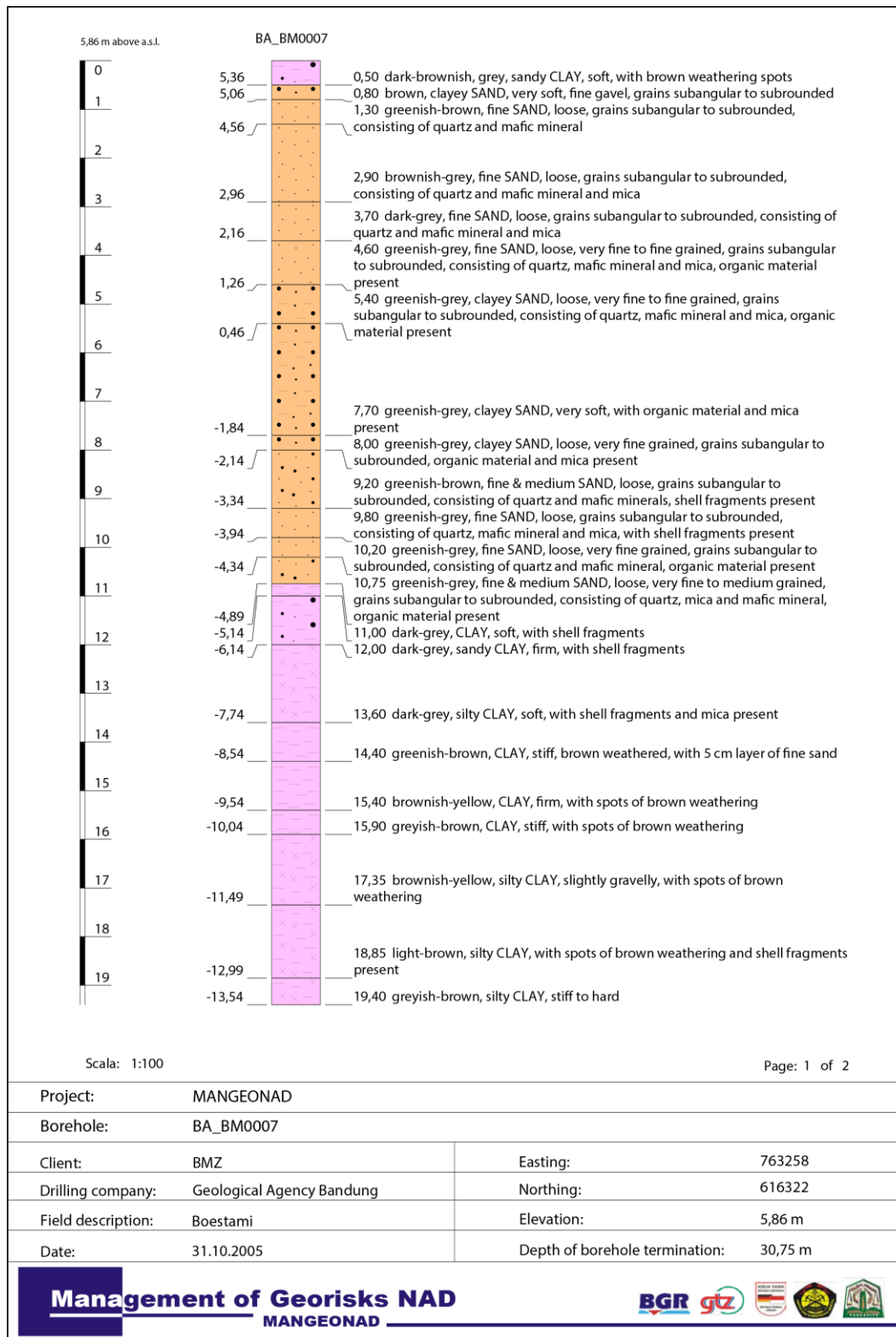


Figure IV.11: Exemple d'un log stratigraphique obtenues à partir de base de données antérieures au début de la thèse.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

L'information permettant d'alimenter la base de données stratigraphiques provient des fiches stratigraphiques (Tableau. IV. 1). Chaque unité stratigraphique intègre alors le SIG permettant de superposer les données stratigraphiques avec les données géophysiques.

Core ID	Stratigraphic_unit	Easting	Northing	Z	Z(cm)	Top_level	Bottom_level	Abs_top	Abs_bottom	Color	Texture	Weathering/shells	Organic matter	Plant remains	Hardness
ACBH10	ACBH10_1	751510,00	611019,29	6,01	600,92	0		20	601	581 Grey	Clay				
ACBH10	ACBH10_2	751510,00	611019,29	6,01	600,92	20		40	581	561 Grey	Clay				
ACBH10	ACBH10_3	751510,00	611019,29	6,01	600,92	40		50	561	551 Grey	sandyClaySilt	weathering			
ACBH10	ACBH10_3	751510,00	611019,29	6,01	600,92	50		60	551	541 Grey	sandyClaySilt	weathering			
ACBH10	ACBH10_4	751510,00	611019,29	6,01	600,92	60		80	541	521 Grey	sandyClaySilt	weathering			
ACBH10	ACBH10_5	751510,00	611019,29	6,01	600,92	80		100	521	501 Grey	sandyClaySilt	weathering			
ACBH10	ACBH10_6	751510,00	611019,29	6,01	600,92	100		120	501	481 Grey	sandyClaySilt	weathering			
ACBH10	ACBH10_7	751510,00	611019,29	6,01	600,92	120		140	481	461 Grey	clayeySiltySand	weathering			
ACBH10	ACBH10_8	751510,00	611019,29	6,01	600,92	140		150	461	451 Grey	Sand	weathering			
ACBH10	ACBH10_8	751510,00	611019,29	6,01	600,92	150		160	451	441 Grey	Sand	weathering			
ACBH10	ACBH10_9	751510,00	611019,29	6,01	600,92	160		170	441	431 Grey	Sand	weathering			
ACBH10	ACBH10_10	751510,00	611019,29	6,01	600,92	170		180	431	421 Grey	clayeySiltySand				
ACBH10	ACBH10_11	751510,00	611019,29	6,01	600,92	180		200	421	401 Grey	Clay				
ACBH10	ACBH10_12	751510,00	611019,29	6,01	600,92	200		220	401	381 Grey	Clay				
ACBH10	ACBH10_13	751510,00	611019,29	6,01	600,92	220		240	381	361 Grey	Clay		Organic matter		
ACBH10	ACBH10_14	751510,00	611019,29	6,01	600,92	240		250	361	351 Grey	Clay		Organic matter		
ACBH10	ACBH10_14	751510,00	611019,29	6,01	600,92	250		260	351	341 Grey	Clay		Organic matter		
ACBH10	ACBH10_15	751510,00	611019,29	6,01	600,92	260		270	341	331 Grey	Clay		Organic matter		
ACBH10	ACBH10_16	751510,00	611019,29	6,01	600,92	270		280	331	321 Grey	Sand		Organic matter		
ACBH10	ACBH10_17	751510,00	611019,29	6,01	600,92	280		300	321	301 Grey	sandyClaySilt				Loose
ACBH10	ACBH10_18	751510,00	611019,29	6,01	600,92	300		320	301	281 Grey	Sand				Loose

Figure IV.12: Aperçue de la base de données SIG réalisées à partir de l'ensemble de données stratigraphiques.

IV.3. Analyses des données au laboratoire, traitements mathématiques et statistiques (tâche 4)

L'ensemble des échantillons provenant de sédiments de surface et de sub-surface a été préparé et traité de manière identique au laboratoire Archéorient (Antenne de Jalès, Ardèche). Les échantillons ont été séchés à l'étuve pendant une semaine à la température de 50°C. La susceptibilité magnétique a été mesurée pour chaque échantillon en utilisant un susceptibilimètre Bartington MS2 équipé d'une sonde MS2F (Dearing, 1999). Des tamis en acier inoxydable ont été utilisés pour réaliser un tamisage humide à 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm et 0,063 mm. Le poids de ces sous-fractions a été utilisé pour établir les proportions des tailles granulométriques. En parallèle, de la matière organique incluant des restes végétaux, charbons et graines et de la matière biogénique, notamment des coquilles, ont été prélevés et envoyés pour datation au radiocarbone. La fraction totale (< 2 mm) ou/et des sous-fractions spécifiques ont été sous-échantillonnées par quartage et finement broyées avec un mortier et pilon en agate afin d'obtenir une poudre homogène (Fig. IV. 12). La conservation, le prétraitement, l'analyse de susceptibilité magnétique, le tamisage des échantillons et le broyage ont été réalisés au sien de la plateforme analytique en Ardèche (Jalès), antenne de Laboratoire Archéorient UMR-5133. Une partie du tamisage et du broyage des sédiments a été réalisée par Marie Tallon (Tallon, 2019), Camille Gonçalves et Kristi Anastasi dans le cadre de stages de Licence et Master. Les échantillons broyés ont été conservés à l'étuve ou à un endroit sec avant de procéder aux analyses en spectroscopie moyen Infrarouge (SMIR), en spectrométrie par fluorescence des rayons-X (XRF) ou en diffraction des rayons-X (DRX).

IV.3.1 Mesures en spectroscopie moyen infrarouge (SMIR)

Les analyses spectroscopiques moyen infrarouge ont été réalisées avec un Frontier PerkinElmer infrarouge à transformée de Fourier, équipé d'une séparatrice en bromure de potassium et des modules pour l'acquisition en réflectance diffuse et réflectance totale atténuée. Les analyses ont été réalisées au sien de la plateforme analytique en Ardèche (Jalès), antenne de Laboratoire Archéorient UMR-5133. L'appareil a été configuré comme suit :

- Mode : MIR
- Source : MIR (8000 – 30) cm^{-1}
- Séparatrice : OptKBr (7800-400) cm^{-1}
- Détecteur : MIR TGS (15000-370) cm^{-1}
- Fenêtre : Bromure de potassium (KBr)
- Gamme spectrale : (7800-450) cm^{-1}
- Vitesse de balayage : 0,2 cm/s
- Correction de phase : Magnitude
- Apodisation : Strong

Avant le début des analyses, le spectre de fond a été réalisé par : (i) la mesure de la poudre de bromure de potassium pour l'analyse en réflectance diffuse et (ii) la mesure de l'air ambiant non obstruée pour l'analyse en réflectance totale atténuée. Le spectre de fond permet d'ajuster l'intensité d'absorbance et ligne de base. Afin de garantir une bonne qualité de mesures et de réduire les déviations induites par le changement de température et d'humidité ambiante, le spectre de fond a été mesuré régulièrement

tout au long des analyses (1 spectre de fond/20-30 échantillons). Environ 20 milligrammes de poudre sont utilisés pour chaque analyse.

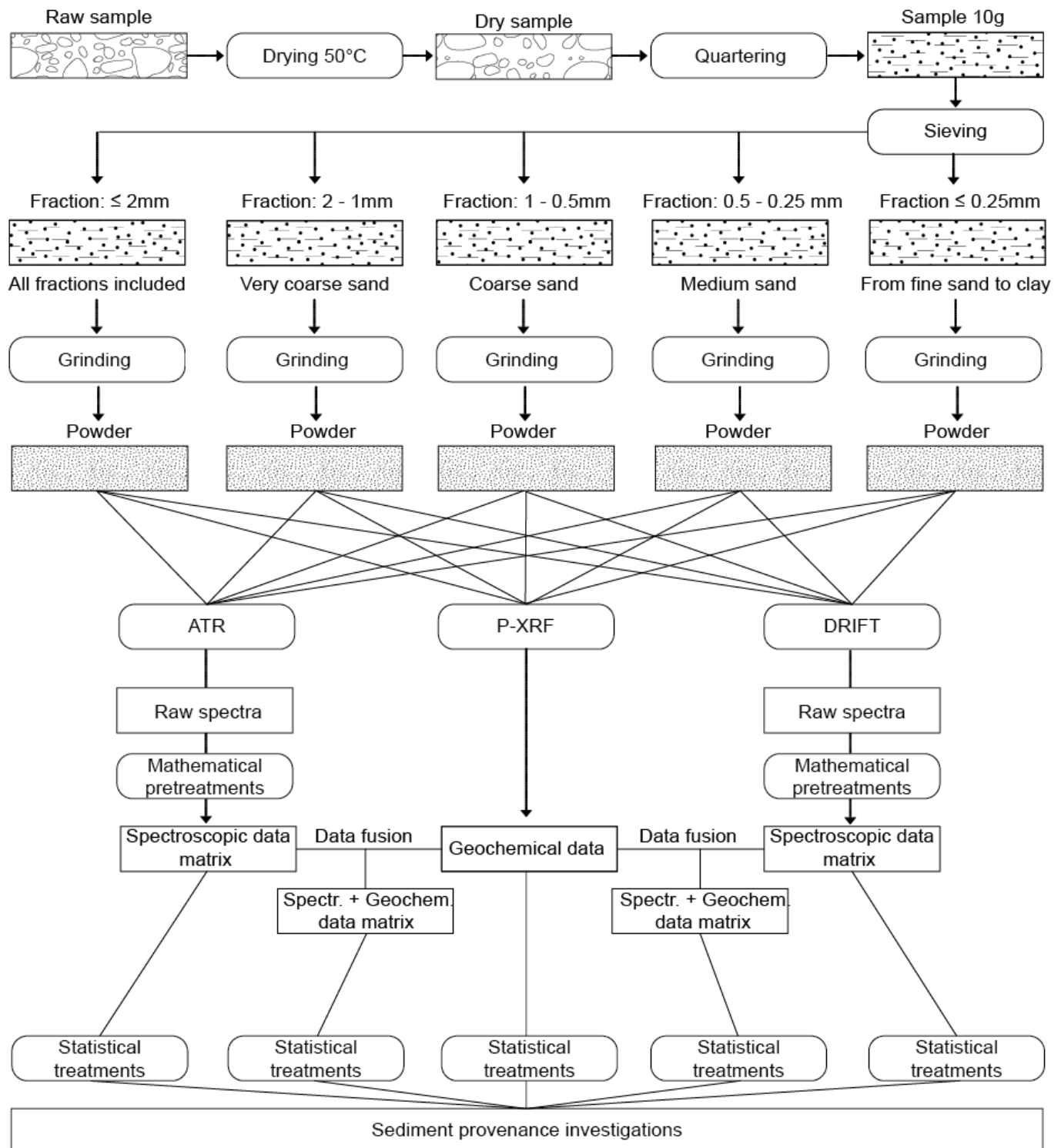


Figure IV.12 : Démonstration schématique du protocole de prétraitement et d'analyse des échantillons par la spectroscopie infrarouge et la fluorescence des Rayons-X.

- Réflectance diffuse à transformée de Fourier

Pour le module d'acquisition en réflectance diffuse (Fig. IV. 13), l'échantillon est placé, bien étalé et légèrement compressé, sur une « macro cup » afin d'assurer une bonne pénétration et diffusion du rayonnement infrarouge. La durée d'analyse est d'environ 1 minute. Le spectre est composé de 1776 longueurs d'ondes réparties entre 4000 et 450 cm^{-1} .

- Réflectance totale atténuée à transformée de Fourier

Pour le module d'acquisition en réflectance totale atténuée (Fig. IV. 13), l'échantillon est placé sur la fenêtre en diamant et est compressé d'environ 60 (unité inconnue utilisée par le constructeur PerkinElmer) afin d'assurer un bon contact entre l'échantillon et la surface diamantée. La durée de l'analyse est d'environ 1 minute. Le spectre est composé de 1811 longueurs d'ondes réparties entre 4000 et 380 cm^{-1} .

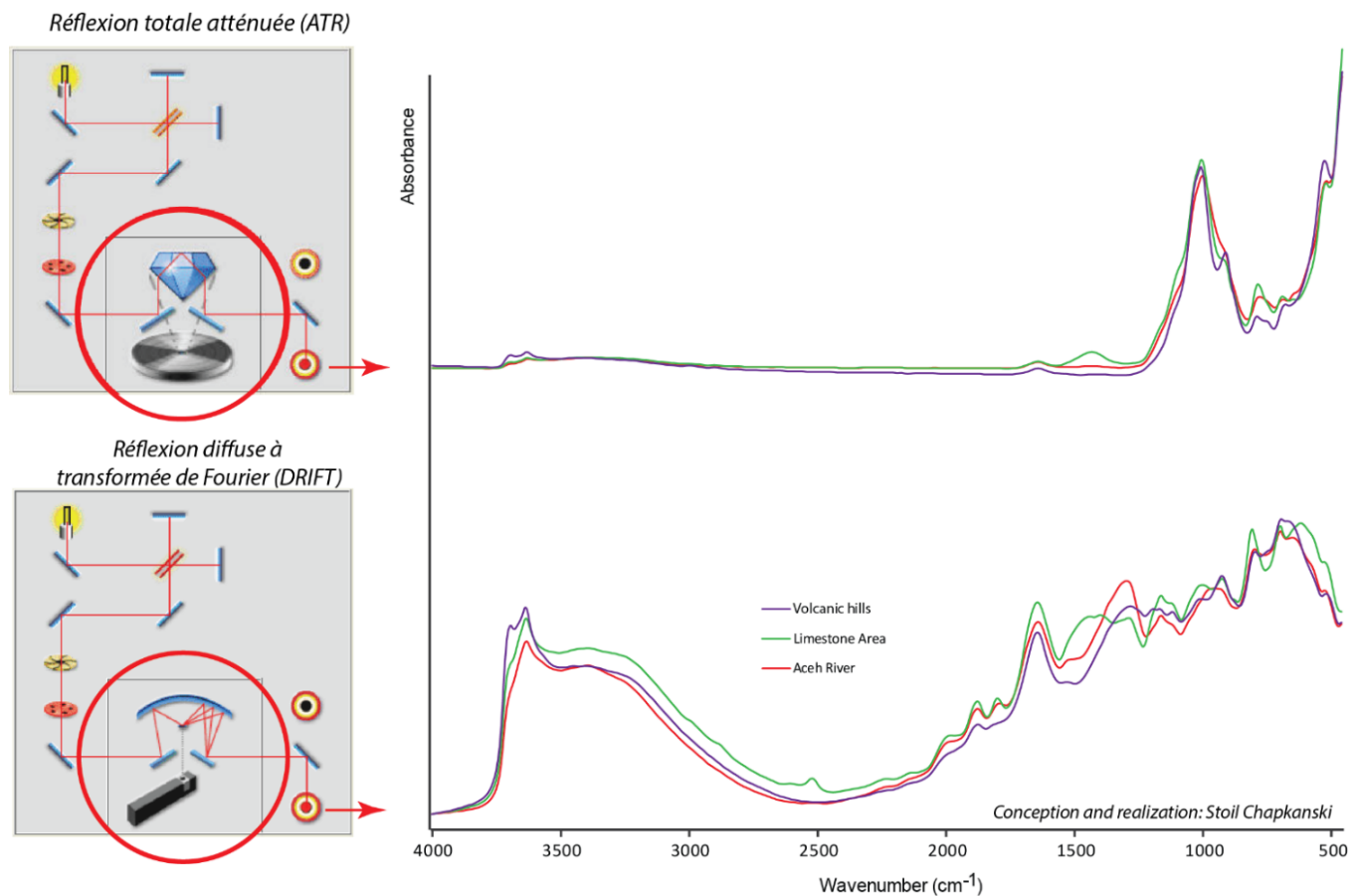


Figure IV.13: Schéma théorique d'une analyse par spectroscopie infrarouge par ATR et DRIFT et aperçu du spectre associé. Les images proviennent des manuels PerkinElmer.

IV.3.2 Mesures élémentaires par fluorescence des rayons X (FRX)

Les analyses géochimiques des sédiments ont été réalisées sur des échantillons en poudre en utilisant un spectromètre portable XRF Thermo Scientific NITON XL3t, équipé d'un tube en or (Au) de 50-kV. Les concentrations élémentaires ont été mesurées en utilisant un mode minerais Cu/Zn à travers 4 filtres successifs, chacun étant associé à un voltage différent permettant de cibler différents éléments en fonction de leur masse atomique. Chaque analyse dure 30 s pour chacun des 4 filtres soit un total de 2 minutes (30s x 4) par mesure. L'élément détecté le plus léger est Mg. Afin d'assurer un bon contact entre la fenêtre de mesure et l'échantillon, sans pour autant induire des erreurs de mesures par contamination entre les échantillons, chaque échantillon de poudre a été couvert par film ultrafine en polyéthylène. Les analyses ont été réalisées au sein de la plateforme analytique géochimique de Laboratoire Géographie Physique UMR-8591.

IV.3.3 Identification minéralogique par diffraction des rayons X (DRX).

Les assemblages minéralogiques présents dans les sédiments en poudre ont été déterminés en utilisant un Diffractomètre Rigaku MiniFlex 600, équipé avec une source Cu-Ka et un monochromateur. L'appareil a été paramétré pour un balayage entre $\theta = 3^\circ$ et 65° , pour un pas de rotation de $\theta = 0,02^\circ$ chaque seconde. La durée de la mesure, permettant de couvrir l'ensemble du balayage, est d'environ 50 minutes. Les analyses ont été réalisées au sein de la plateforme analytique géochimique de Laboratoire Géographie Physique UMR-8591.

IV.3.4 Traitements mathématiques et statistiques des données sédimentaires

L'ensemble du spectre moyen infrarouge d'un échantillon est le résultat de toutes les mesures de l'intensité d'absorbance le long des longueurs d'ondes de 4000 cm^{-1} à 400 cm^{-1} . En fonction de la résolution spectrale (1, 2, 4 cm^{-1} etc.), un spectre pourrait être alors composé de 3600, 1800, 900 longueurs d'ondes. Dans l'objectif de réduire le nombre de variables, la réduction de la résolution spectrale permet d'alléger la masse de données. Chapkanski et al. (2020) ont suggéré que la réduction spectrale jusqu'à 16 cm^{-1} permet de réduire le nombre de variables à 225 en conservant l'ensemble de pics d'absorbance principaux. En outre, la standardisation et la correction de la ligne de base des spectres (Ertlen et al., 2010, Chapkanski et al., 2020), permet de limiter des écarts d'absorbance dues à la texture, à la teneur en matière organique de l'échantillon, ainsi qu'aux variations de calibrage de l'appareil. En complément, les dérivés des spectres (Ertlen et al., 2010 ; Reeves, 2010 ; Reeves et Smith, 2009 ; Viscarra Rossel et al., 2009 ; Scheinost et al., 1998) permettent de mettre en évidence des petites variations spectrales et des pics secondaires.

Les concentrations des éléments majeurs Fe, Ti, Ca, K, Al, Si, Mg et Mn, obtenues par l'analyse XRF, ont été transformées en oxydes en fonction de la masse molaire : $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$, $\text{TiO}_2\%$, $\text{CaO}\%$, $\text{K}_2\text{O}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3\%$, $\text{SiO}_2\%$, MgO et MnO . Les abondances semi-quantitatives des minéraux au sein des échantillons analysés par la DRX, ont été obtenues par les rapports d'intensité de référence (RIR) et les facteurs d'échelle déterminés des phases.

Trois méthodes d'analyses multivariées ont été utilisées pour ce travail de thèse. L'analyse en composante principale (ACP, Hotelling, 1936) permet de mettre en évidence le regroupement naturel des observations (échantillons) ainsi que les variables qui contrôlent les groupements. L'ACP est alors très utile pour une exploration du jeu de données à travers les intercorrélations entre observations et variables. En complément, la régression par les moindres carrés partiels (PLS, Wold et al., 2001 ; 1984) permet : (i) d'évaluer les relations entre des variables explicatives et/ou dépendantes et ainsi (ii) de

prédire de nouveaux résultats avec une marge d'erreur estimée. Concrètement, dans le cadre de ce travail de thèse, la méthode PLS met en évidence les corrélations entre les longueurs d'ondes et les concentrations élémentaires d'un échantillon. Ainsi, la PLS permet de mieux décrypter et interpréter les relations entre les spectres infrarouge (indicateur moléculaire) et spectres XRF (indicateur élémentaire). La PLS pourrait alors prédire les concentrations élémentaires pour des échantillons qui n'ont été analysés que par la Spectroscopie Infrarouge. Enfin, lorsqu'il s'agit de classifier des échantillons dans des groupes à priori déterminés, l'analyse discriminante (DFA, discriminant function analysis) permet de prédire l'appartenance (a priori) des observations à des groupes connus en fonction des variables prédictives (Klecka, 1980). Cette méthode statistique est largement appliquée pour déterminer la provenance de sédiments, notamment pour les approches « Fingerprinting » (Collins et Walling, 2002). Concrètement, l'analyse discriminante se base sur l'attribution des coefficients discriminants et poids des variables qui permettent au mieux de maximiser la distance entre les groupes et minimiser la distance au sein des groupes. Ainsi elle permet de : (i) vérifier si les groupes connus sont cohérents et bien distincts entre eux, (ii) identifier la combinaison de variables qui caractérisent au mieux chaque groupe et (iii) attribuer/classifier des échantillons aux groupes ayant des observations avec les caractéristiques les plus semblables.

IV.4. Expérimentation (tâche 5)

Une partie de la construction de la démarche méthodologique de thèse consiste en une phase d'expérimentation et de développement qui a pour objectif d'explorer des axes méthodologiques afin d'adapter des outils conventionnels ou alternatifs aux spécificités du site d'étude et de développer de nouveaux outils pour décrypter la composition physique et minéralogique des sédiments. Trois axes ont été explorés.

IV.4.1 Améliorer la détection des paléo-chenaux et des cordons sableux par la géomatique

Dans l'objectif d'explorer la possibilité de détecter des paléo-chenaux qui n'ont pas été repérés sur les photographies aériennes, les cartes anciennes, les modèles numériques de terrain ou encore les images satellites, un projet de stage tutoré de Licence a été conceptualisé et déposé à l'École Nationale de Sciences Géographiques (ENSG). Le travail a été confié à Andy EME (Eme, 2019). Ce travail a permis d'explorer l'application de l'indice d'eau par différence normalisée (NDWI) et l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI). Ce travail repose sur l'hypothèse que les paléo-chenaux, aujourd'hui comblés, auront une composition sableuse qui en fait une zone préférentielle d'écoulement souterrain. En outre, ils sont comblés par des argiles limoneuses qui devraient conserver l'humidité du chenal par rapport à la plaine d'inondation qui serait davantage composée de limons de débordement et pourrait s'assécher plus rapidement lors des périodes sèches. Au contraire, lors des périodes humides, les paléo-chenaux devraient concentrer l'écoulement de subsurface. Les résultats de cette étude exploratoire ont montré une très bonne détection des paléo-chenaux déjà connus et détectables par les photos aériennes mais n'ont pas permis de révéler d'autres chenaux inconnus.

Dans l'objectif d'explorer la possibilité de cartographier les cordons sableux fossiles, enfouis sous les sédiments deltaïques, un projet de stage exploratoire a été conceptualisé en collaboration avec Cassandra Chabot, étudiante de Licence de Géographie à l'Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne. Ce travail repose sur l'hypothèse que les cordons littoraux, majoritairement constitués de sables, ont une influence sur la végétation qui devrait tolérer des sols sableux. Après l'enfouissement des cordons, ils ne

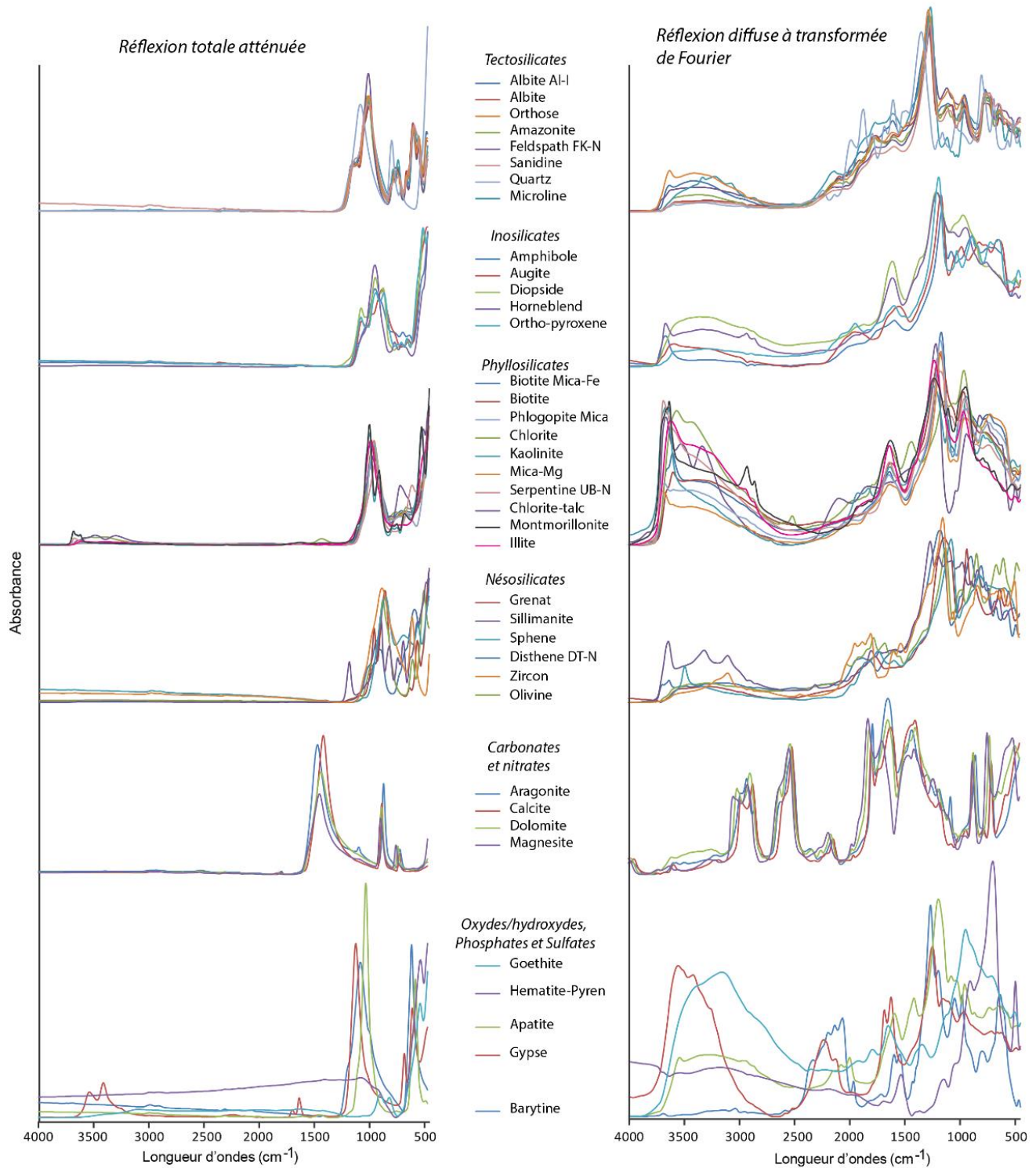
sont plus repérables dans la topographie, mais ils pourraient continuer à influencer la végétation en surface. Ainsi, les observations de terrains, ont montré que les forêts de pins ou palmiers se développent essentiellement le long des cordons littoraux ou levées alluviales. Ce travail exploratoire a alors visé à cartographier les extensions des forêts du delta à partir des cartes anciennes avant l'artificialisation du delta. Les résultats ont mis en évidence des alignements parallèles et subparallèles à la côte, ainsi que des alignements parallèles aux chenaux et paléo-chenaux du fleuve Aceh. Ces résultats ont conforté l'hypothèse que les cordons sableux à l'est du delta, visibles dans la topographie, se poursuivent à l'ouest enfouis sous les sédiments issus de l'aggradation du delta.

IV.4.2 Identifier et quantifier les phases minérales au sein du sédiment par la Spectroscopie Moyen Infrarouge

Les spectres moyen infrarouge SMIR, situés entre 4000cm^{-1} et 400 cm^{-1} , sont sensibles à la matière organique et inorganique ce qui permet d'identifier des liaisons chimiques à partir de l'interprétation des bandes d'absorbances. Concrètement, l'absorbance dépend de la masse atomique, la longueur et la force des bandes interatomiques. L'absorbance est alors influencée par le degré de l'ordre cristallin, la taille et la forme des particules minérales (Farmer, 1974). Les spectres infrarouges sont sensibles à la composition chimique et la cristallinité (importance des fractions cristallisées ou amorphes). L'interprétation des spectres est généralement effectuée empiriquement par l'identification des pics d'absorbance en fonction de l'intensité et de la position d'une ou de plusieurs bandes spectrales. La position des pics et leurs caractéristiques géométriques (épaule, doublé etc..) sont comparés avec de spectres moyen infrarouge des molécules isolées ou minéraux purs, issus des bases de données ou travaux publiés. Chapkanski, (2017) présente un tableau de synthèse non exhaustif recensant des minéraux associés à des bandes spectrales spécifiques et leurs principaux groupes fonctionnels décrits dans plusieurs travaux (Alaoui *et al.*, 2011; Ando *et al.*, 2011; Cunningham *et al.*, 2016; Farmer et Russell, 1964; Hahn *et al.*, 2011; Janik *et al.*, 1998; Kaufhold *et al.*, 2012; Madejova, 2003; Matteson et Herron, 1993; Miskovsky, 2002; Nguyen *et al.*, 1991; Palayangoda et Nguyen, 2012; Ramasamy *et al.*, 2009; Salisbury *et al.*, 1987; Terra *et al.*, 2015; Truche, 2010). La position de la bande spectrale est influencée principalement par la nature et la liaison qui vibre : (i) à haute fréquence entre des atomes légers et (ii) à basse fréquence entre des atomes lourds. L'intensité du pic dépendrait de la polarité et la concentration de la liaison dans la matière. En outre, la fréquence de la liaison peut être influencée par la taille granulométrique ou/et par l'effet électronégatif des atomes environnants (Truche, 2010).

Bien que les spectres infrarouges soient sensibles à la composition minéralogique au sein du sédiment, un pic d'absorbance positionné à une longueur d'onde spécifique signifie la présence d'une liaison moléculaire plutôt que d'une structure cristalline. Ceci signifie qu'un pic pourrait être positionné à une longueur d'onde unique pour un minéral spécifique, tel que le quartz, la calcite, la dolomite ou l'aragonite ou pourrait aussi se trouver à des longueurs d'ondes voisines entre plusieurs minéraux, tels que certains feldspaths. Au sein des matrices sédimentaires à plusieurs minéraux, l'identification et la différenciation ne pourrait alors se faire qu'à travers la déconvolution ou décomposition spectrale et la connaissance précise des spectres issus des phases pures. Pour ce faire, une base de données spectrales, constituées des analyses des minéraux purs (Fig. IV. 14), a été réalisée (Chapkanski *et al.*, 2021a, b). Elle permet une identification fine et précise de la composition d'un sédiment.

Base minéralogique spectroscopique



Sources : Laboratoire de Géographie Physique (UMR8591) et Muséum national d'Histoire naturelle (UMR7194); Conception et réalisation: Stoil Chapkanski

Figure IV.14: Aperçu de la base minéralogique spectrale.

En outre, les phases pures ont été utilisées pour constituer des mélanges artificiels à des abondances variées entre plusieurs phases minérales. Ceci a permis d'établir des spectres de références minéralogiques à des abondances connues qui ont alimenté des régressions linéaires afin de constituer des courbes de calibrations (Fig. IV. 15). Elles ont été utilisées pour quantifier les abondances des certaines phases à partir de spectres d'échantillons de sédiments. Cette méthodologie a pour but de proposer un outil alternatif à la Diffraction des Rayons X pour l'analyse des phases minérales et a été élaborée dans le cadre d'une année de césure (Chapkanski et al., 2022a).

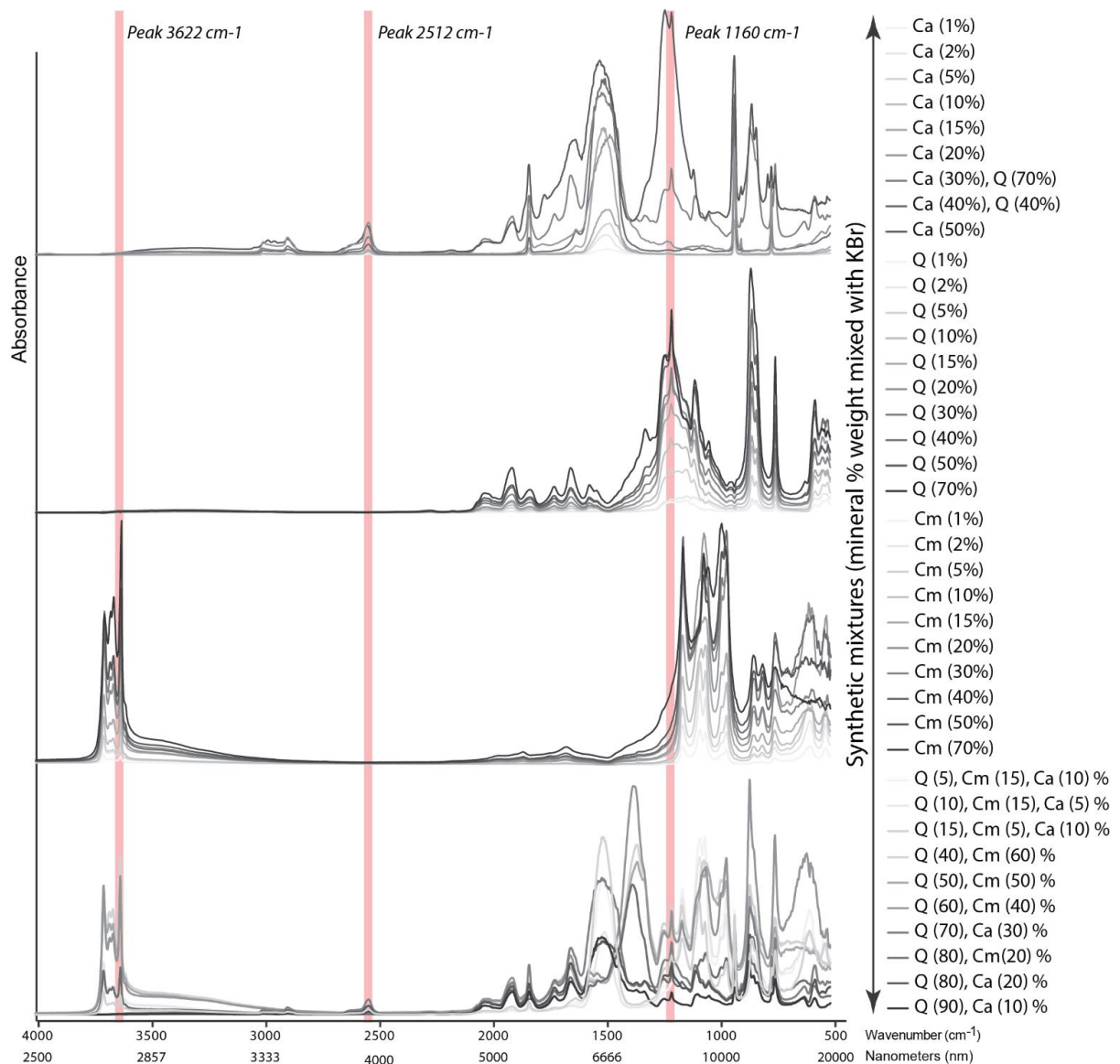


Figure IV.15 : Aperçu des spectres moyen-infrarouge obtenus par l'analyse des échantillons synthétiques composés de minéraux purs en quantités contrôlées.

IV.4.3 Adapter et améliorer la détermination de la provenance de sédiments par Spectroscopie Moyen Infrarouge et Analyses Discriminantes

La détermination de la provenance de sédiments repose sur des traceurs (variables) physiques, minéralogiques et/ou géochimiques qui permettent d'établir le lien entre les dépôts de sédiments (cibles) et leurs sources potentielles. Ces traceurs constituent « l'empreinte digitale » d'un échantillon de sédiment qui serait unique et indiquerait alors sa source. Pour ce faire, plusieurs prérequis sont nécessaires :

- Il est essentiel de vérifier si les différentes sources sédimentaires sont suffisamment hétérogènes entre elles pour qu'elles soient différenciées par les traceurs et forment alors des groupes bien distincts.
- La méthode analytique choisie devrait permettre de révéler des traceurs qui sont suffisamment discriminants
- Les traceurs ne devraient pas subir des transformations durant le transport et le dépôt (modification chimique, minéralogique etc.) afin de s'assurer qu'ils reflètent bien la source sédimentaire d'origine et non pas des processus post-dispositionnels.
- Les poids numériques des sources (le nombre d'échantillons au sein de chaque groupe) devraient être relativement équilibrés entre les groupes.

Dans l'objectif de réunir les conditions nécessaires pour la détermination de la provenance de sédiments par les spectres moyen infrarouge et l'analyse discriminante (DFA), une partie essentielle de la démarche méthodologique consiste à évaluer l'hétérogénéité des sources et d'optimiser la capacité discriminante du modèle statistique. La capacité discriminante d'un modèle DFA est étroitement liée à la distance intra- et inter sources. Autrement dit, plus la distance entre deux sources est longue, mais courte au sein d'une même source, plus le modèle statistique est a priori capable de classer un échantillon au sein d'une source. Le jeu de données spectrales pour l'ensemble d'échantillons a été alors prétraité pour explorer plusieurs situations, qui devraient révéler le protocole optimal de détermination de la provenance sédimentaire par une analyse discriminante :

- Utiliser l'ensemble de spectres ($n=236$) et longueurs d'ondes ($4000-450\text{ cm}^{-1}$) sans équilibrer les groupes (Fig. IV. 16 – nuage de points 1)
- Utiliser l'ensemble de spectres ($n=160$) et longueurs d'ondes ($4000-450\text{ cm}^{-1}$) en équilibrant les groupes (Fig. IV. 16 – nuage de points 2)
- Utiliser l'ensemble de spectres ($n=236$) en analysant uniquement les longueurs d'ondes du « fingerprint range » ($1500-450\text{ cm}^{-1}$, Fig. IV. 16 – nuage de points 3)

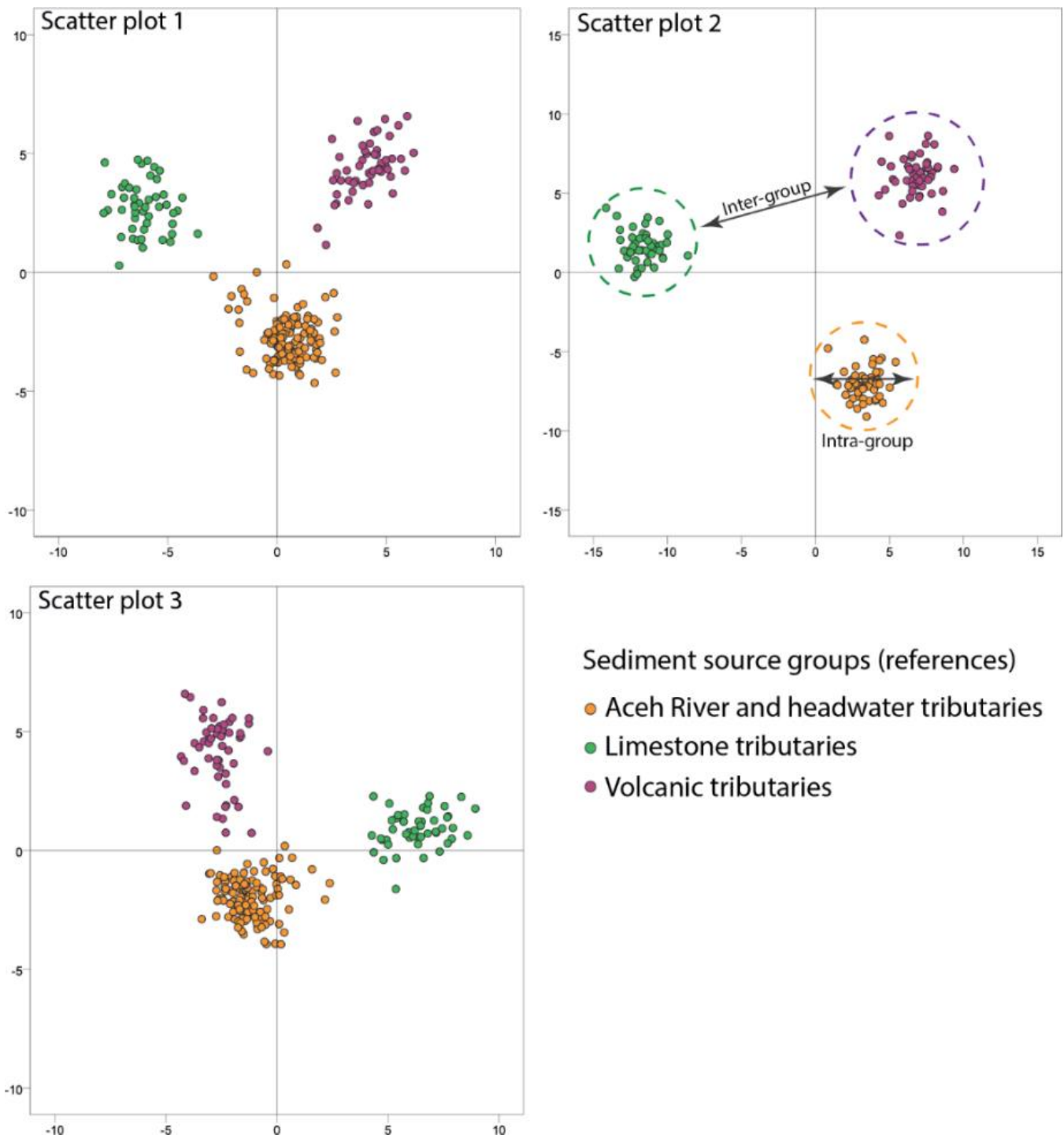


Figure IV.16 : Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 1-3.

- Utiliser uniquement les spectres ($n=189$) et longueurs d'ondes ($1500-450\text{ cm}^{-1}$) des échantillons à dominance sableuse (Fig. IV. 17 – nuage de points 4).
- Utiliser uniquement les spectres ($n=75$) et longueurs d'ondes ($1500-450\text{ cm}^{-1}$) des échantillons $< 250\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. IV. 17 – nuage de points 6).
- Utiliser uniquement les spectres ($n=48$) et longueurs d'ondes ($1500-450\text{ cm}^{-1}$) des échantillons tamisés entre $250 - 500\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. IV. 17 – nuage de points 7).
- Utiliser uniquement les spectres ($n=46$) et longueurs d'ondes ($1500-450\text{ cm}^{-1}$) des échantillons tamisés entre $500 - 1000\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. IV. 17 – nuage de points 8).
- Utiliser les spectres ($n=46$) et longueurs d'ondes ($1500-450\text{ cm}^{-1}$) moyennés sur l'ensemble des différentes fractions : $< 250\text{ }\mu\text{m}$, $250 - 500\text{ }\mu\text{m}$ et $500 - 1000$ (Fig. IV. 17 – nuage de points 5).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

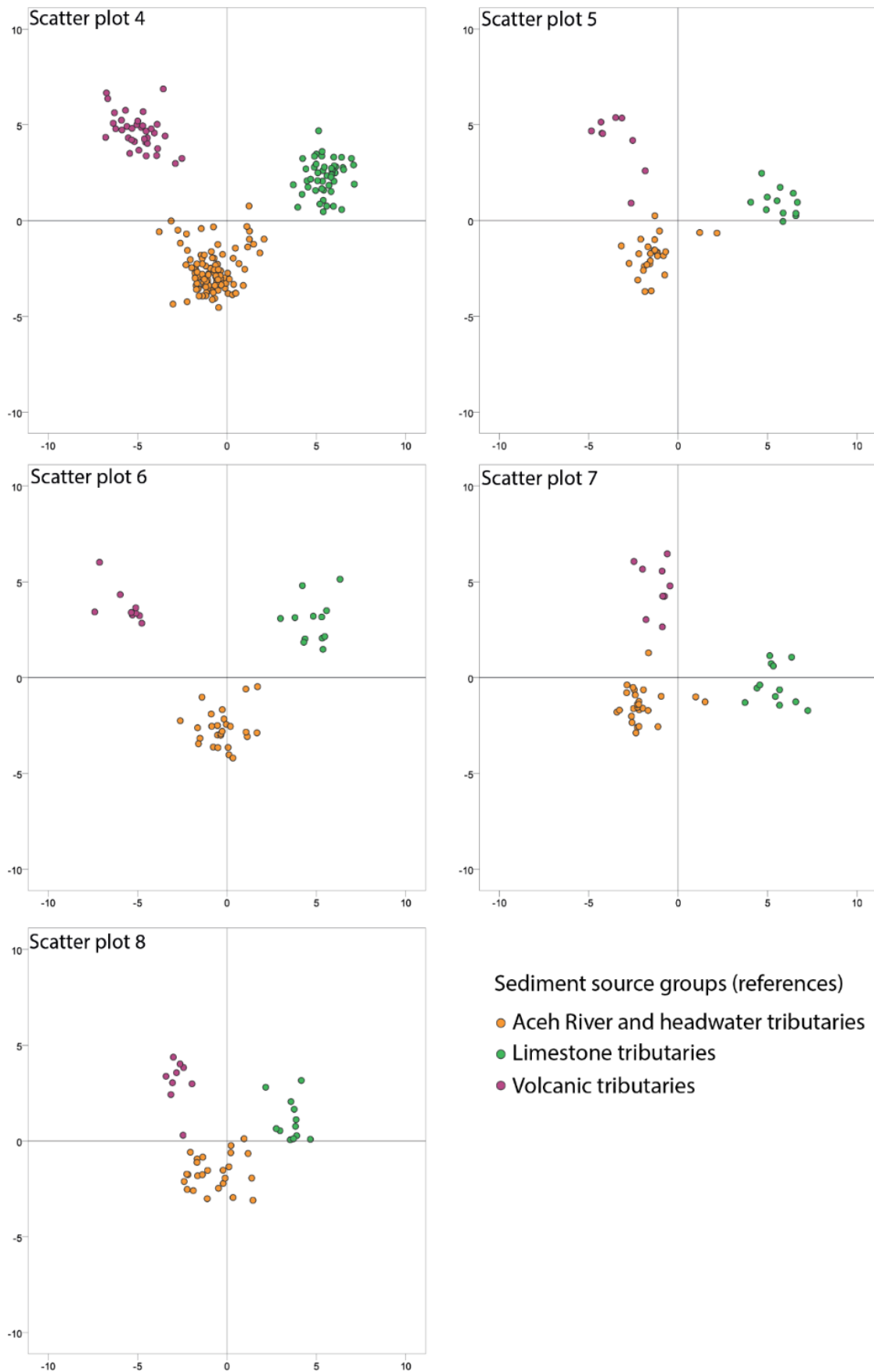


Figure IV.17 : Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 4-8.

- Utiliser uniquement les spectres (n=56) des échantillons analysés par la fluorescence des Rayons-X (XRF ; Fig. IV. 18 – nuage de points 9)
- Utiliser uniquement les spectres (n=56) et longueurs d'ondes (4000-450 cm^{-1}) des échantillons analysés par la réflexion diffuse (DRIFT ; Fig. IV. 18 – nuage de points 10).
- Combiner les spectres infrarouge DRIFT (n=56) et échantillons analysés par XRF Utiliser uniquement les spectres (n=56) des échantillons analysés par la fluorescence des Rayons-X (XRF ; Fig. IV. 18 – nuage de points 11).

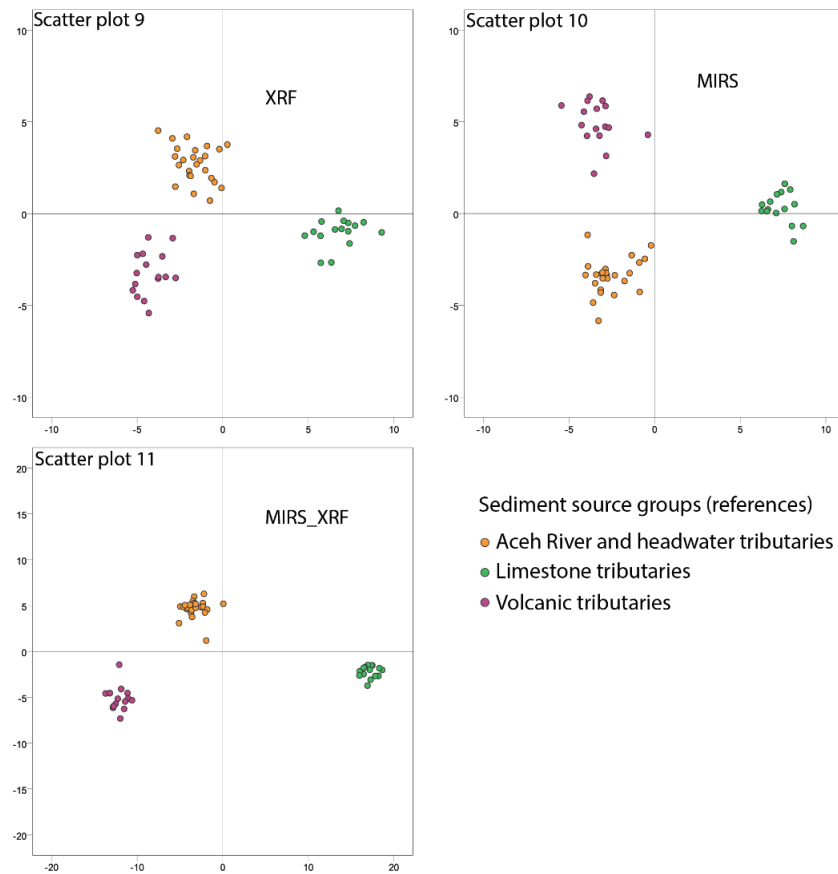


Figure IV.18: Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 9-11.

Le tableau (IV. 1) synthétise l'ensemble de la démarche expérimentale. Chaque indicateur permettant de renseigner une caractéristique discriminante du sédiment pourrait constituer une empreinte spécifique du matériau le différenciant des autres. C'est la faculté d'établir des combinaisons de paramètres uniques qui permettrait de reconstituer la relation entre une zone source et un dépôt et ainsi d'assurer une approche de traçage robuste et pertinente. Par conséquent, les études de traçage de sédiments doivent reposer sur une grande diversité d'approches et techniques analytiques dont le choix est guidé par le contexte géographique et géologique, l'échelle spatio-temporelle de l'étude et les objectifs recherchés.

Tableau IV.1: Résumé des résultats des analyses discriminantes exploratoires. Les distances optimales de discrimination sont marquées en gras.

Experiment description	Number of samples	Type of variables	Spectral resolution (-1)	Spectral range	Barycentric coordinates of sedimentary basins						Distance according to the			Distance according to the		
					A	L	V				A-L	A-V	L-V	A-L	A-V	L-V
					F1	F2	F1	F2	F1	F2						
Including all investigated samples (Scatter plot 1)	236	Spectroscopic data	16 cm (-1)	4000 - 450	0,51	-2,77	-6,09	2,75	4,15	4,44	6,60	3,64	10,24	-5,52	-7,21	-1,89
Equilibrating the number of samples by group (Scatter plot 2)	160				3,28	-7,03	-11,69	1,64	6,86	6,10	14,97	3,58	18,55	-8,67	-13,13	-4,46
Including all investigated samples but only fingerprint region (Scatter plot 3)	236				-1,20	-1,99	6,32	0,89	-2,64	4,13	7,51	1,45	8,96	-2,88	-6,12	-3,24
Including all samples with grain-size analyses (Scatter plot 4)	189	Spectroscopic data	16 cm (-1)	4000 - 450	-0,81	-2,65	5,47	2,29	-4,93	4,66	6,28	4,12	10,41	-4,94	-7,31	-2,37
Artificial (Scatter plot 5)	48				-1,35	-1,80	5,66	0,94	-3,48	4,15	7,01	2,13	9,14	-2,75	-5,95	-3,21
Fine (Scatter plot 6)	75				-0,27	-2,66	4,82	2,96	-5,66	3,73	5,09	5,40	10,49	-5,62	-6,38	-0,76
Medium (Scatter plot 7)	48				-2,02	-1,41	5,44	-0,39	-1,19	4,75	7,46	0,83	6,64	-1,01	-6,15	-5,14
Coarse (Scatter plot 8)	46				-0,72	-1,65	3,58	1,11	-2,76	3,10	4,30	2,04	6,34	-2,75	-4,75	-2,00
XRF (Scatter plot 9)	56	Geochemical data	16 cm (-1)	4000 - 450	-3,42	2,44	9,27	0,03	-3,34	-3,84	-12,69	-0,08	12,61	2,41	6,27	3,86
DRIFTS (Scatter plot 10)	56	Spectroscopic data			-1,79	-3,13	8,99	1,37	-5,63	3,61	-10,79	3,84	14,63	-4,51	-6,75	-2,24
DRIFTS and XRF (Scatter plot 11)	56	Spectroscopic and geochemical data			5,83	4,18	-12,78	1,32	2,87	-7,76	18,61	2,96	-15,65	2,86	11,94	9,08

IV.5. Synthèse : démarche méthodologique en adéquation avec les objectifs de recherche

La géographie, la géomorphologie et la sédimentologie ont en commun l'usage des Systèmes d'Information Géographique qui sont devenus une base de travail et de discussion entre ces disciplines pour la compréhension de la dynamique spatio-temporelle des processus à la surface terrestre. En parallèle, l'intégration des données de subsurface permet d'associer des disciplines comme la stratigraphie ou la géophysique afin de construire des réflexions spatiales avec une profondeur temporelle pluriséculaire et millénaire. C'est pourquoi ce travail de recherche repose sur **la collecte de données multi-sources** (prospections de terrain, données historiques, cartes géologiques, géomorphologiques, topographiques et bathymétriques, imageries satellites, photographies aériennes, données géophysiques, carottes sédimentaires, etc.) permettant de fournir des informations sur les processus et les environnements actuels ou/et passés (**tâche 1 et 2**). Cependant, ces données ne peuvent être articulées spatialement qu'à travers leur **intégration dans un S.I.G. (tâche 3)**. Il s'agit alors à la fois d'un outil de réflexion sur les dynamiques sédimentaires fluvio-côtières et socio-économiques ainsi que d'un dispositif de planification, destiné à organiser les stratégies de recherche, en particulier pour le positionnement des points de carottages. L'ensemble de données intégrées dans un SIG permet alors d'articuler, de manière spatio-temporelle, les formes fluviales et côtières du relief du delta d'Aceh et d'apporter un décryptage morpho-sédimentaire et stratigraphique en trois dimensions. Le SIG est un élément structurant de ce travail de thèse et constitue un outil essentiel pour répondre à deux des principaux **objectifs de cette thèse, à voir : (i) cartographier la répartition des modelés de surface**

et de sub-surface (Chapitre V) sur l'ensemble du delta et (ii) reconstituer diachroniquement l'évolution des milieux fluviaux et côtiers du delta **depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Chapitre VII).**

Les environnements deltaïques sont cependant structurés par une grande diversité d'entités géomorphologiques fluviales (chenal, levée, barre de méandre, etc.) et côtières (cordon, dune, lagune, etc.), qui sont composées de sédiments d'origine, de texture, de minéralogie et de géochimie variées. Au-delà de la cartographie spatiale des formes du relief, leur chronologie, leur différenciation morphologique et leur provenance sédimentaire nécessitent alors l'intégration des approches pluri- voir interdisciplinaires de laboratoire mobilisant des techniques analytiques pour préciser les processus sédimentaires à l'œuvre (**tâche 4**). L'utilisation de la datation par radiocarbone, la granulométrie par tamisage, la minéralogie par diffraction des rayons-X, ainsi que la géochimie par fluorescence des rayons-X, permettent de : (i) **déterminer la provenance des sédiments et leur distribution** le long de l'estran des plages actuelles (**Chapitre VI**), ainsi qu'au sein des dépôts deltaïques holocène de sub-surface (**Chapitre VIII**), et (ii) **dresser la chronostratigraphie des faciès** fluviaux et côtiers du delta d'Aceh (**Chapitre VIII**).

D'une manière générale, les études paléogéographiques par le décryptage des dépôts sédimentaires reposent sur des techniques robustes et précises, qui sont néanmoins, souvent coûteuses et longues à mettre en place. De ce fait, dans un contexte de besoin grandissant de données provenant des dépôts sédimentaires, ce travail de thèse s'appuie sur l'analyse de sédiments par la spectroscopie moyen infrarouge afin de **proposer une méthodologie efficace pour déterminer la provenance d'un grand nombre d'échantillons de sédiments sableux côtiers (Chapitre VI)**. Ce développement méthodologique s'appuie sur des travaux personnels antérieurs (Chapkanski et al., 2020, 2022a) pour adapter des protocoles existants au contexte et aux spécificités du site d'étude par une phase d'expérimentation (**tâche 5**).

La mise en commun des résultats issus des différentes tâches permet de **retracer les configurations des milieux fluviaux et côtiers à l'échelle du delta d'Aceh durant l'Holocène** et constitue ainsi une base de discussion des modes, des contrôles et des rythmes d'évolution paléogéographique (**Chapitre VIII**).



CHAPITRE V : DISTRIBUTION OF LANDFORMS AND BURIED SEDIMENTARY DEPOSITS DURING THE GROWTH OF THE ACEH RIVER DELTA (SUMATRA, INDONESIA)

La compréhension de la distribution des formes du relief en surface et en sub-surface est un élément fondamental pour la reconstitution de l'évolution géomorphologique du delta du fleuve Aceh. Ce chapitre, publié dans la revue *Journal of Maps*, présente ainsi les données et la démarche pour la réalisation de la carte géomorphologique détaillée du delta d'Aceh. Ces résultats permettent de souligner les traits spécifiques du delta, notamment une plaine alluviale parcourue par de nombreux paléo-chenaux à l'ouest et une plaine côtière, structurée par des cordons sableux, à l'est. Le caractère asymétrique, la morphologie des cordons et les formes d'érosion littorales, suggèrent un delta, actuellement en érosion, mais qui a pu connaître des phases de progradation à des rythmes variés et une évolution influencée par la houle.



Distribution of landforms and buried sedimentary deposits during the growth of the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia)

Stoil Chapkanski^{a,b}, Maureen Le Doaré^c, Gilles Brocard^d, Annika Steuer^e, Bernhard Siemon^e, Franck Lavigne^a, Nazli Ismail^f, Ella Meilianda^g, Clément Vermoux^a, Darusman Darusman^h and Jean-Philippe Goiran^b

^aLaboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591, University of Paris 1, Panthéon-Sorbonne, CNRS, Thiais – Paris, France; ^bArchéorient, UMR 5133, University of Lyon 2-CNRS, Lyon, France; ^cArchaïos, Paris, France; ^dHiSoMA, UMR 5189, University of Lyon 2-CNRS, Lyon, France; ^eFederal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany; ^fDepartment of Geophysics, Syiah Kuala University, Banda Aceh, Indonesia; ^gTsunami and Disaster Mitigation Research Center (TDMRC) and Civil Engineering Department, Engineering Faculty, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, Indonesia; ^hPost-Graduate School, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, Indonesia

ABSTRACT

Fluvial and coastal landforms are indicative of landscape river delta evolution over time and provide clues for understanding coastal adjustments to sea-level and fluvial dynamics fluctuations, tectonic displacements, and extreme waves. We have mapped the surface and sub-surface footprints of fluvial and coastal geomorphological features in the Aceh River delta, northern Sumatra, using imagery dataset, vertical facies logging and helicopter electromagnetic surveys. The result is a geomorphological map at the scale of 1:75,000 which outlines the main features of the deltaic plain, including rivers, tidal and buried channels, fluvial levees, beach ridges, swales, tidal flats and lagoons. We compare their spatial distribution to the geometry of buried sediment bodies, revealed by boreholes and resistivity maps. Buried channel belts and floodplain deposits document the former locations of the distributary channels of the Aceh River. Coastal-parallel beach ridges evidence 7–8 km of asymmetric delta progradation since the mid-Holocene sea-level high stand.

ARTICLE HISTORY

Received 13 July 2022
Revised 5 October 2022
Accepted 18 October 2022

KEYWORDS

Aceh River delta;
geomorphological map;
remote sensing; stratigraphy;
Helicopter ElectroMagnetic
(HEM) data; Sumatra

1. Introduction

In the context of the current worldwide increase in population along coastlines and of rapid climate change, reconstructing the past evolution of deltaic landscapes helps predicting coastal adjustments to the current phase of sea-level rise (Ericson et al., 2006; Fanget et al., 2016; Stanley & Warne, 1994), to fluvial dynamic alterations (Syvitski et al., 2005), to tectonics (Higgins, 2016; Mathers & Zalasiewicz, 1999), and to extreme storm events (May et al., 2018, 2015; Aagaard et al., 2012). The spatio-temporal mapping of deltaic landforms provides insights into delta dynamics and can reveal their main controlling parameters (Aiello et al., 2013; Tarragoni et al., 2011). It also evidences the long-term evolutionary trajectories of fluvial-coastal systems (Ainsworth et al., 2011; Rossetti et al., 2015; Giacomelli et al., 2018; Mathers & Zalasiewicz, 1999; Rao et al., 2015; Rossetti et al., 2015). So far, the main targets have been the major deltaic systems (Amorosi & Milli, 2001; Anthony et al., 2014; Caldwell et al., 2019; Ericson et al., 2006; Korus & Fielding, 2015; Stanley & Warne, 1994), because they echo to broader research interest and have global environmental significance, thus determining funding allocations. Delta studies in Indonesia have

focused on historical and short-term evolutions (Arjasa-kusuma et al., 2021; Beselly et al., 2021; Chapkanski, Brocard, Lavigne, Tricot, et al., 2022; Malawani et al., 2018; Septianga and Mutaqin, 2021). Less attention has been paid to their Holocene evolution, except in the Mahakam delta (Storms et al., 2005). The need for background information regarding the long-term dynamics of these deltas is pressing, as they are now being rapidly affected by intensive land management, and can also rapidly evolve in response to volcanic eruptions (Beselly et al., 2021; Kuenzi et al., 1979), earthquakes (Kelsey et al., 2015; Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012) and permanent vertical displacement of the land surface, ground shaking, ground liquefaction, and tsunami landing (Latief et al., 2000; Monecke et al., 2008; Rubin et al., 2017; Sieh et al., 2015; Wassmer et al., 2015). Here, we conducted the first step study of a smaller delta in Indonesia, which long-term dynamics remains little studied.

The Aceh River delta, in Sumatra, was, by far, the delta most severely affected by the 2004 Indian Ocean tsunami, one of the largest tsunamis recorded in human history (Doocy et al., 2007; Levy & Gopalakrishnan, 2005). In this specific context, scientific

CONTACT Stoil Chapkanski stoil.chapkanski@protonmail.com Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591, University of Paris 1 Panthéon-Sorbonne – CNRS, 2 Rue Henri Dunant, 94320, Thiais – Paris, France; Archéorient, UMR 5133, University of Lyon 2-CNRS, 69365, Lyon, France
 Supplemental map for this article is available online at <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2139203>

© 2022 The Author(s). Published by Informa UK Limited, trading as Taylor & Francis Group on behalf of Journal of Maps

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited. The terms on which this article has been published allow the posting of the Accepted Manuscript in a repository by the author(s) or with their consent.

V.1. Introduction

In the context of the current worldwide increase in population along coastlines and of rapid climate change, reconstructing the past evolution of deltaic landscapes helps predicting coastal adjustments to the current phase of sea-level rise (Ericson et al., 2006; Fanget et al., 2016; Stanley and Warne, 1994), to fluvial dynamic alterations (Syvitski et al., 2005), to tectonics (Mathers and Zalasiewicz, 1999; Higgins, 2016), and to extreme storm events (May et al., 2018; 2015; Aagaard et al., 2012). The spatio-temporal mapping of deltaic landforms provides insights into delta dynamics, and can reveal their main controlling parameters (Aiello et al., 2013; Tarragoni et al., 2011). It also evidences the long-term evolutionary trajectories of fluvial-coastal systems (Ainsworth et al., 2011; De Fátima Rossetti et al., 2015; Rao et al., 2015; Mathers and Zalasiewicz, 1999; Giacomelli et al., 2018). So far, the main targets have been the major deltaic systems (Caldwell et al., 2019; Anthony, 2015; Korus and Fielding, 2015; Anthony et al., 2014; Ericson et al., 2005; Amorosi and Milli, 2001; Stanley and Warne, 1994), because they echo to broader research interest and have global environmental significance, thus determining funding allocations. Delta studies in Indonesia have focused on historical and short-term evolutions (Chapkanski et al., 2022a; Arjasakusuma et al., 2021; Beselly et al., 2021; Septiangga and Mutaquin, 2021; Malawani et al., 2018). Less attention has been paid to their Holocene evolution, except in the Mahakam delta (Storms et al., 2005). The need for background information regarding the long-term dynamics of these deltas is pressing, as they are now being rapidly affected by intensive land management, and can also rapidly evolve in response to volcanic eruptions (Beselly et al., 2021; Kenzi et al., 1979), earthquakes (Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012; Kelsey et al., 2015) and permanent vertical displacement of the land surface, ground shaking, ground liquefaction, and tsunami landing (Latief et al., 2000; Sieh et al., 2015; Wassmer et al., 2015; Rubin et al., 2017; Monecke et al., 2008). Here we conducted the first step study of a smaller delta in Indonesia, which long-term dynamics remains little studied.

The Aceh River delta, in Sumatra, was, by far, the delta most severely affected by the 2004 Indian Ocean tsunami, one of the largest tsunami recorded in human history (Doocy et al., 2007; Levy and Gopalakrishnan, 2005). In this specific context, scientific studies have been conducted to understand its recent dynamics (decennial timescales), in order to address societal (Scawthorn et al., 2006), sanitary (Prasetyawan et al., 2006; Redwood-Campbell and Riddez, 2006) and environmental (Chapkanski et al., 2022b; Paris et al., 2009; McLeod et al., 2010; Siemon et al., 2007) issues after the tsunami. Less attention has been paid to its long-term (centennial to millennial timescales) evolution, and how such evolution influences the current response of the delta to tsunami disturbances (Umitsu et al., 2007).

This study aims at delineating of the spatial distribution of various fluvial and coastal landforms in the Aceh River delta in order to: (i) provide a geomorphological map of the Aceh River delta at the scale of 1:75.000, (ii) provide a framework to reconstruct its evolution since the mid-Holocene sea-level high stand and (iii) identify the prevailing processes that control its geomorphological evolution and sedimentary architecture. We first provide a detailed mapping of the delta surface and then compare the spatial distribution of landforms to the geometry of buried sediment bodies revealed by resistivity maps and boreholes. Borehole data and resistivity maps are used to assess the correlation between sediment grain size and resistivity values. We finally briefly outline the Holocene evolution of the delta.

V.2. General context

The Aceh River delta is located five degrees north of the equator in the northernmost part of Sumatra Island (Indonesia, Fig. 1-A). It lies between 0 and ~ +20 m above sea-level (Fig. 1-B). Based on the Ulee Lheue tide station (<https://srgi.big.go.id>), tides along the delta coasts are semi-diurnal with

minimum neap, mean and maximum Spring tide range of 0.4 m, 1.2 m and 2.1 m respectively. Waves along the shoreface track from north-west from October to March, and from north-east from April to September, inducing a long-shore drift toward the north-east and south-west respectively (Diposaptono and Mano, 1998). The delta is fed mostly by the Aceh River in its central part, by small intermittent karst-sourced rivers along its southwest border, and by the minor Angan River and its tributaries along its northeastern border (Fig. 1-C). The Aceh River, which is partly diverted into the Alue Naga Floodway Canal a few kilometers from its mouth, is the major freshwater source of the delta, with a catchment of 1,568 km² (Syvitski et al., 2014). It originates in the Barisan Mountains (Fig. 1-B), and then runs through a terraced valley for ~ 130 km (Montagne, 1963) before reaching the delta plain ~ 20 km from the sea. The hydrological regime of the Aceh River is influenced by equatorial convective and monsoonal rainfall, with mean and maximum flood discharge at the Banda Aceh gauging station (period of 9 years) of 176 m³/s and 1,700 m³/s respectively (Syvitski et al., 2014). Climate is tropical with annual temperatures ranging within 25-32 °C, and a high humidity (80-90%). Mean annual rainfall in the delta is ~ 1,600 mm/y but reaches up to 5000 mm/y in the headwaters (Barisan Mountains, Ploethner and Siemon, 2006; Muis et al., 2016). The driest season stretches from June to July, with less than 100 mm/month. The rainy season stretches from September to March, and peaks in November and December at 300 mm/month. The Aceh River valley is crosscut by two major left-lateral strike-slip faults, the Aceh fault in the south-west, and the Seulimeum fault in the north-east (Fig. 1-B). They represent the north-westernmost segments of the Great Sumatra fault (Tabei et al., 2015; Genrich et al., 2000; Ito et al., 2012; Fernández-Blanco et al., 2016). The Aceh River valley is bordered to the west by steep mountains made of massive Cretaceous limestones, and to the east by andesitic tuffs and flows, and to the south by Pliocene-Pleistocene fossiliferous tuffaceous sandstone and mixed lithic conglomerates (refer to the Geomorphological map in supplementary material; Bennett et al., 1981; Culshaw et al., 1979). The Aceh River delta has filled the drowned lower reaches of this valley during the Holocene (Farr and Djaeni, 1975; Culshaw et al., 1979). The thickness of Quaternary sediment fill reaches 180 m in the center part of the Aceh delta (Culshaw et al., 1979).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

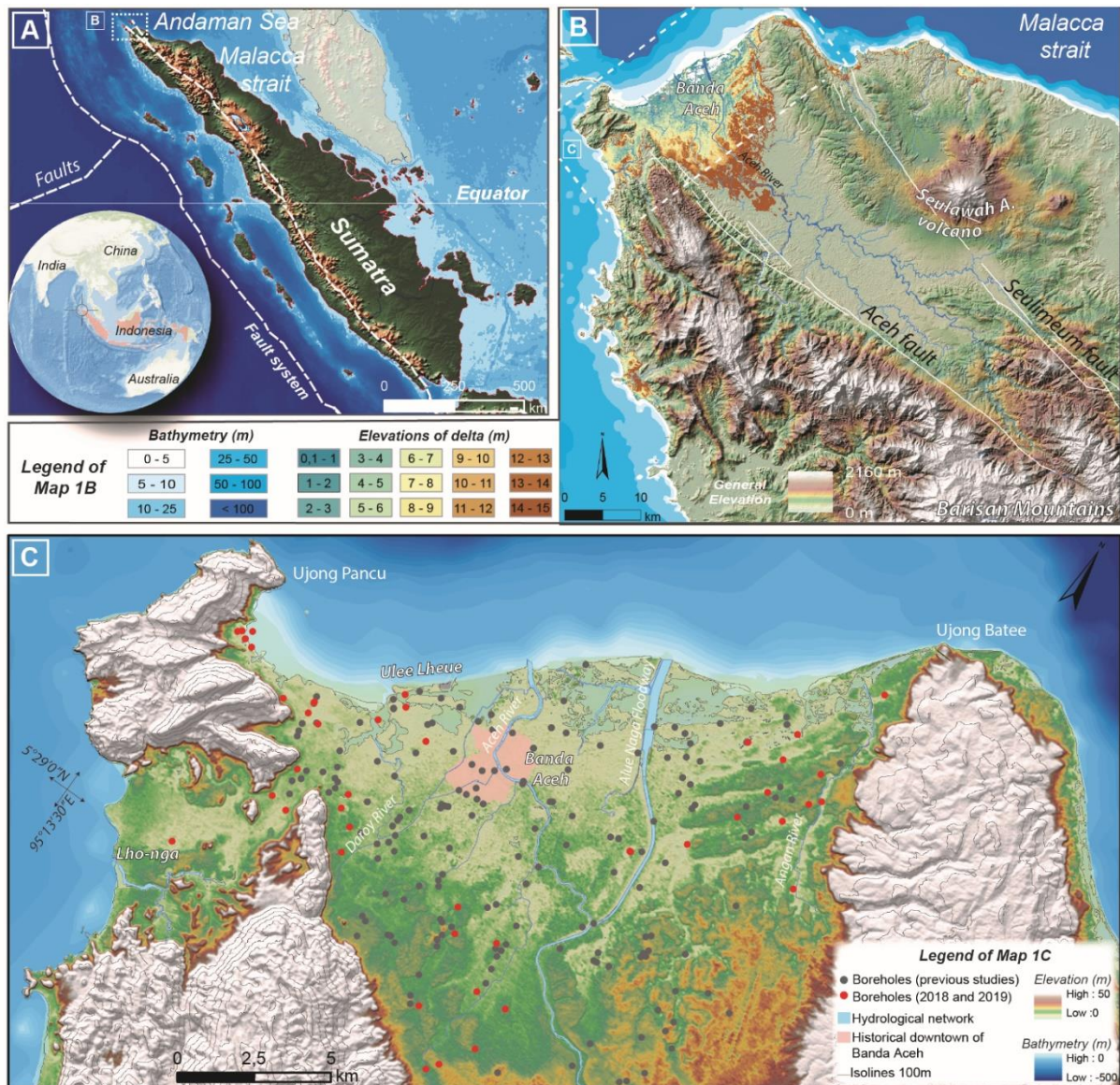


Figure V.1: Caption: Location map of the Aceh fluvial-deltaic environment at different spatial scales. (A) The Sumatra Island, (B), the Aceh catchment and (C) the Aceh delta. Bathymetry, altitude, hydrological network and major toponyms are reported. Alt text: The Aceh River delta is situated at the northern tip of Sumatra (Fig. 1A). The delta elevation ranges from 0 – 15 m in the downstream of the Aceh River. The Seulawah Agam volcano is situated to the north. The Barisan mountains present the highest elevations and border the watershed to the west and south-west. Two later faults cross-cut the watershed (Fig. 1B). Beach ridges to the east show the higher elevations in the delta comparing to the western edges and along the coast. Banda Aceh is situated in the middle reaches where the Aceh River flows (Fig. 1C).

V.3. Material and Methods

Landforms and subsurface sedimentary deposits of the Aceh River delta were mapped using a GIS-based approach (Fig. 2). The dataset (Table 1) consists of (i) topographic and geological maps, (ii) aerial photographs, (iii) satellite images and (iv) digital elevation models (DEM), summarized, treated and georeferenced by Chapkanski et al. (2022a). In addition, this study integrates (v) bathymetric data, (vi) subsurface vertical facies logging and (vii) airborne electromagnetic data. To ensure the accurate overlay of each data layer, the entire dataset has been projected in WGS 84-UTM-Zone 46N. Uncertainties on georeferencing accuracy, digitizing and local hydrological context are provided in Chapkanski et al. (2022a).

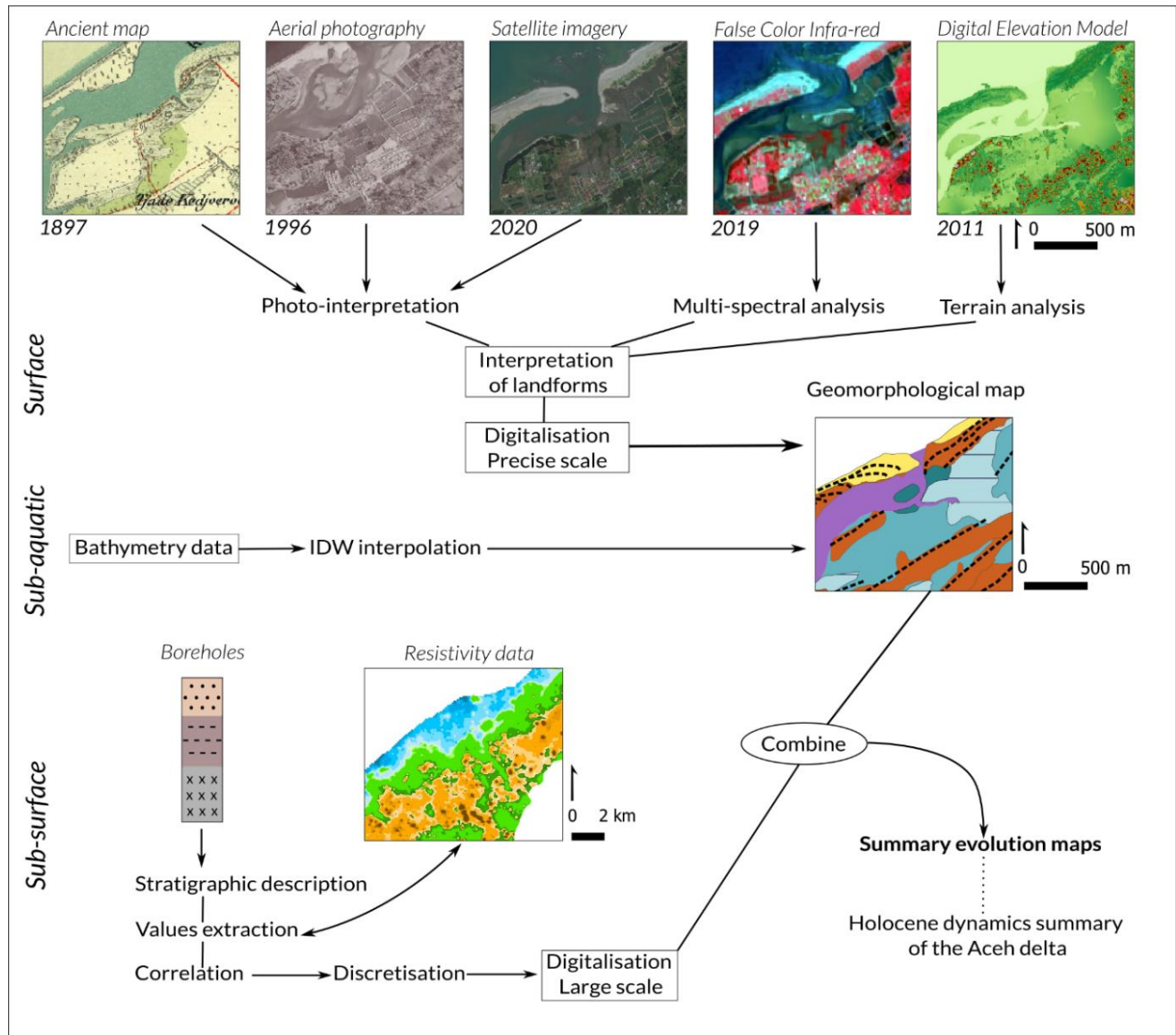


Figure V.2: Schematic demonstration of the methodological proceeding. Alt text: Historical maps, photographs, satellite images, digital elevation models and bathymetry are used for interpretation of land and sub-aquatic forms. These interpretations were used to provide the geomorphological map. Borehole and Resistivity data are used for the sub-surface interpretation. All the data is combined to provide evolution maps of the delta.

V.3.1 Imagery pretreatments and feature recognitions

Sentinel-2 Multi Spectral images at 10 m resolution (Table 1) were processed to enhance the spatial contrasts in visible and near-infrared bands generated by lateral variations in soil moisture and hydric stress on vegetation (Lillesand et al., 2015; Huete, 2004). These variations help identifying buried paleo-channels (Giacomelli et al., 2018). Combinations of red, green and blue (RGB normal color composite) and near-infrared, red and green (as RGB color-infrared composite) were chosen as they best reveal the landforms. Bathymetry was interpolated from sounding points (Table 1; Meilianda et al., 2010) by inverse distance weighted interpolation to generate bathymetric isobaths. Hillshading of the 2 m resolution DEM was used to improve the delineation of beach ridges and dunes across the delta plain. ArcGIS Hydrology tools and 8 m resolution DEM were used to generate the drainage network and delineate the watersheds of the rivers that feed the delta. Geomorphological features were manually drawn in GIS environment in order to avoid misclassification of automatic procedures (Brandolini et al., 2020). The resulting shapefiles were assigned to the following geomorphological groups: fluvial, coastal, and marine (Fig. 3 and 4), following an architectural classification approach (Nanson et al., 2013; Vakarelov and Ainsworth, 2013; Ainsworth et al., 2011). Sinuosity ratios of the palaeochannels were calculated following Malavoi and Bravard, (2010) and compared to the sinuosity ratios of the sub-contemporary (1884-2019) Aceh River channels, as reported in Chapkanski et al. (2022a).

Table VI.1: Overview of the database used in the study. EOS - Earth Observatory of Singapore; TDMRC - Tsunami Disaster Mitigation Research Center; INAGI - Indonesian Agency of Geospatial Information; USGS - U.S. Geological Survey; BGR - Federal Institute for Geosciences and Natural Resources.

Type of data	Year	Spatial resolution/scale	Data available from	Data reused from	Targeted features
Maps	Topographic map	1884	1:80 000	Online library (University of Leiden)	Rivers, tidal channels, tidal flats, lagoons, beaches
	Topographic map	1896	1:40 000	National French Library (Gallica)	
	Topographic map	1914	1:40 000	Online library (University of Leiden)	
	Topographic map	1944	1:50 000	EOS database	Water depths
	Topographic map	1978	1:50 000	TDMRC database	
	Nautical chart map	1924	1: 100 000	Online library (University of Leiden)	
Aerial photos	Geological map	1981	1: 250 000	TDMRC database	Geological units
	Panchromatic ortho-photographs	1996	pixel of 1,8m	TDMRC database	Rivers
Digital Elevation Models	Ortho-rectified photo mosaic	2005	pixel of 0,3 m	TDMRC database	Palaeochannels
	High resolution Topographic data	2011	pixel of 2 m	EOS database	Beach ridges, swales, fluvial levees
Satellite Imagery	DEMNAS	2017	pixel of 7,5 m	INAGI	Beach ridges, rivers, tidal channels, tidal flats, lagoons
	KeyHole-7	1967	pixel of 2 m	USGS - Earthexplorer	
	Landsat Legacy TM	1989	pixel of 28,5 m	USGS - Earthexplorer	
	Landsat-7 ETM+	2001	pixel of 30 m	USGS - Earthexplorer	
	SPOT-5	2004	pixel of 5 m	TDMRC database	
	Sentinel-2	2019	pixel of 10 m	USGS - Earthexplorer	
Bathymetry	Marine depth measurements	2007	0,5 m (vertical)	TDMRC database	Water depths
Stratigraphic data	Borehole data	1975, 1979, 1993	-	BGR database	Fluvial levees, palaeochannels, beach ridges, swells
	Borehole field missions	2018 and 2019	-	Current study	Fluvial levees, beach ridges
Geophysical data	Resistivity maps	2005	pixel of 100 m	BGR database	

V.3.2 Airborne Geophysical data

A helicopter-borne electromagnetic (HEM) survey of the Aceh delta was flown during the summer (from the 23th of August to the 12th of September) of 2005 by the German Federal Institute for Geoscience and Natural Resources (BGR), as part of the German-Indonesian cooperation project HELP ACEH (HELicopter Project ACEH, Siemon et al., 2006b). The project aimed finding suitable locations for drilling new freshwater wells after the Boxing Day tsunami, because electrical conductivity correlates positively with water mineralization, and therefore helps assessing the landward penetration of the coastal saline wedge (Ploethner and Siemon, 2006). Geophysical data processing is detailed in Siemon et al. (2006b). Here we used resistivity maps derived from 1D inversion models of these data at 3, 4, 5, 10, 15 and 20 meters below ground level (BGL, Siemon and Ploethner, 2006a; Siemon et al., 2007; Siemon and Steuer, 2011). We use the resistivity maps to gain insight into the underground architecture of the delta, using the difference in resistivity between floodplains (relatively lower resistivity values of finer sediments) and sand bodies (relatively higher resistivity values of coarser sediments) such as river channels and beach ridges.

V.3.3 Sub-surface stratigraphy database

We dug 50 hand-auger boreholes as deep as 4 m into the Aceh plain in 2018 and 2019, targeting geomorphological elements such as palaeochannels, beach ridges, flood plains and swales, in order to provide a sub-surface validation of surface landforms. To log the boreholes, sediments were characterized in the field, based on sediment color, hand texture, hardness, the presence of oxidation, shells, diffuse organic matter, and plant remains (Fig. 5). Stratigraphic information published in former surveys and reports (Culshaw et al., 1979; Farr and Djaeni, 1975; Iwaco, 1993) was collected, and standardized to be compared and combined with the 2018-2019 boreholes. The entire dataset comprises 890 stratigraphic units from 206 core logs, up to 20 m long (see locations on Fig.1-C).

V.3.4 Correspondence between resistivity maps and borehole stratigraphic data

The resistivity at 3, 4, 5, 8, 10 and 20 meters was extracted in GIS from the resistivity map at each borehole location. Borehole logs were then compared to the extracted resistivity values. Stratigraphic data relative to grain size was grouped into three classes: clay-silt, sand and clay to sand. Resistivity values are expected to vary with grain size (Siemon et al., 2007). Therefore, the two data matrices (resistivity values and grain-size) were combined and subjected to descriptive statistics using the software IBM SPSS statistics 20.0 (Armonk, NY, USA). Minimum, first 1st and 3rd quartiles, median and mean values were calculated to quantify the spread of resistivity values in clay-silt, sand and clay to sand units at different depths below the ground surface (Fig. 6). The results were used to evaluate down-depth resistivity attenuation and to select values used for the discretization of resistivity values on corresponding resistivity maps. Despite the low resolution of the maps and salt water intrusions in the lower delta, sands in logs were found to consistently exhibit higher resistivity than silty-clays (Fig. 6). We therefore assumed that resistant bodies are composed of coarser sediment and we used this property to map buried sandy fluvial levees and beach ridges hosting freshwater (Fig. 5). Similar observations were made by Siemon et al. (2007) demonstrating that the current Aceh River channel spatially correlate with relatively high values in resistivity maps. That also coincides with observations in other survey areas in Germany where low resistivity values correlate with clay-silt deposits in former lakes and higher resistivity rates with sandy to gravel deposits (Siemon et al., 2020).

V.4. Results and Discussion

V.4.1 General architecture of delta landforms

The lower delta is a ~ 14 km wide coastal strip. It is made of tidal flats, lagoons, aquaculture ponds, and tidal channels (Fig. 3; see the Geomorphological map in supplementary material). Upstream, the delta plain surfaces rise up to 20 m above sea-level. West and south-west of the Aceh River, we found palaeochannel belts and associated natural levee deposits that run parallel to the west delta margin, and are separated from the margin by eroded terraces rising ~ +30 meters above the delta plain, and by small alluvial fans. Irregularly spaced beach and chenier ridges, sub-parallel to the current coastline, were identified, across the delta plain, as far as 8 km inland (Fig. 3). East of the Aceh River in the upper delta, we identified pre-Holocene strandplain standing ~ +20 meters above the Holocene delta plain and incised by a dense network of small valleys (Fig. 3).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

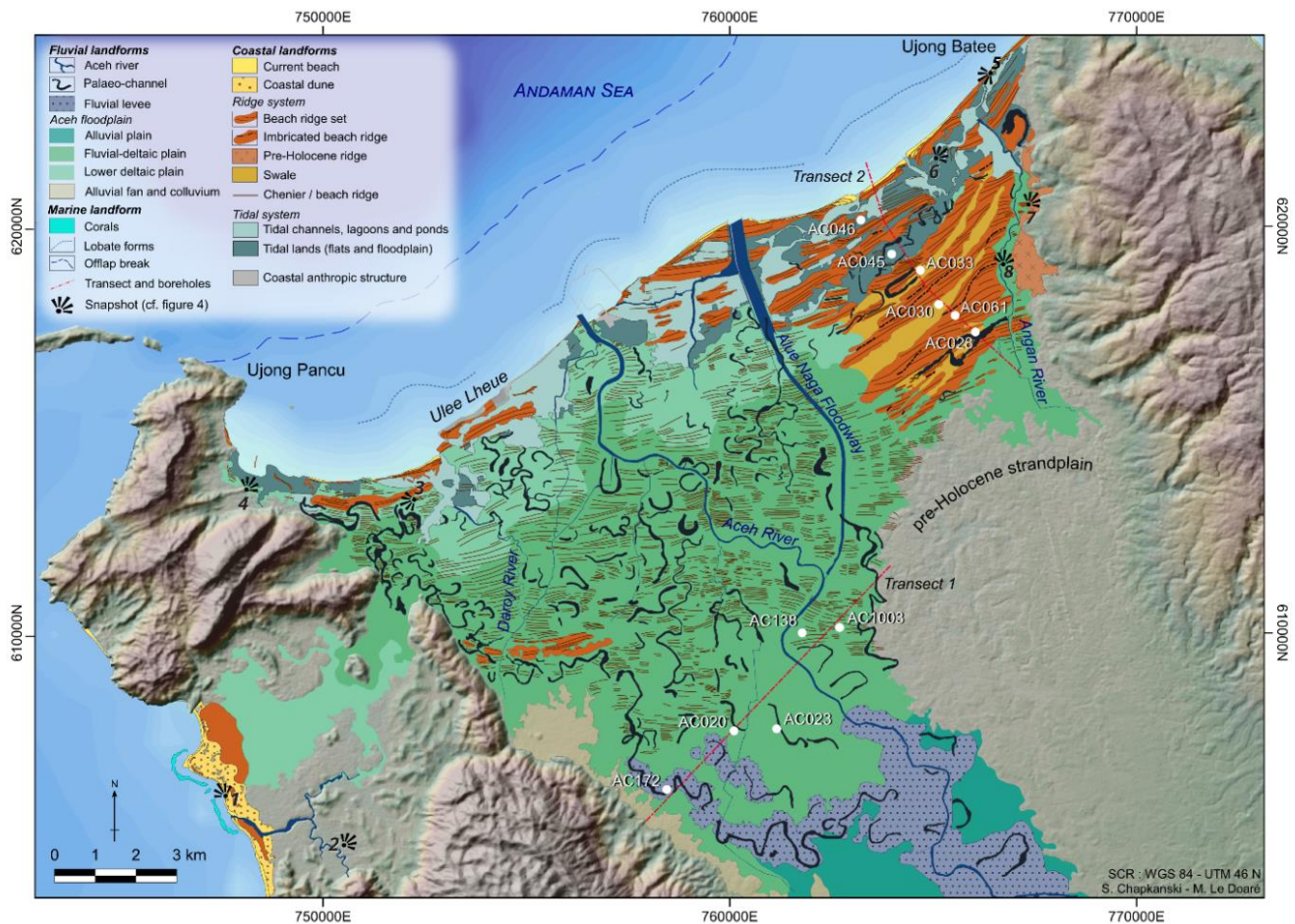


Figure VI.3: Simplified version of the geomorphological map of the Aceh River delta. Field observations and snapshot orientation are displayed (Fig. 4). Borehole locations and associated topographic cross-sections (T1: SW - NE and T2: SE - NW) are shown (Fig. 5). Alt text: Coastal parallel beach ridge sets occur in the eastern delta while dense network of palaeochannels run WNW direction in the western delta. The coastal strip present lagoons, tidal flats and tidal channels. Multitude of topographic alignments evidence the cusped shape of the delta since the early stages of the progradation. The topographic alignments evidence an asymmetric evolution of the delta. The transects from Fig. 5 run across the palaeochannels SW-NE and across the beach ridges SE-NW. The interpretation of the bathymetry shows lobate forms of the sub-aquatic sediment deposits seaward from the current Aceh River mouth.



Figure V.4: Fieldwork observations. Locations of snapshots are shown on figure 3. 1: White beach consisting of biogenic carbonate sands; 2: Paddy fields in the foreground and steep limestone hills in the background; 3: Dry paddy fields in former palaeochannel; 4: Tidal flats of the western delta; 5: Beach ridge and sand dunes in the eastern delta; 6: Lagoons and tidal flats downstream of the Angan River; 7: Pre-Holocene layered terraces; 8: Angan River. Alt text: Mosaic of photos. As an alternative solution to shorten the Alt Text, the caption of the figure provides an explication for each photo.

V.4.1.1 Fluvial channels and levees.

The Aceh River currently flows along the median axis of the delta (Fig. 3). Its course is highly sinuous and the meanders have migrated rapidly during the 20th Century (see the Geomorphological map in supplementary material). The sinuosity ratio increased during 20th century from 1.75 to 1.91 before dropping to 1.36 in 1996 (Chapkanski et al., 2022a) when extensive containment dykes were constructed, cutting several meanders (Diposaptono and Mano, 1998). Wide palaeochannels, already abandoned by the 20th century, are found to the north-east of the Aceh River, between the Aceh River and the Alue Naga Canal (Fig. 3). They were partly excavated and reused during the construction of the derivation canal. East of the Alue Naga Canal, coast-parallel paleochannels are found between the sand ridges. Their layout is reminiscent of present-day tidal channels. They connect to the Agan River, which collects water along eastern delta plain, at the toe of the volcanoclastic hills, and represents the only fluvial system east of the Aceh River that manages to cross the strand plain and reach the sea. We identified four belts of buried paleochannels and associated levees to the west of the Aceh River (Fig. 3). They form a series of ribbons, parallel to the modern river, that stretch over the entire delta plain. The westernmost belt lies close to the delta west margin, and is highly sinuous (sinuosity index of 1.68). The other three belts show similar sinuosity but tend to take a more northerly course in the downstream direction. The boreholes dug in these paleochannels expose similar stratigraphic superpositions (Fig. 5-T1). Weathered silty-clay deposits fill the upper two meters of the channels. They overlay sands showing a decreasing grain-size upward (Fig. 5-T1). The levees are made of weathered silty-sand (Fig. 5-T1). The surrounding floodplains consist of silty-clay layers that extend ~ 3-5 m below the fluvial levees.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

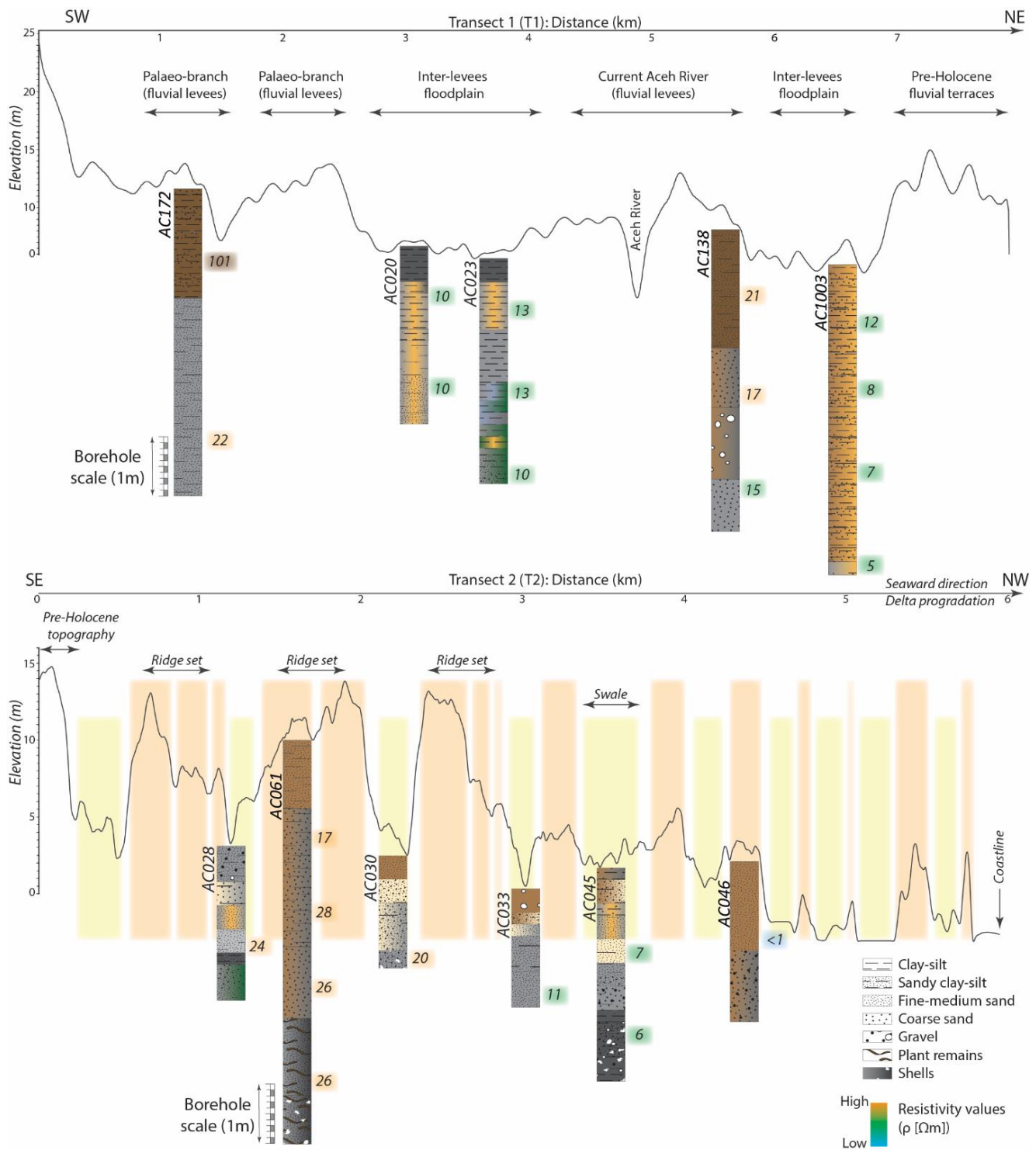


Figure V.5: Topographic cross-sections and borehole stratigraphy. For better readability, boreholes are presented with independent scale frame from the topographic cross-sections. Resistivity values at 2m, 4m, 6m and 8m below the ground level were extracted at specific core locations and reported along the boreholes. Alt text: Two topographic transects showing variations in the elevation between fluvial levees (sandy deposits) and inter-levee floodplain (silty-clayey deposits) as well as between ridge sets and swells, both sandy environments. The general elevation for the sand ridges decreases seaward. Resistivity values are higher for sands and lower for clayey-silts.

V.4.1.2 Beach ridges and swales

Prominent (ridgelines 10-15 m amsl) sandy beach ridges form a belt that extends from the present-day coastline to 3-6 km inland. They are separated by swales filled by silty sands (Fig. 3 and 5-T2). Imbrication of beach ridges occur ~ 3-4 km inland. The height of the beach ridges and swales decreases seaward (Fig. 5-T2). A more localized, pronounced drop in height occurs ~ 3 km from the shoreline, where the ridge height decreases to 3-5 m amsl. Seaward, swales then tend to be filled by shelly and clayey sandy tidal flats 0-5 m amsl (Fig. 5-T2).

Long-shore drift along the Aceh delta coast is predominantly to the north-east, owing to the predominance of the waves tracking from the north-west (Diposaptono and Mano, 1998). Sediment drift generates coastal ridges that are concave seaward in the western delta and convex seaward in the eastern delta. Beach ridges between the Aceh River and Alue Naga mouths are truncated as a result of the erosion of a formerly more prominent river mouth which was surrounded by more cusped shorelines, a trait typical of quickly prograding, wave-dominated deltas (Anthony, 2015). The delta lobe has since been smoothed by the coastal retrogradation (Chapkanski et al., 2022a).

V.4.2 Submarine delta

The most significant morphological feature of the Aceh River prodelta is an offlap break quasi parallel to the coastline at the transition between a relatively flat topset (~ 0.3°) and a steeper foreset (~ 2°). North of the contemporary river mouth, the offlap break lies ~3 km from the coastline, at a depth of ~26 m. In the eastern delta the slope break is located farther offshore, ~6 km from the coastline. Concave lobate forms are observed offshore and may represent the remnants of former mouths of the Aceh River.

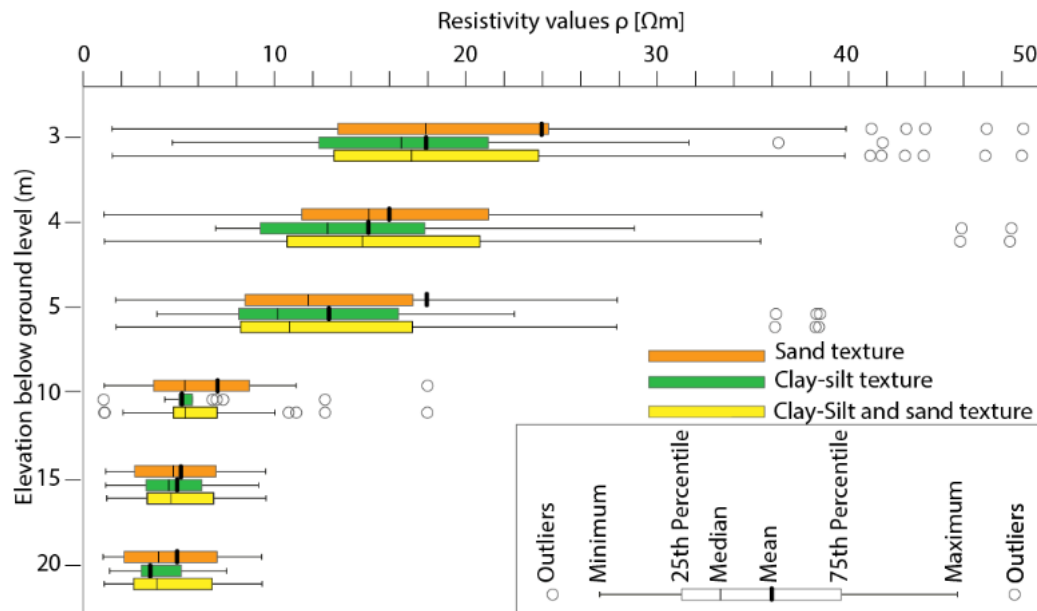


Figure V.6: Box-plots of resistivity value distributions for specific textures and at different depths below the ground-level. Alt text: Seven group of boxplots plotting the distributions of resistivity values by type of texture, extracted at the location of each borehole for each resistivity map depths. The mean values are progressively decrease with depth.

V.4.3 HEM results and interpretations

The distribution of resistivity at depth is reported on figures 6, 7 and 8. Low resistivity values (blue) correspond to seawater saturated sediments of the lower delta. Sand and coarser-grained sediment filled by freshwater are represented by orange to brown pixels. Low to medium resistivity (green pixels) corresponds to silty-clay or/and coarser sediment filled by brackish water (Siemon et al., 2007; Siemon and Steuer, 2011). The general decrease of resistivity values with depths is probably induced by higher groundwater mineralization at depth, or/and by biases introduced by the comparison of point information in the boreholes with volume information in the electromagnetic data.

From 20 to 15 m bgl, a high resistivity belt along the valley axis seems to be composed of sand and gravel deposited by the Aceh River in its upper delta. By contrast, in the middle delta, resistive patches are aligned crosswise to the river course, and may correspond to the first beach ridges to have formed after the maximum flooding of the Aceh River valley.

From 10 to 5 m bgl, some resistive patches are aligned parallel to the valley margins. They are elongate and display some sinuosity consistent with paleo-channels and levees of the Aceh River. Four major SE-NW-striking belts can be clearly seen. In the middle delta, a ~3 km wide belt of high resistivity lies parallel to the coastline and coincides with the beach ridges of the eastern delta. This belt is composed of sands that evidence the sub-surface continuation of the eastern delta ridges towards the south-west, below urbanized areas of the delta. Compared to eastern delta ridges, western delta ridges appear more discontinuous, and interrupted by the former courses of the Aceh River across the western delta. Sporadically, coast-parallel unidentified ridges are preserved, allowing us to track the beach or chenier ridges across the western delta. Intervening conductive layers are made of former inter-ridge lagoons or tidal flats, and are nowadays covered by flat silty-clay floodplains.

Starting at 5 – 4 m bgl and above, the paleo-channel belts become fragmented, indicating that they were no longer fed by the Aceh River. In the lower delta, lobate, resistive bodies may correspond to former delta lobes beyond the former river mouths.

V.4.4 Processes and evolution of the Aceh River delta.

At the beginning of the Holocene, the sea-level of the Andaman Sea (Scheffers et al., 2012, Tjia, 1996) and Malacca strait (Geyh et al., 1979) was about - 70 meters below the current sea level. A marine high stand as high as + ~ 3 m has been documented during the mid-Holocene ~5,500 years ago; it was followed by a gradual lowering to the current sea level. Based on the landward extent of the delta plain, it appears that this sea-level high stand led to a Holocene marine transgression that flooded the Aceh valley as far as 6 km inland (Culshaw et al., 1979). The resistive sandy bodies buried 20 m to 15 m below ground may belong to a transgressive tract deposited before sea level stabilized, sheltering the flooded valley farther inland from swale, thus allowing the upper valley to be filled by lagoons, swamps, or tidal flats. The Aceh River then covered this area with channel belts, fluvial levees and silty-clay to peaty floodplain deposits, as evidenced by resistivity maps above 10 m bgl. As delta progradation proceeded, the Aceh River expanded over the central part of the upper delta, feeding a series of now-buried channels, which may represent successive courses of the Aceh River or synchronous distributary channels. The courses of the most deeply imaged sand belts match the course of the modern Aceh River and of the abandoned channels still visible in the topography.

The presence of abandoned meander belts in the western part of the delta (Fig. 3) implies that the Aceh River has flown for some time across the western delta where ridges are interrupted. The downstream terminations of the meander belts most likely correspond to former mouths of the Aceh

River, which occupied the estuary, east from Ulee Lheue where beach ridges show curved shape (Fig 1 and 3). Layouts of the Aceh and Angan River at different time-spans (see the Geomorphological map in supplementary material), show that, since the end of 19th century, both rivers have maintained the same courses across the delta (Chapkanski et al., 2022a). Until the end of 20th century, the mouth of the Aceh River progressively retreated before migrating westward at the beginning of 21st century, after the destruction of the up-drift ridge.

Coast-parallel beach ridges across a strandplain as large as 7-8 km require a substantial amount of delta progradation since the mid-Holocene. As beach ridges are formed from available sediments along the coast, dispersed by the swash of waves, and that inter-ridge swales lie within the intertidal zone, the height and morphology of these features may reflect sea-level change, as well as the succession of depositional and erosive phases (Otvos, 2000). Low, widely spaced beach ridges form under relatively high sediment influx and rapid vertical aggradation, by contrast to tall, closely spaced ridges, which tend to form under reduced sedimentation rates (Taylor and Stone, 1996). The observed decrease in ridge and swale height seaward may indicate a lowering of sea level (Taylor and Stone, 1996). Therefore, the first cluster (~ 5-6 km from the coastline; Fig. 5-T2) of high, wide and imbricate beach ridges may reflect a relatively slow rate of delta progradation. The progressive seaward decrease in the elevation of the intervening swales may track the post-high stands lowering of sea-level since the mid-Holocene. The lower-standing and more widely spaced character of the more recent beach ridge may result from high rate of sedimentation and relatively faster delta progradation. Accelerating delta progradation may also be responsible for the arrangement of the beach ridges located around the mouth of the Aceh River (Fig. 3). Based on the truncated aspect of ridges and their curvature increasing seaward, the cusped shape and asymmetric character of delta would have been more pronounced in the last visible stage of the delta progradation (Fig. 3). Coastal retrogradation has prevailed at least since the late of 19th century (~ 100 m of coastal retreat during the century prior to 2004 Indian Ocean Tsunami, and ~ 120 m of land loss following the tsunami events; Chapkanski et al., 2022a).

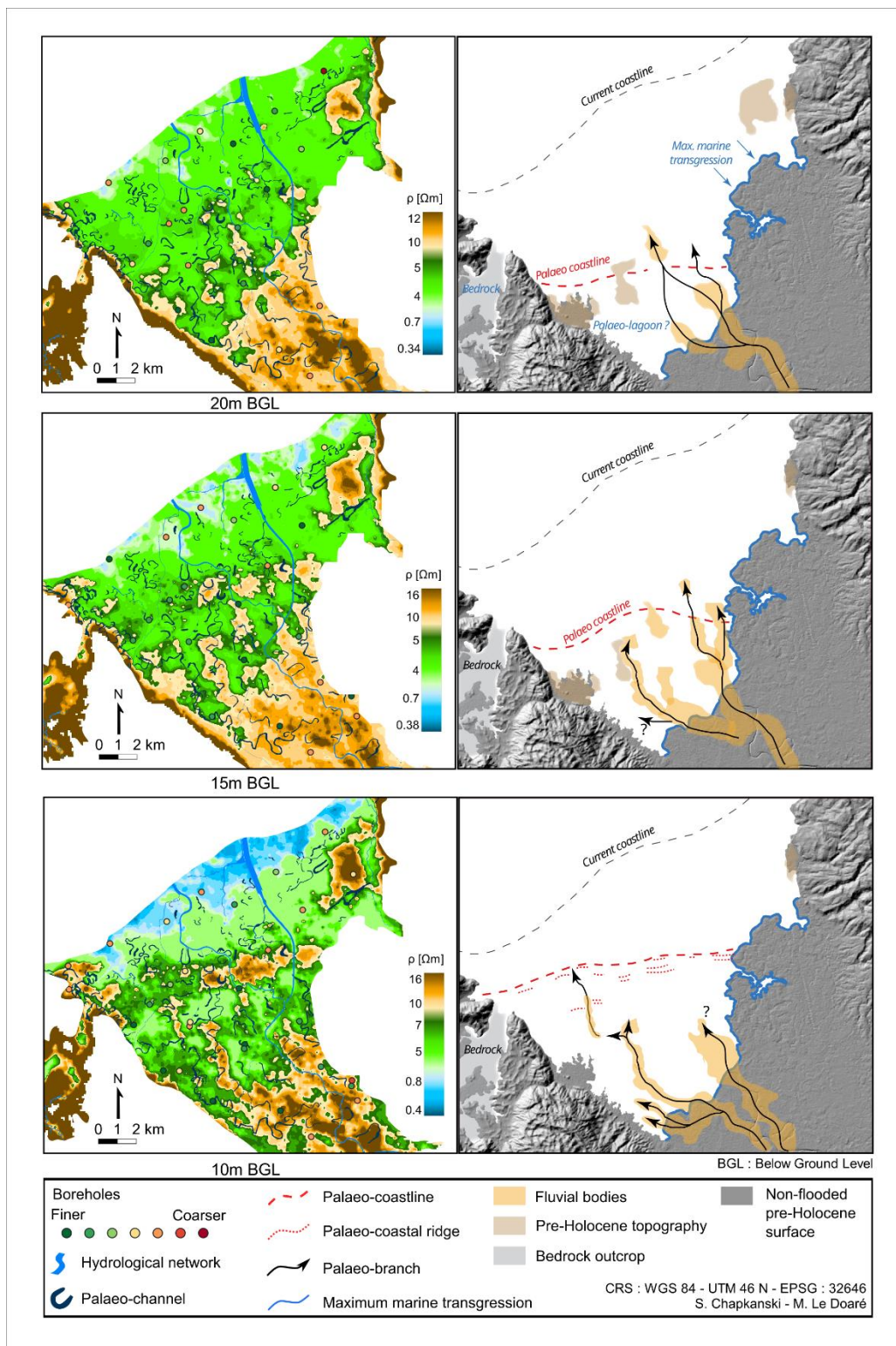


Figure V.7: Resistivity maps at 20m, 15m and 10m below ground level and associated interpretations of resistivity bodies. Texture in boreholes at each specific depth are shown. Alt text: At 20m bgl, resistive bodies are rare and scattered along the deltaic plain. At 15m bgl, resistive bodies become clustered and run to the north direction. At 10m bgm, resistive bodies correlate with palaeochannels.

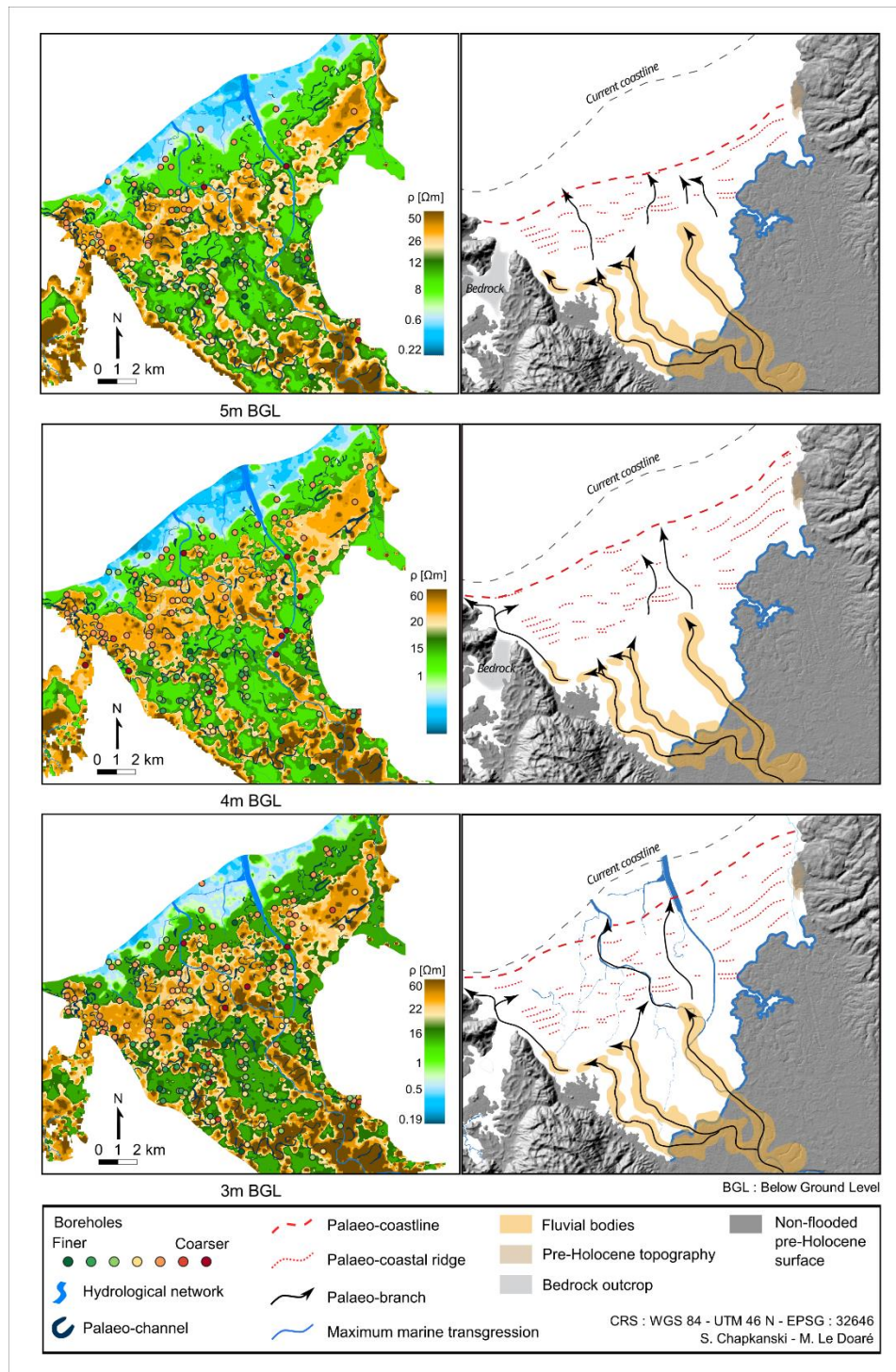


Figure V.8: Resistivity maps at 5m, 4m and 3m below ground level and associated interpretations of resistivity bodies. Texture in boreholes at each specific depth are shown. Alt text: At 5m bgl, resistive bodies are very well correlated with palaeochannels. Also, wide belt of resistive bodies run parallel to the coastline and correlate with beach ridges. At 4 m bgl, the resistive bodies progress further in the seaward direction, probably because of the delta progradation. At 3m bgl the configuration of resistive bodies remains similar excepting slight advancement around the current Aceh River mouth in the center of the delta.

V.5. Conclusion

Mapping of landforms and buried sediment deposits in the Holocene tract of the Aceh River delta was performed using historical maps, aerial photographs, satellite images, digital elevation models and airborne electromagnetic data. Particular attention was paid to the depiction of fluvial levees, palaeochannels, tidal channels, lagoons, tidal flat, swales and beach ridges such as to provide keys for deciphering the evolution of the fluvial-deltaic system. The morphology of fluvial levees and beach ridges were documented through topographic transects. The airborne electromagnetic data was correlated with extensive in-situ stratigraphic data in order to evaluate the down-depth attenuation of silty-clay and sand layers. The results were used to provide relevant discretization of resistivity maps at specific depth layers. The landform layouts revealed some degree of consistency with the underlying buried sediments structures. The results were compiled to produce a geomorphological map of the Holocene delta of the Aceh River. The results were interpreted and we proposed a brief discussion concerning the lines of the delta evolution in relation with the sea-level trends. Research involving radiocarbon dates, sedimentological analyses and provenance tracing is currently in progress to establish robust chronological and morpho-sedimentary frame of the Holocene evolution of the Aceh River delta.

Software

Pretreatments, feature recognition and digitizing were conducted using ArcGis Software 10.3 (ESRI, California, USA). Figures and final maps were improved using Illustrator 23.0.3 (Adobe Systems Incorporated, California, USA). Descriptive statistics were conducted using the software IBM SPSS statistics 20.0 (Armonk, NY, USA).

Data available statement

All the data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request excepting the HEM data provided from the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR).

Declaration of interest statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

V.6. Acknowledgements

Permit to conduct field work was granted by the Ministry of Research and Technology of the Republic of Indonesia in cooperation with the Universitas Syiah Kuala. This study was funded (i) by the French Ministry of Foreign Affairs, through a Partenariat Hubert Curien - Nusantara grants (attributed to F. Lavigne in 2017 and to J-Ph. Goiran in 2019), (ii) by the University of Paris 1 Pantheon-Sorbonne, through an International Mobility Grant awarded to S. Chapkanski and STRATI project, (iii) by the French Ministry of Higher Education, Research and Innovation, through the Institut Universitaire de France (IUF) attributed to F. Lavigne and by the Laboratory of Physical Geography (LGP). Additional financial support was provided by LabEx DynamiTe (ANR-11-LABX-0046), as a part of the “Investissements d’Avenir” program. The authors thank Cédric Bataille, Camille Tricot and Axel Heitz-Retamal for the help with the digitizing. We warmly thank Tomy Afrizal, Tarmizi, Fajarul Aulia, Rifqi Irvansyah, Junaidi Saman, Hestia

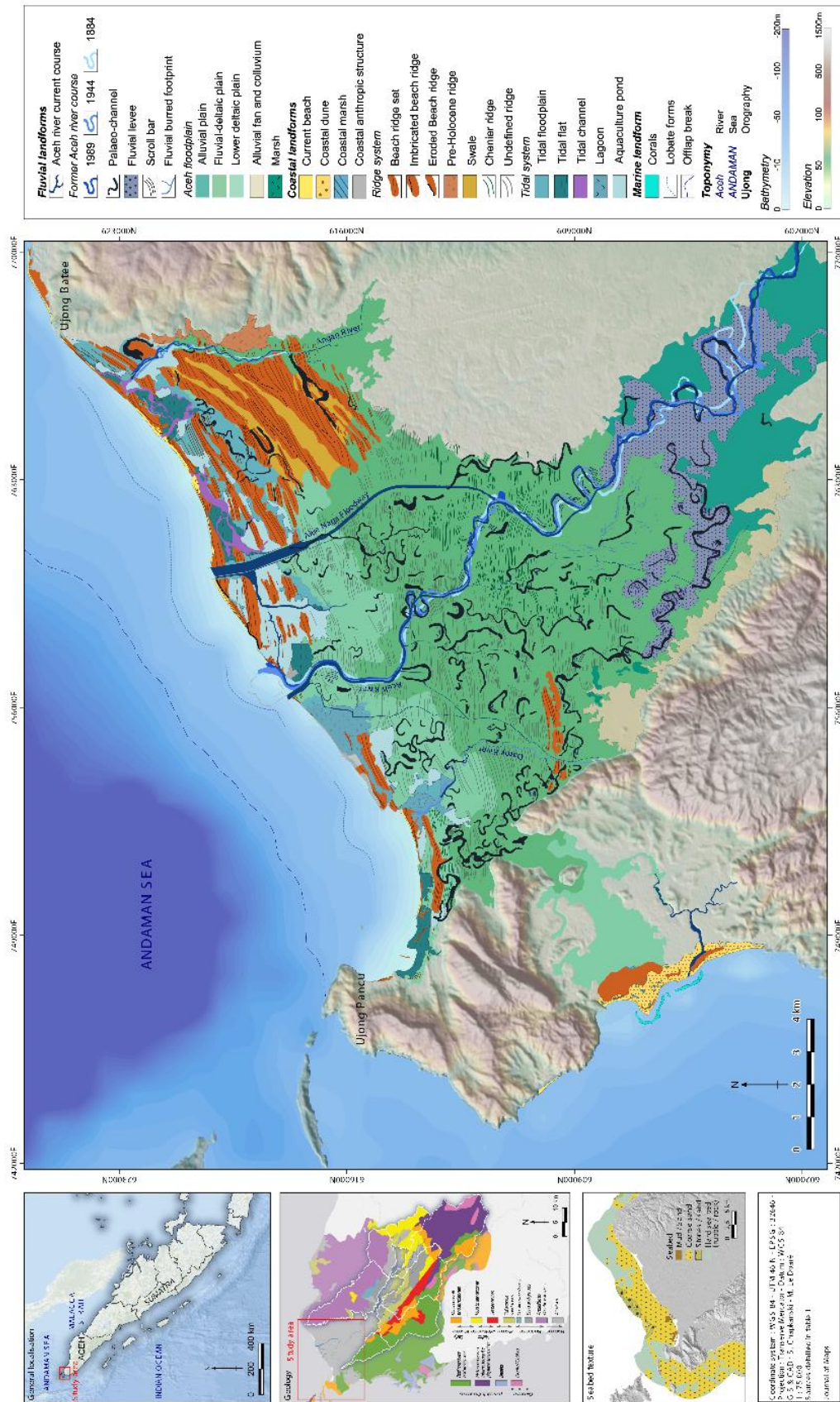
Melani, Nila Kanti and Andreas Surya Adiwinata Suherman for field work logistical and technical assistance as well as Diah Novitasari from the French School for Far East Studies (EFEO) in Jakarta for the collaboration and all the help with the administrative procedure and research permit authorizations. The authors are grateful to the three reviewers (Mike Shand, Bachtiar Wahyu Mutaquin and Colin Woodroffe) for their conscientious review and feedback that helped improve earlier versions of the manuscript. We express our gratitude to the journal editorial membership for the kind communication and careful editorial handling.

V.7. Supplemental material (Geomorphological map)

Figure V. 9: Map caption: Geomorphological map of the Aceh River delta (Supplemental material). Map Alt text: The description is similar as Alt text for figure 3. However, this map includes as well the Former Aceh River courses for 1884, 1896, 1897, 1914, 1944, 1978, 1989, and 1996. The river patterns show higher lateral mobility in the delta upstream. Old scroll bars along the Aceh River evidence the lateral migration of the meanders in the downstream. The map also presents a more detailed mapping of the tidal system and clearly separates lagoons from tidal flats and aquaculture ponds. Lagoons are still preserved in the delta edges while aquaculture ponds occur in the central delta.

Landforms and buried sedimentary deposits in the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia)

Stoil Chapkanski^{1,2}, Maureen Le Doaré³, Gilles Brocard⁴, Annika Steuer⁵, Franck Lavigne¹, Nazli Ismail⁶, Ella Mellianda⁷, Clément Virmoux¹, Dariusman Dariusman⁸, Jean-Philippe Goiran².

[illegible]

Ce chapitre met en évidence le caractère spécifique du delta et permet d'orienter les axes d'investigations qui seront présentés dans les chapitres suivants. Les cordons sableux tronqués et les tendances d'érosion, au moins depuis le tsunami de 2004, enregistrées au sein de travaux antérieurs, soulèvent l'hypothèse d'un déficit sédimentaire du littoral actuel. Le caractère asymétrique du delta suppose que le déficit sédimentaire n'est probablement pas uniforme le long de la côte. Ces hypothèses sont à l'origine du chapitre VI, publié dans la revue *Catena*, qui vise à déterminer la source des sédiments qui constituent le littoral actuel à partir des échantillons de référence au sein des zones sources, ainsi que des échantillons cibles collectés le long des plages actuelles. Les résultats permettent de définir les zones qui contribuent le plus à l'alimentation du littoral en sédiments afin de discuter si des obstacles aux transits sédimentaires pourraient expliquer l'érosion de la côte. Une variation de la signature minéralogique et géochimique des échantillons cibles pourrait indiquer des variations des contributions des zones sources, ainsi qu'un tri lors de la redistribution des sédiments par la dérive littorale. Cette approche de provenance de sédiments *in-situ* est également comparée à une approche de télédétection afin de confronter les données estimées aux données mesurées.



**CHAPITRE VI : FINGERPRINTING SOURCES OF BEACH
SANDS BY GRAIN-SIZE, USING MID-INFRARED
SPECTROSCOPY (MIRS) AND PORTABLE XRF.
IMPLICATIONS FOR COASTAL RECOVERY ALONG A
TSUNAMI-STRUCK DELTA COASTLINE**



Contents lists available at ScienceDirect

Catena

journal homepage: www.elsevier.com/locate/catena



Fingerprinting sources of beach sands by grain-size, using mid-infrared spectroscopy (MIRS) and portable XRF. Implications for coastal recovery along a tsunami-struck delta coastline

Stoil Chapkanski^{a,b,*}, Gilles Brocard^c, Franck Lavigne^a, Ella Meilianda^d, Nazli Ismail^e, Darusman Darusman^f, Jean-Philippe Goiran^b

^a University Paris 1, Panthéon-Sorbonne – Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591, CNRS, 1 place Aristide Briand, 92195 Paris, France

^b Archéorient, UMR 5133, University of Lyon 2-CNRS, 7, rue Raulin, 69007 Lyon, France

^c HiSoMA, UMR 5189, University of Lyon 2 - CNRS, 7 Rue Raulin, 69007 Lyon, France

^d Tsunami and Disaster Mitigation Research Center (TDMRC), Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh 23233, Indonesia

^e Department of Geophysics, Syiah Kuala University, Banda Aceh 23111, Indonesia

^f Post-Graduate School, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh 23111, Indonesia

ARTICLE INFO

Keywords:

Sediment provenance
Beach sand
Mid-infrared spectroscopy (MIRS)
Multivariate statistics
Particle-size effects
Tsunami
Coastal recovery

ABSTRACT

Determining modern sediment provenance along sandy beaches helps understanding coastline dynamics and can therefore assist coastal management. Provenance analysis relies usually on mineralogical, elemental, and isotopic fingerprinting of sediment sources. Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS) offers a rapid and non-destructive alternative. It relies on the identification of molecular-bonds in organic and inorganic materials. Thus far, MIRS has been used to fingerprint fine-grained sediments in mountainous and agricultural catchments. Here we use MIRS to analyze a range of sediment grain sizes (<0.25 mm; 0.25–0.5 mm; 0.5–2 mm) in modern fluvial and coastal sands, located in the delta of the Aceh River in Sumatra. Variations in molecular bond associations are compared to variations in major element concentration, quantified by portable X-ray fluorescence (pXRF) on a subset of samples. Covariations between MIRS and pXRF data are used to predict major element concentrations in all samples. Discriminant Analysis (DA) is used to classify sand-feeding streams into groups possessing distinctive MIRS fingerprints. DA proximity relationships are then used to predict the contribution of each source group to trunk stream sand and beach sands. The best discrimination is obtained among sands belonging to the medium grain-size fraction. Simple forward modeling of the expected contributions of the different sources is used to shade light on the DA-predicted association patterns. It helps discussing the biases introduced by sediment compositional changes from the headwaters to the coast, especially hydrodynamic sorting. We find that sand composition along the delta shoreline is primarily controlled by the asymmetric dispersal of sediment from the Aceh River mouth, owing to directional longshore drift. Local variations are generated by particle-size effects and by the propensity of the coast to erode or thicken over the past century. The coastal stretches the most severely damaged by the 2004 Indian Ocean Tsunami exhibit the greatest variations in apparent provenance between sub-fractions.

1. Introduction

River sediment supply to sandy shorelines is essential to prevent coastal erosion and land loss. Therefore, determining the provenance of the sediments delivered to the sea is crucial to assess the contributions of potential sediment providers. Once such contributions are constrained, it is easier to understand the adjustments of coastlines in response to

sediment flux fluctuations, and from there, to constrain numerical simulations of coastline evolution, and adequately conduct coastal management remediation programs (Adger et al., 2005; Monecke et al., 2017; Cowell et al., 2003). This study assesses the respective contributions of various tributaries of the Aceh River to the current stocks of sediments observed along the sandy coastline of its delta, located at the north-western tip of Sumatra Island, in Indonesia (Fig. 1).

* Corresponding author.

E-mail address: stoil.chapkanski@protonmail.com (S. Chapkanski).

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106639>

Received 7 May 2022; Received in revised form 9 August 2022; Accepted 12 September 2022

Available online 21 September 2022

0341-8162/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

VI.1. Introduction

River sediment supply to sandy shorelines is essential to prevent coastal erosion and land loss. Therefore, determining the provenance of the sediments delivered to the sea is crucial to assess the contributions of potential sediment providers. Once such contributions are constrained, it is easier to understand the adjustments of coastlines in response to sediment flux fluctuations, and from there, to constrain numerical simulations of coastline evolution, and adequately conduct coastal management remediation programs (Adger et al., 2005; Monecke et al., 2017, Cowell et al., 2003). This study assesses the respective contributions of various tributaries of the Aceh River to the current stocks of sediments observed along the sandy coastline of its delta, located at the north-western tip of Sumatra Island, in Indonesia (Fig. 1).

The delta was hit by tsunami waves as high as 35 m (Lavigne et al., 2009) on December 26th 2004, during the Boxing Day Indian Ocean tsunami, which is the highest wave ever documented during the last 500 years (Doocy et al., 2007; Levy and Gopalakrishnan, 2005). The tsunami flooded the delta and eroded its sandy coastline. Before being hit by the tsunami, this shoreline had been retrograding for at least a century (Chapkanski et al., 2022b). Tsunami-induced coastal erosion amounted to ~ 53% of the coastal retreat that has occurred over the entire preceding century (Chapkanski et al., 2022b). Following the tsunami, coastal erosion continued and even intensified locally, with no recovery in sight. This trend stands at odds with the overall propensity for coastal recovery observed along other hard-hit segments of the Aceh coastline (Monecke et al., 2008). An analysis of the coevolution of fluvial and coastal landforms across the delta during the century leading to the tsunami led Chapkanski et al. (2022b) to propose that coastal erosion has been driven, until at least the 1990s, by a general reduction in fluvial sediment fluxes reaching the coastline. Its causes remain uncertain but were tentatively ascribed to the damming of some of the tributaries of the Aceh River, or/and to the recovery of mountain slopes from putative eruptions of the Seulawah Agam volcano in the 16th and 19th century, or/and to progressive changes in agricultural practices at low elevation.

A first step toward a better understanding of this phenomenon is taken here by assessing the contribution of different parts of the Aceh River catchment to the pool of sediment delivered to the shoreline. Some earlier SMIR-based provenance studies have successfully related to clayey or sandy fractions in coastal sediments to specific rivers (Nukazawa et al., 2021; Hahn et al., 2016; Garzanti et al., 2014) or to the bedrock of the feeding area (Gholami et al., 2019). Here, we use the remarkably diverse suite of rock formations located in the Aceh River catchment to determine the specific contributions of various parts of this catchment. The uneven distribution of these rock formations across the catchment is expected to produce distinctive detrital mineral assemblages along the tributaries which they feed. Substantial transformations of these assemblages are to be expected, however, considering the intense weathering affecting mineral assemblages during the conversion of rock into soil and, farther downslope, by hydrodynamic sorting during fluvial and marine transport.

Many other fingerprinting methods have been used over years, such as the analysis of heavy mineral assemblages (Mange & Otvos, 2005; Thamoï-Bozso et al., 2007; Yang et al., 2009; Krippner et al., 2016), major minerals assemblages (Amorosi et al., 2002; Garzanti et al., 2011), or geochemistry (Passmore & Macklin, 1994; Curzi et al., 2006; Lopez-Gonzalez et al., 2006; Amorosi, 2012; Dou et al., 2016). To overcome sorting issues, more precise but time-consuming and expensive approaches have been used, such as mineral dating or isotope fingerprinting (Yang et al., 2006b; Oberthur et al., 2016; Cawood et al., 2003; Link et al., 2005; Cecil et al., 2010; Alizai et al., 2011; Kong et al., 2012). The increase in the number of provenance studies (Collins et al., 2020) has nonetheless motivated the development of faster, non-destructive, often portable, and less costly approaches, such as portable X-

ray fluorescence (p-XRF, Torres Astorga et al., 2018), spectrophotometry (Legout et al., 2013; Martinez-Carreras et al., 2010), hyperspectral imaging (Van Exem et al., 2019), and mid-infrared spectroscopy (MIRS, Poulenard et al., 2009). Their discriminating power can be increased by combining methods. Multi-proxy approaches include for example p-XRF and spectrophotometry (Uber et al., 2019), or XRF and MIRS (Torres Astorga et al., 2018).

MIRS is a molecular based method, widely used in organic and polymer chemistry to identify chemical groups and macromolecule structural features. It is rapid, non-destructive, and low-cost (Viscarra Rossel et al., 2006). Ground samples are exposed to mid-infrared ($4000\text{--}450\text{ cm}^{-1}$) radiation. Mid-Infrared light triggers fundamental vibrations of the molecular bonds, leading to the absorbance of specific wavenumbers. In minerals, absorbance depends on atomic mass, length, strength and force constants of the interatomic bonds. Absorbance is also influenced by the degree of crystalline order, size, and shape of mineral particles (Farmer, 1974; Repacholi, 2012). The infrared spectra of sediments are therefore sensitive to the chemical composition and crystallinity of both crystalline and amorphous compounds. MIRS has thus been commonly used in soil science to characterize the chemical and biochemical properties of soils (McCarty et al., 2002; Siebielec et al., 2004; Viscarra Rossel et al., 2006; Reeves & Smith, 2009). In addition, it is effective in determining the abundance of carbonates (So et al., 2020; Henry et al., 2017), of clay minerals (Srodo, 2002; Joussein et al., 2001), of quartz (Bertaux et al., 1998; Bandopadhyay, 2010; Melucci et al., 2019; Chapkanski et al., 2022a), and of other tectosilicates and sulfates (Muller et al., 2014; Bosch-Reig et al., 2017; Painter et al., 1978). In terms of fingerprint sediment deposits, MIRS has been this far restricted to mountain and agriculture catchments (Poulenard et al., 2009, 2012; Tiecher et al., 2017).

MIRS absorbance peak values can be used with multivariate statistics to conduct provenance analysis that rely on the comparison of the spectral characteristics of sediments with that of their potential sources. The multivariate statistics does not therefore require the formal characterization of the elemental, molecular, or mineralogical constituents that generate the measured spectra. Principal component analysis (PCA) and discriminant analysis (DA) are the most commonly used in river channels (Poulenard et al., 2009, 2012, Evrard et al., 2012; Vercruysse and Geabowski, 2018) and floodplains (Chapkanski et al., 2020) provenance studies. The many absorbance peaks found in mid-infrared spectra offer a strong fingerprinting capacity, but the characterization of the constituents that generate the peaks usually remains based on the matching of the measured spectra with known spectra of specific constituents (Chapkanski et al., 2020, Tiecher et al., 2017). The absorbance peaks of different minerals, however, frequently overlap, generating identification uncertainties. To improve the interpretation of absorbance peaks, complementary datasets can be acquired on the same samples, in order to characterize the constitutive chemical elements or minerals abundances. Correlations between MIRS data and elemental/mineral abundances are most commonly assessed by partial least squares regression (PLSR, Wold et al., 2001) and reveal usually linear relationships between the geochemical elements (Viscarra Rossel et al., 2006; Vogel et al., 2008; Rosen et al., 2010) or mineral abundances (Hahn et al., 2018) and spectral absorbance.

Our provenance study of the Aceh River delta sediments proceeds through the following steps:

- (i) We analyze sediments from various tributaries of the Aceh River delta to verify that they form statistically distinct clusters that can then be used to fingerprint specific areas within the catchment;
- (ii) We check whether significant composition changes occur between the source regions and the Aceh River mouth, which represents a transport distance $< 150\text{ km}$, and in various sand grain sizes;

- (iii) We test whether the discriminatory power of the statistical analyses varies with sand grain size;
- (iv) We analyze whether coastal sediments span over a continuous range of compositions or tend to cluster around source compositions.

Principal Component Analysis of the MIRS and pXRF datasets is used to quantify the degree of clustering of sediment sources, in order to delineate statistically significant source areas. Single mineral MIRS spectral dataset are used, alongside with X-ray Diffraction (XRD) data of randomly selected source samples to provide insight on the mineral species that generate the observed MIRS spectra. We use PLS regressions between MIRS data and a subset of pXRF-derived major element abundances to gain insight on the influence of major element composition on the observed spectra, and to predict the elemental composition of all MIRS samples. The MIRS and XRF datasets are used in a Discriminant Analysis that assesses the specific contribution of each identified source area to beach sand composition in different grain-size fractions. To assess the biases introduced by hydrodynamic sorting and other transport-related alteration of the signal, we compare statistically-determined contributions to those predicted by simple forward erosion models. We then first discuss mineralogical and geochemical effects on MIRS absorbance before discussing the geomorphological and sedimentological dynamics that drove the observed distribution of sediment provenances along the Aceh delta coast.

VI.2. General context

The Aceh Province (~4°N) spans the northernmost part of Sumatra Island (Indonesia), which separates the Indian Ocean from the Strait of Malacca (Fig.1.A). Climate is tropical with a low daily temperature range of 25-32 °C year-round. Humidity is high (80-90%) and rainfall ranges from 1,500 mm/yr over the northeast-facing coasts, to 3,500 mm/yr along the southwest-facing coasts (Fig 2). The Aceh delta receives about 1600 mm/yr of precipitation. The driest season stretches from June to July, with less than 100 mm/month, whereas the rainy season (monsoon) peaks in November and December with more than 300 mm/month. Precipitation increases with elevation, e.g., annual rainfall can reach up to 5,000 mm/yr in the Aceh River headwaters (Barisan Mountains) (Ploethner and Siemon, 2006; Muis et al., 2016). Wind waves from swell approach the delta from the NW between October and March and from the NE between April and September, generating a long-shore drift that carries sediment along the shoreface to the NE and SW, respectively (Diposaptono and Mano, 1998). The Aceh River has a length of ~ 150 km and drains a catchment area of 1,568 km² (Syvitski et al., 2014). Its hydrological regime is influenced by equatorial convective and monsoonal rainfalls. At the Banda Aceh gauging station, mean and maximum discharges are 176 m³/s and 1,700 m³/s respectively over a period of 9 years (Syvitski et al., 2014). The Aceh River originates in the heights of the Barisan Mountains (Fig. 1) and flows from the SE to the NW through a terraced valley in the Aceh sedimentary basin (Montagne, 1963). This basin is crosscut by two major parallel left-lateral strike-slip faults, namely the Aceh and Seulimeum faults, which represent the main strands of the Sumatra fault in this area (Tabei et al., 2015; Genrich et al., 2000; Ito et al., 2012; Fernández-Blanco et al., 2016). The Aceh sedimentary basin is flanked to the SW by Jurassic to Cretaceous limestones that generate a steep, karstified relief, and foothills underlain by Oligocene silt and sandstones. The basin is flanked to the NW by Pleistocene andesitic to dacitic volcanic rocks. The Aceh River headwaters are located in tall mountains underlain by Cretaceous intermediate to mafic volcanics, phyllites and schists, that flow through foothills made of Miocene mudstone and sandstone (Fig. 1, Culshaw et al., 1979). Prior to the construction of a derivation channel (Alue Naga Floodway Canal) near Aceh City for flood management in 1992 (Diposaptono and Mano, 1998), the Aceh River

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

was only weakly embanked and free to develop large, highly mobile meanders (Chapkanski et al., 2022b). Belts of buried paleochannels and their levees run parallel to the present river course, closer to the SW margin of the delta plain. This indicates that the Aceh River used to debouch several kilometers to the SW of its current mouth on the left bank. The delta plain, on the right bank, hosts an extensive array of imbricate beach ridges deposited during delta progradation. The coastline of the delta consists of a sandy foreshore and narrow beaches on the right side of the delta, and sandy intertidal flats with isolated ridges on the left side. Farther away, along the west and east coasts, the beaches are mostly made of bioclastic sand.

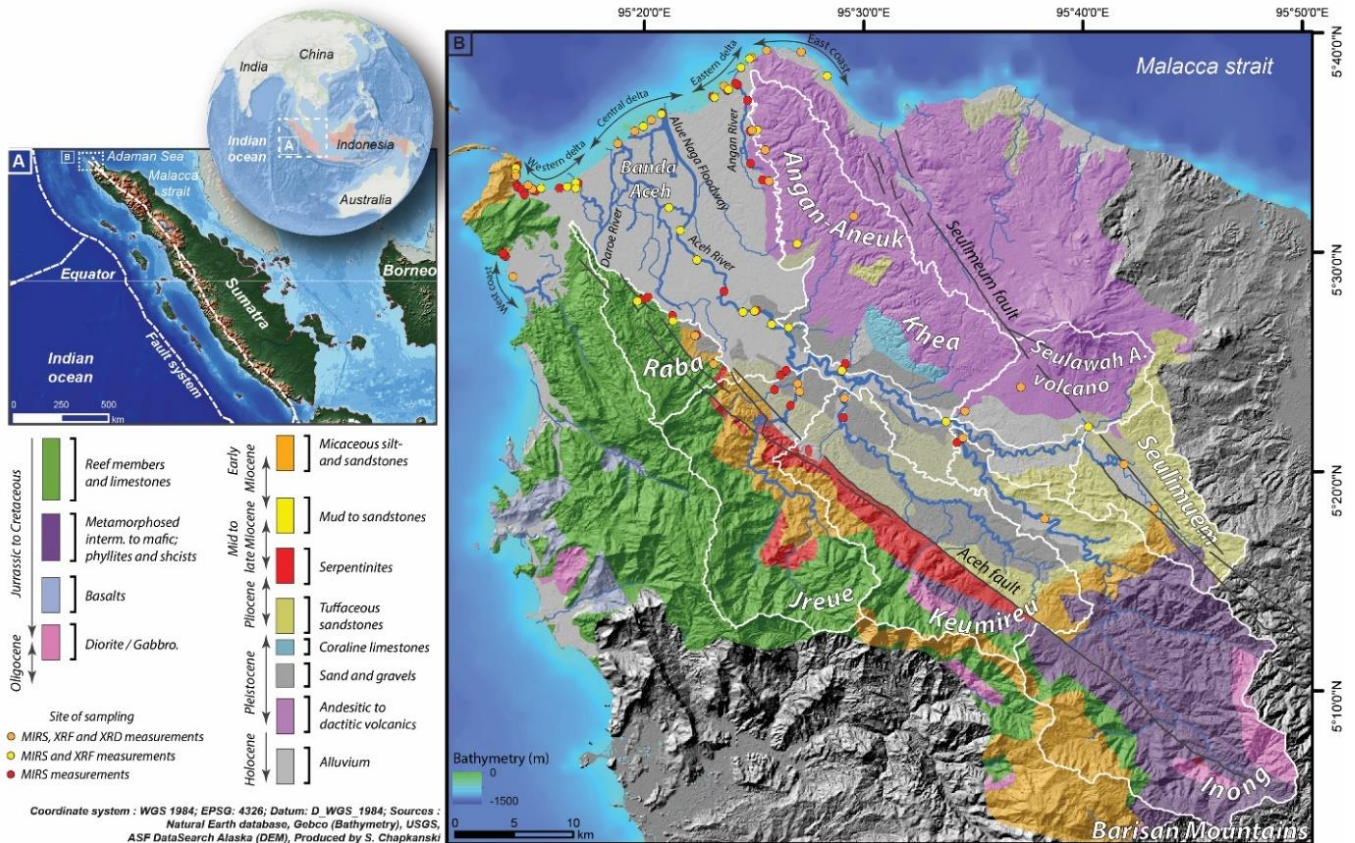


Figure VI.1: Location map of the study area at different scales. (A) Sumatra island in the southeast Asia, (B) Hydrological and geological setting of the Aceh catchment. Simplified bathymetry, major toponyms and the chrono-geological frame are reported. Location of collected samples and associated laboratory analyses are indicated.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

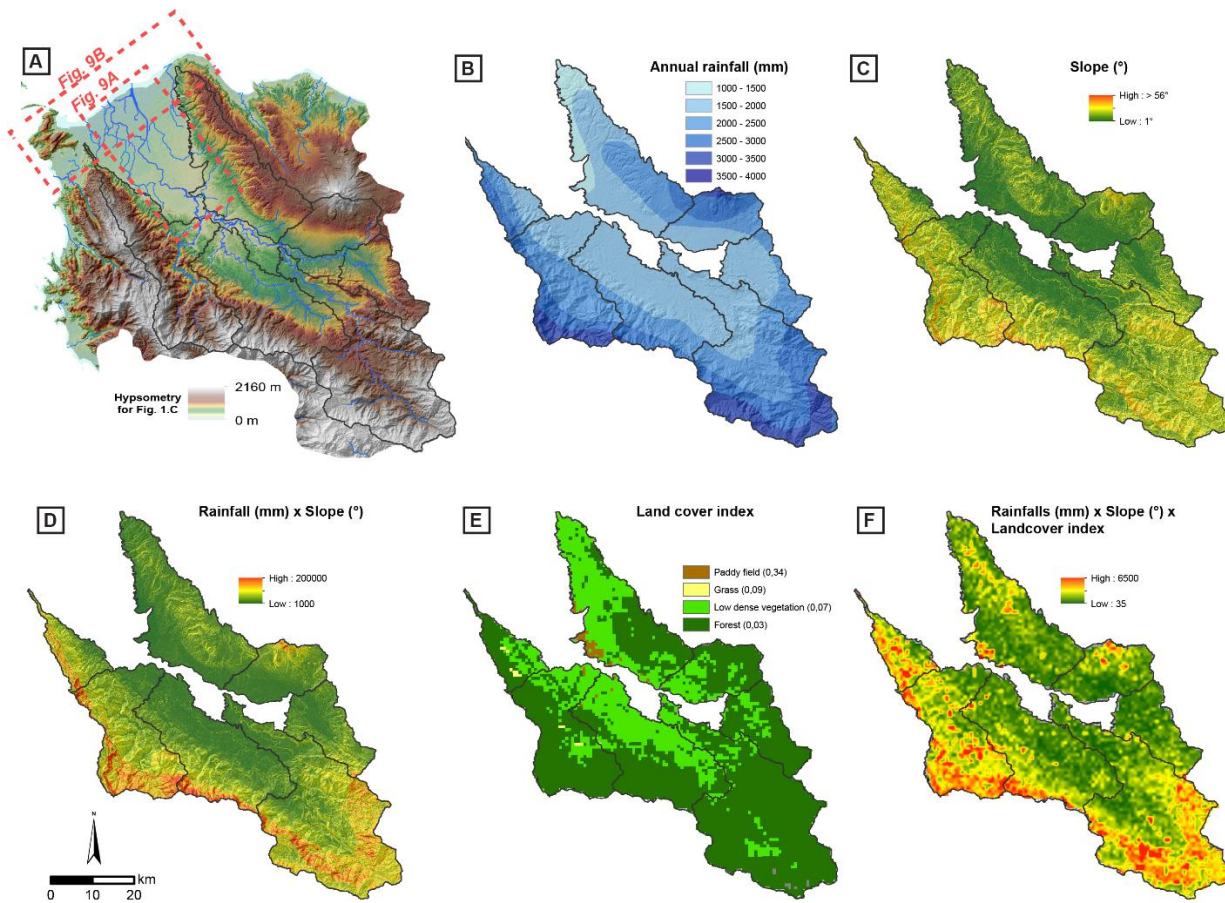


Figure VI.2: A – Hydrology and hypsometry of the Aceh sub-catchments, B – Annual rainfall (1st step of flux modeling), C – Slope (°), D – 2nd step of flux modelling, E – Land cover index and F – 3rd step of flux modelling.

VI.3. Material and Methods

VI.3.1 Field sampling

VI.3.1.1 Fluvial sediment samples

A total of 58 grab samples (~100 g/sample) were collected in 2018 and 2019 at 46 sites consisting of river sand bars and overbank deposits along the Aceh River and its tributaries (Fig. 1). The grain size of the collected samples ranges from clay to gravel (Fig. 3). In order to track sediment mixing during transport, 34 samples of clay to coarse sand were collected at 15 sites along the Aceh River (AR).

VI.3.1.2 Beach samples

A total of 55 beach surface samples (~100 g/sample) were collected in 2018 and 2019 at 50 sites stretching on the entire length of the delta shoreline (Fig. 1). We divided the coast in a series of stretches, separated by rocky headlands or river mouths: the west coast (W), western delta (WD), central delta (CD), eastern delta (ED) and east coast (E). To minimize anthropogenic contamination, samples were collected downslope of the beach profile, immediately below the intertidal zone. The collected samples are mostly fine to medium sands (Fig. 3).

VI.3.2 Laboratory measurements

Samples were dried in an oven at 50°C for seven days and sieved through a 2 mm-mesh size stainless steel sieve in order to eliminate the coarser fraction and thus reduce the effects of differences in grain size-distribution (Poulenard et al., 2009) between the source fluvial sediments and the sandy coastal samples, assuming that attrition of the coarser fluvial fraction during transport represents a marginal contribution to the stock of coastal sand, an assumption which is reasonable for such a short river. Magnetic susceptibility was measured in all samples using a Bartington MS2 susceptibilimeter equipped with a MS2F probe (Oxon, UK) (Dearing, 1999). To reduce particle size effects, we targeted narrow particle size range (Lacey et al., 2017). Most MIRS-based fingerprinting studies use the silty-clay fraction (< 0.063 mm or < 0.050 mm; Collins et al., 2020). In coastal settings, the targeted sizes are usually < 0.063 mm and < 0.063-0.5 mm in dunes, onshore and offshore deposits (Gholami et al., 2019), or < 2 mm in beach deposits (Nukazawa et al., 2020). Here, 10 g of sediment samples were sieved through 0.25 mm, 0.5 mm, and 2 mm-mesh size stainless steel sieves. We analyzed bulk sediment samples < 2 mm and sub-fractions < 0.25 mm (clay – fine sand), 0.25 – 0.5 mm (medium sand) and 0.5 – 2 mm (coarse sand). All samples including bulk sediments (n=147) and their sub-fractions (n=147: < 0.25 mm; n=94: 0.25 – 0.5 mm; n=84: 0.5 – 2 mm) were ground to fine homogenous powders using an agate mortar and pestle, and subsequently dried in an oven at 50°C for 24h prior to measurement.

VI.3.2.1 Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS)

Fine grinding of the bulk and fractioned samples (n= 418) ensures the best penetration of infrared light into the sediment (Bertaux et al., 1998). Mid-Infrared spectra were measured with a FT-IR Frontier Spectrometer, equipped with a KBr beam splitter, a diffuse reflectance sampling accessory, and a TGS detector (PerkinElmer, Waltham, MA, USA). Measurements were conducted at the analytical platform of Archéorient Laboratory – UMR 5133 (Ardèche, France). 20 mg of each sample were placed into a macro-

cup and scanned from 4,000 to 450 cm^{-1} with a 2 cm^{-1} wavenumber spacing. Dried powdered potassium bromide (KBr) was used as background sample. Additional details are provided in Chapkanski et al. (2020).

VI.3.2.2 Portable X-Ray Fluorescence (pXRF)

A subpopulation of 80 randomly-selected samples, representative of each potential sediment source and coastline segment (Fig. 1), was analyzed by pXRF. The calibration dataset includes 54% of the total dataset and 63% of the sampling sites. Major elements (Fe, Ti, Ca, K, Al, Si, Mg, Mn) were measured (Table 1) on the ground bulk sediment samples using a portable X-ray fluorescence Thermo Scientific NITON XL3t analyzer (Waltham, MA, USA), equipped with a 50-kV Au-tube. Measurements were performed at the analytical platform of the Laboratory of Physical Geography – UMR 8591, University of Paris-Sorbonne, in Meudon, France. The powdered samples were covered with an ultrafine polyethylene film. Element concentrations were measured using the 4-beam mining mode Cu/Zn. Measurement duration was 60 s per beam. Instrumental uncertainties of the listed elements were lower than $\pm 5\%$ (2σ).

VI.3.2.3 X-Ray Diffraction (XRD)

XRD was used to determine the mineral assemblages present in the sediments of the Aceh River catchment. Because XRD is a time-consuming analysis, only 3 samples of each potential sediment sources and each delta coastline segment were randomly selected ($n=32$; Fig. 1). Measurements were conducted on finely ground bulk sediments at the analytical platform of the Laboratory of Physical Geography – UMR8591, Meudon, France, using a Rigaku MiniFlex 600 Diffractometer (Tokyo, Japan) equipped with a Cu-K α source and a monochromator. The goniometer step size was $\theta=0.02^\circ$, rotating at 1 second per step, between $\theta= 3^\circ$ and 65° .

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

	I-S	K-J	R	A	SA	AR	W	WD	CD	ED	E
Area (ha)	51822	49925	7021	26580	11356						
Total area (%)	35	34	5	18	8						
	Lithology by catchement (%)										
Sedimentary	46,1	81,1	98,2	21,5	29,8						
Volcanics	0,0	0,0	0,0	78,4	69,8						
Intrusives	6,2	15,0	6,3	0,0	0,0						
Metamorphic	47,8	4,1	0,0	0,0	0,0						
	Erosion simulations based on average values by catchement and surface %										
Rainfalls	39,3	33,4	5,1	14,6	7,7						
Rainfalls x Slope °	42,9	36,8	6,0	9,2	5,1						
Rainfalls x Slope ° x Landcover	38,6	36,0	6,8	13,3	5,5						
	Average magnetic susceptibility of samples										
	438,0	1047,0	98,0	559,0	916,0	456,0	6,0	455,0	1075,0	387,0	3930,0
	Grain-size (%) of collected samples										
> 0,5mm	10,7	27,8	54,0	63,0	44,4	15,7	40,8	6,9	3,2	3,4	8,1
0,25-0,5mm	17,3	38,8	25,4	21,7	27,2	29,1	50,3	39,2	46,9	43,3	28,4
< 0,25mm	72,0	33,4	20,6	15,3	28,4	55,2	8,9	53,8	49,8	53,3	63,4
	Relative major elements % (XRF)										
Fe2O3%	7,62	6,37	7,69	10,65	8,50	6,70	1,58	6,35	6,36	6,15	15,10
TiO2%	0,74	0,63	0,61	0,95	0,73	0,64	0,15	0,76	0,76	0,73	1,93
CaO%	4,51	3,05	5,97	3,14	6,88	3,14	25,85	6,57	4,60	4,43	14,32
K2O%	1,28	1,55	1,03	0,56	1,22	1,39	0,79	1,47	1,57	1,51	0,82
Al2O3%	8,43	7,22	7,28	11,29	9,85	8,56	1,59	6,74	7,34	7,44	6,65
SiO2%	46,05	49,64	44,54	40,17	45,29	48,01	38,13	50,82	52,35	50,63	36,66
MgO%	1,15	1,24	0,85	0,94	0,84	1,03	0,00	1,47	1,49	1,39	1,46
MnO%	0,14	0,11	0,18	0,24	0,16	0,12	0,02	0,09	0,09	0,09	0,25
	Relative mineral assemblages % (XRD)										
Quartz	23,6	43,4	45,4	6,3	1,5	44,8	28,9	22,9	20,5	19,8	20,8
Microcline	6,8	3,1	0,5	2,3	2,6	3,5	5,4	2,5	4,8	2,2	5,4
Na-feldspars	22,3	22,0	3,6	26,0	53,5	19,6	10,7	30,9	29,1	28,8	29,8
Anorthite	5,1	3,1	0,9	9,1	9,3	1,9	5,7	4,2	6,5	3,5	3,6
Kaolinite	12,2	8,0	20,3	23,1	2,0	9,5	8,8	6,1	11,0	16,1	16,6
Illite	3,4	1,3	6,6	3,0	4,6	2,6	1,6	3,9	2,4	2,2	1,7
Biotite	2,4	1,5	2,4	5,8	0,6	0,9	6,7	0,7	1,3	1,2	1,1
Chlorite	2,7	3,1	6,3	2,4	0,4	4,2	1,2	2,4	2,4	7,9	1,0
Talc	2,7	1,1	2,2	0,9	1,4	1,0	1,8	1,4	0,5	1,0	1,5
Amphibole	7,1	6,2	0,4	9,2	18,1	4,2	3,2	15,3	11,7	7,1	11,7
Augite	4,7	4,0	0,2	6,3	2,6	5,8	3,7	2,1	7,3	6,2	2,2
Anatase	0,4	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	0,1
Rutile	0,7	1,5	0,2	1,4	0,9	0,6	10,2	3,8	0,1	1,5	3,2
Olivine	0,7	0,3	0,1	0,7	0,5	0,2	0,7	0,9	1,5	0,6	0,3
Garnet	0,0	0,1	0,1	0,5	0,2	0,1	6,5	0,7	0,1	0,1	0,1
Calcite	4,6	0,4	10,6	1,4	0,9	0,2	8,4	0,7	1,6	0,5	0,9
Aragonite	0,7	0,7	0,3	2,5	0,8	0,9	7,3	1,5	0,5	0,8	0,1

Table VI.1: Summary table including various information for each sample from each feeding area as well as fluvial and coastal segments. Inong-Seulimuem (I-S), Keumireu-Jreue (K-J), Raba (R), Angan, Aneuk and Khea (A), seulawah Agam (SA) Aceh River (AR), West coast (W), Western delta (WD), Central delta (CD), Eastern delta (ED) and Eastern coast (E).

VI.3.3 Mathematical pretreatments

MIRS measurements were reported in a matrix on which samples form 418 rows, while absorbance values averaged over 16 wavenumbers, from 4000-450 cm^{-1} form 74 columns. Wavenumber averaging was used to remove uncertainties in the wavelength values at which the reflectance was recorded. The matrix was standardized and baselined using Standard Normal Variate and Baseline pretreatments (Camo Unscrambler 10.3, Oslo, Norway). Second derivatives were used to assist the delimitation of the broadest, overlapping absorbance peaks (Scheinost et al., 1998). pXRF results were also included in the table as columns containing Fe, Ti, Ca, K, Al, Si, Mg, and Mn concentration. Elements were normalized to 100% for eight oxides based on molar masses ($\text{Fe}_2\text{O}_3\%$, TiO_2 , $\text{CaO}\%$, $\text{K}_2\text{O}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3\%$, SiO_2 , MgO and $\text{MnO}\%$). XRD results were included as columns containing mineral abundances. Reference intensity ratios (RIR) were used to obtain semi-quantitative mineral abundance values using the powdered X-ray diffraction software PDXL (Tokyo, Japan).

VI.3.4 Chemometric analyses

Principal Component Analysis (PCA) exploration of the MIRS and pXRF individual datasets (bulk sediments) was conducted using the software Camo Unscrambler 10.3 (Oslo, Norway) to identify clusters (Fig. 6A to C). A merged matrix of the MIRS and PXRF data was subjected to partial least squares regression (PLSR, Wold et al., 2001) using Camo Unscrambler and provided conversion curves between the MIRS spectra and PXRF data. Linear coefficient of determination (R^2) and root mean square error (RMSE) were used to assess the strength of their covariance. P-values were calculated to assess their statistical significance. The regression coefficient weight vectors of the cumulated PLSR components were used to quantify the contribution of each wavenumber to elemental abundance prediction. The calibration dataset consists of 80 randomly-selected samples, representative of each potential sediment source and coastline segment (Fig. 1). It accounts to 54% of all samples and covers 63% of all collecting sites. The regressions were then used to convert the 418 MIRS spectra into expected major element concentrations. The predicted 8 major element abundance values and the spectra wavenumbers were subjected to a linear discriminant analysis (DA) with the software IBM SPSS statistics 20.0 (Armonk, NY, USA). Default thresholds for entry (3.84) and removal (2.71) were used. Discriminant performances of the analyses in the multidimensional space were evaluated the Mahalanobis distance (De Maesschalck et al., 2000) between the groups. All groups were set with equal prior probability. The number of discriminant functions is one minus the number of groups. The specific equations are detailed in Ertlen et al. (2010). Three independent DA analyses were applied to each analyzed sub-fractions. To reduce the effects of organic matter and hydroxyl bonds, only the mid-infrared range from 1500 to 450 cm^{-1} was used.

The major sediment sources are identified based on the MIRS and XRF PCA clusters. The clusters correspond to sediments produced by specific group of tributaries of the Aceh River that are spatially conterminous and drain similar terrain. Catchment producing similar sediment have been given names based on the main contributing tributaries or feeding rock units: Inong-Seulimuem (I-S), Keumireu-Jreue (K-J), Raba (R), Angan, Aneuk, Khea, and Seulawah Agam (A-SA) (Fig. 2). The DA was used to calculate Mahalanobis distances between the feeding groups and the fluvial and coastal sediment samples located downstream, which receive contributions from these upstream source areas. Their respective contribution to the MIRS and XRF data are revealed by the discriminant function coefficients. High coefficients (either positive or negative) contribute significantly to the group discriminations (Chapkanski et al., 2020). The source whose barycenter is closest to a downstream sample is the largest

contributor. Samples resulting from mixing plot between the contributing groups show high degree of mixture. Samples that are far from any source (Mahalanobis scores of ± 25) are likely fed by unreferenced sources. The affinity to each source, expressed in percentage, is computed by the DA based on the Mahalanobis distance, and regarded as the relative contribution of each source. These contributions are calculated for each grain-size fraction. The amount of predicted contribution of each grain-size to a bulk sample is normalized to the weight of the measured grain-size fraction relative to that of the bulk sample. For instance, 100% contribution of source A, for a sub-fraction representing only 5% of the total sample, gives 5% of contributor A. In contrast, 50% contribution of source B, for a sub-fraction representing 70% of the total sample, give 35% of contributor B. The sum of normalized relative contributions was used to compute the total contribution of each source to each sample. The average of total contributions to each sample gives the total contributions to the beach delta sands.

VI.3.5 GIS-based simulation of relative sediment fluxes

The Geographic information System ArcGis v.10.8 (ESRI, California, USA) was used to delineate the watersheds of the Aceh River and of its tributaries, and then to assess the relative contribution of each of these catchments to sand production. The GIS database includes: (i) a publicly available digital elevation data (DEM) at 8 m resolution (DEMNAS) provided by the Geospatial Information Agency of Indonesia (BIG, <https://tanahair.indonesia.go.id/demnas>), (ii) a geological map (Bennett et al., 1981), (iii) rainfall isohyetal map (IWACO, 1993), as well as (iv) multispectral optical images captured by the Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+, August 2001 and March 2012) at 30 m spatial resolution (downloaded from the United States Geological Survey: <https://earthexplorer.usgs.gov>). To assess a theoretical sediment flux from the Aceh sub-catchments, we performed simple forward assessment of sediment fluxes based on precipitations (R), hillslope steepness (S) and land cover (C). These assessments assume that sediment fluxes can be approximated, to the first order, by surface runoff along hillslope during rainfall events. The sediment flux model (SF) uses the empirical equation: $SF = R \times S \times C$, where R is the annual rainfall (in mm) inferred from rainfall isohyetal map (Iwaco, 1993, Fig. 2.B), S is hillslope steepness (in degrees) derived from the DEM (Fig. 2.C), and C is a land cover parameter obtained by supervised land cover classification of the Landsat 7 satellite image. An erosion index is ascribed to each class of land cover, following Wischmeier and Smith (1978). The average values of each one of these parameters for each sub-catchment are normalized to their total surface in order to estimate the theoretical quantity of sediments delivered by each sub-catchment (SF%, Fig. 2.F, Table 1). To test the sensitivity of the model to each parameter and provide an independent understanding of each factor, the model complexity is gradually increased by incorporating each one of these parameters into the calculation, in order of decreasing confidence in their value (Table 1).

VI.4. Results

VI.4.1 Grain size and magnetic susceptibility

Figure 3 is a ternary diagram that illustrates the spread in grain-size distribution among the collected samples, highlighting the differences between source sediments and the evolution downstream along fluvial reaches and coastal stretches. Measurements were averaged per sediment source and coastal stretch (Table 1). Sand in the major tributaries and trunk stream of the Aceh River is dominantly fine to medium grained, while smaller tributaries carry coarser sand. Western coast beach sands are coarser grained than east coast and delta sands.

The mean magnetic susceptibility of the entire Aceh watershed is ~ 520 cgs. Distinctively, the highest average MS values were obtained in the Keumireu (1046 cgs) and Seulawah Agam (916 cgs) sub-catchments while lower values (98 cgs) were obtained in the Raba sub-catchment. Beach sands MS reveals a sharp contrast between the low-MS west coast sands (5 cgs) and the high-MS east coast sands (4,000 cgs). Large, although less sharp contrasts are also observed along the delta shoreline, with a peak in MS at the Aceh River mouth (1,075 cgs), and higher values along the left-side coastline (455 cgs) compared to the right-side coastline (386 cgs).

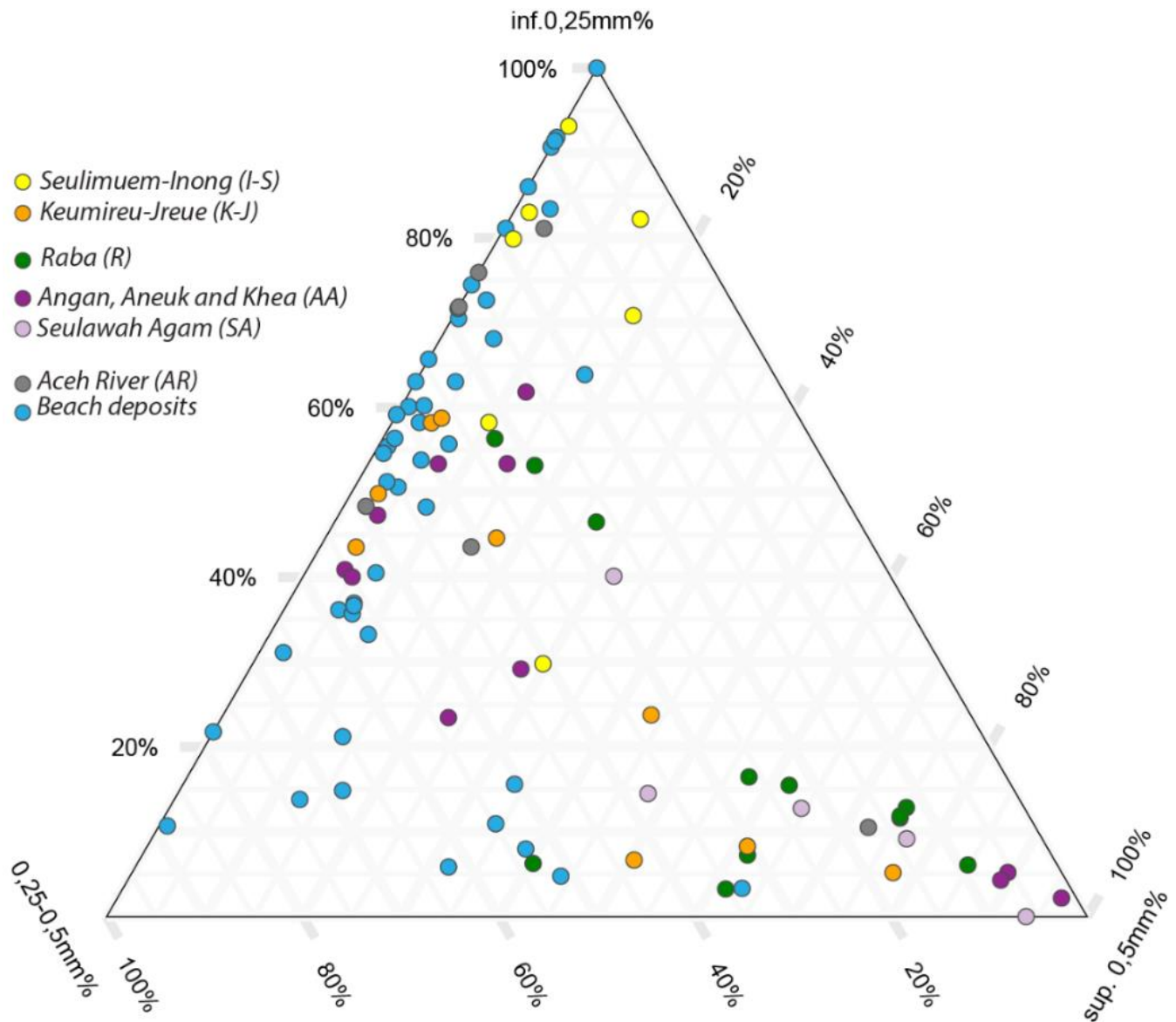


Figure VI.3: Ternary plot indicating the grain-size distribution of reference samples.

VI.4.2 Mineralogy and geochemistry of catchments and coastal segments

The relative elemental concentrations and mineralogical abundances, averaged per source area and per coastline segment, are reported in Table 1. The mineral abundances are expected to reflect differences in source rocks. At the scale of each catchment, the I-S rivers mostly drain micaceous silt, mud and sandstones (46%), and phyllites/schists (48%), whereas the K-J rivers drain micaceous silt, sandstones and limestones (81%), intrusive diorite/gabbro (15%) and metamorphic serpentinite (4,1%; Table 1; Fig. 1). The Raba River group drains the smallest area but consisting at ~98% of limestones. A and SA mainly drain andesitic to dacitic volcanic rocks at 78,4% and 70% respectively.

Sediments from I-S, K-J and R are rich in Si, K, Mg and Ca; quartz, K-feldspars, calcite, illite, and chlorite (Table 1). The volcanic catchments A and SA yield sediments richer in Fe, Al, Ti; Na-feldspars, biotite and heavy minerals. Samples from the Aceh River and delta coastline are rich in Si and K; quartz, illite, chlorite and augite. West coast sand is richer in Ca, calcite, aragonite, quartz, garnet, rutile and biotite, compared to the east coast, which is richer in Fe, Al, Ti, Mn and Na-feldspars, kaolinite and amphiboles.

VI.4.3 Identification of absorbance peaks in mid-infrared spectra

Fig. 4 displays the average absorbance spectra of each source area and of each coastal stretch. Mineral assemblages necessary to produce the observed spectra are determined using our previously established mineral spectra database (Chapkanski et al., 2021), combined to extensive preexisting spectra libraries (Chukanov and Chervonnyi, 2016). The upper Aceh catchments (Inong and Seulimuem) produce sediment with absorbance peaks corresponding to clay minerals, especially kaolinite $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ at 3,696 and 3,626 cm^{-1} , as well as a wide absorbance peak produced by the O-H stretching vibration from 3,400 to 3,350 cm^{-1} . Alkenes C=C bonds produce absorbance at 1,642 cm^{-1} . These sediments also contain feldspars, which produce distinctive peaks between 1,290 and 1,280, and a peak at 795 cm^{-1} diagnostics of microcline (KAlSi_3O_8). Quartz absorbs at 1,160 and 696 cm^{-1} . Inosilicate minerals, especially augite $(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti}, \text{Al})_2$ absorb at 970 and 650 cm^{-1} .

Sediments delivered by the Keumireu and Jreue rivers (K-J) are similar to the I-S ones, but they generate larger absorbance peaks between 1,350 and 1,290 cm^{-1} , indicating higher amounts of quartz. They generate absorbance peaks at 810 and 522 cm^{-1} , produced by nesosilicates, especially garnet. The streams of the Raba group, which mostly drain limestone, carry sediments that display absorbance peaks corresponding to carbonates, especially calcite CaCO_3 at 2,640 to 2,460 cm^{-1} , 1,460 to 1,360 cm^{-1} and 874 cm^{-1} . The Khea, Aneuk and Angan catchments, which drain volcanic rocks, are rich in kaolinite, but also produce absorbance peaks at 1290, 1191, 1114, 911, 696 and 506 cm^{-1} , which are respectively produced by K-feldspars (KAlSi_3O_8), hematite (Fe_2O_3), quartz and sillimanite (Al_2SiO_5). West coast sediments are rich in carbonates while Aceh delta beach sands are rich in quartz and feldspar.

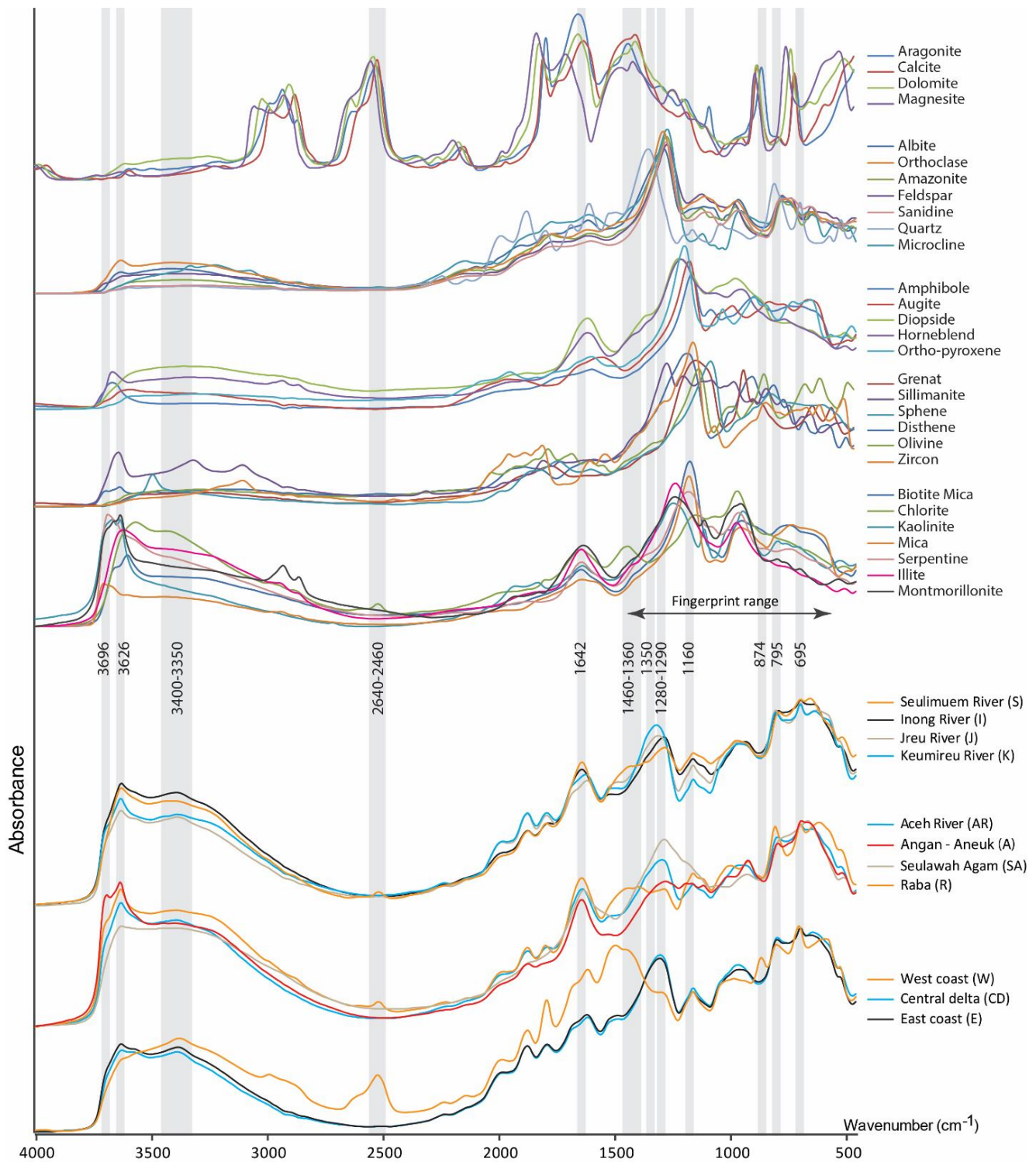


Figure VI.4: Mid-infrared spectra of pure minerals (top) and average spectra of each sub-catchment and coastal stretch (bottom). Grey bands show the main absorbance peaks and specific wavenumbers.

VI.4.4 PLSR prediction of major elements

The PLSR between MIRS and pXRF data was used to predict the composition of sediments analyzed by MIRS only. The ability of the PLSR to predict the measured composition in the training sample set is displayed on the upper panels of Figure 5. The PLSR is good predictors of for the 8 analyzed elements, with $r^2 > 0.81$ for all elements.

Loading analysis of the raw coefficients is used to assess the sensitivity of the PLS regressions to specific loading weight of the various absorbance bands (Vogel et al., 2008; Hahn et al., 2011; 2018). High loading coefficients (either positive or negative) imply that associated bands contribute significantly to the prediction of the major elements. The loading plot of CaO shows high coefficients for carbonate absorbance at 3,624, 2,920, 2,600-2,400, 1,784 and 874 cm^{-1} , produced by C-O molecular vibrations, as described in previous studies (Ref). The loading plot for SiO_2 indicates that high coefficients are carried by peaks at 1,316, 1,160 and 696 cm^{-1} , produced by SiO_4 stretching vibrations and by Si-O-Si bending (Farmer, 1974). The raw coefficients of Al_2O_3 are tightly associated to an absorbance peak of kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) at 3,696 cm^{-1} and by one produced by feldspars at 1,224 cm^{-1} , while K_2O produces absorbance at 1,314, 972, and 810 cm^{-1} , generated by K-feldspars (KAlSi_3O_8), SiO_2 symmetric stretching produces an absorbance peak at 775-810 cm^{-1} , as observed by Hahn et al. (2018). The loading plot of Fe_2O_3 indicates that Fe abundance is determined by absorbance peaks at 1,796 and 1,660 cm^{-1} produced by olivine $(\text{Mg, Fe})_2$, at 1,470 cm^{-1} produced by magnesite (MgCO_3), at 806 cm^{-1} produced by kyanite ($\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$), and at 908 and 500 cm^{-1} produced by hematite (Fe_2O_3).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

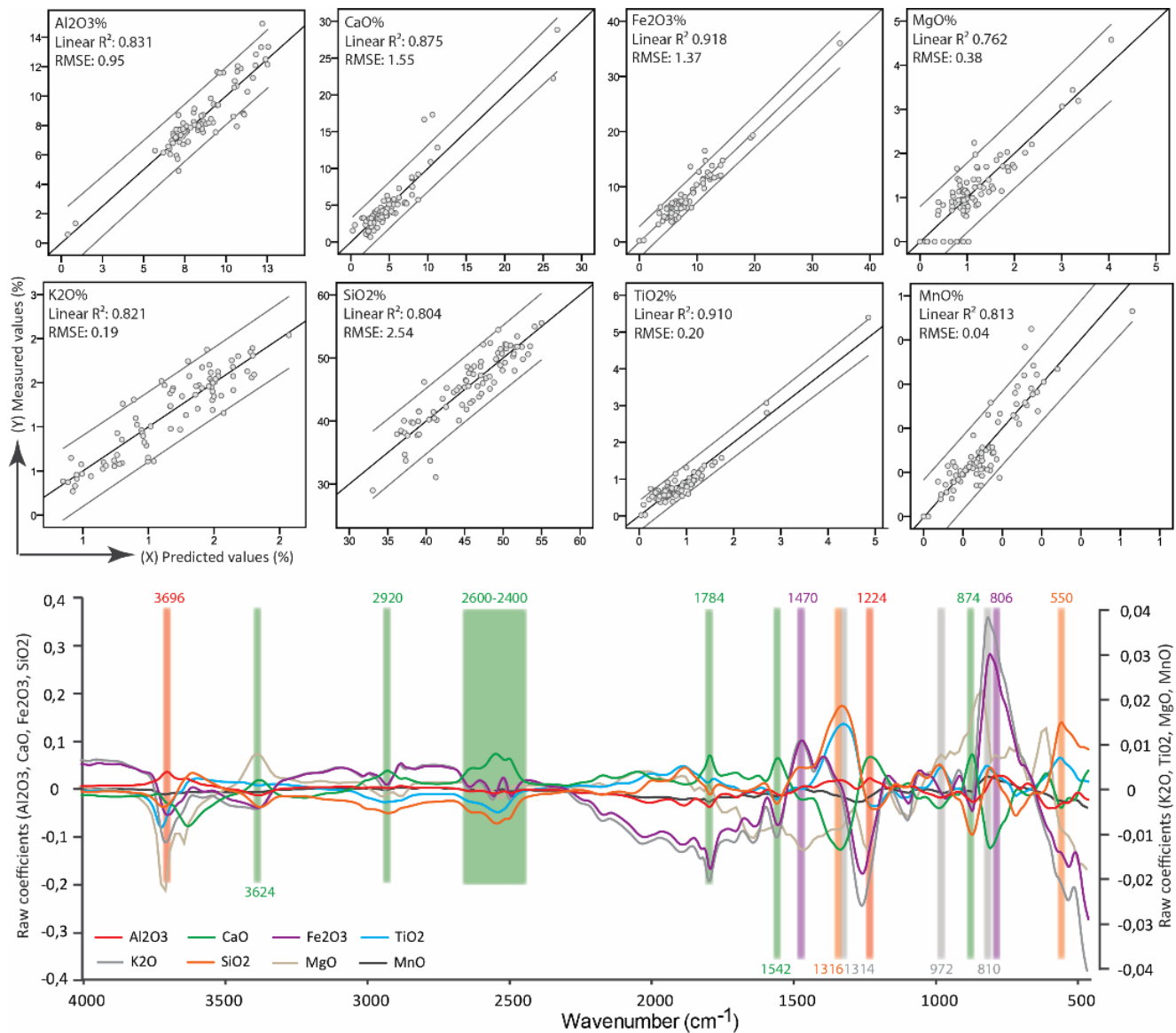


Figure VI.5: Two-dimensional scatter plots of the measured element concentrations by the p-XRF (y) and the PLSR predicted element concentrations (x) inferred by the mid-infrared spectra (top). The regression line has drowned in black and the confidence levels (0.95) in grey. Raw PLSR coefficients for each modeled element are reported (bottom). Most discriminant coefficients (absorbance peaks) are identified and highlighted with specific color.

VI.4.5 PCA- and DA-based grouping of fluvial sand feeders

Panels A and B on Figure 6 display the results of the PCA applied separately to the pXRF and MIRS datasets (composed of bulk sediment samples). The bi-plots indicate a generally good clustering of the samples and therefore confirm the mineralogical and geochemical variations between the watersheds. For each dataset the first two axes capture the major part of the total variance (~ 70-85%). To obtain a manageable number of groups for the discriminant analysis and isolated the volcanic signature from the other sources, the A-SA mafic volcanic catchments were grouped together. The DA, applied to each grain-size population, successfully ascribes each one of the source samples without any confusion to one of the four groups (I-S, K-J, R and A-SA, Fig. 7). On these 3D scatter plots, the axis DF1 summarizes 64 - 70% of the variance and generates the largest distances between clusters. For clay-fine sands and coarse sands, DF1 most strongly separates I-S (upstream metamorphic rocks) from A-SA (andesitic volcanics), while in medium sands, DF1 rather opposes I-S to R (carbonates). DF2 summarizes 18-30 % of the variance and discriminates less contrasted catchments, such as I-S and K-J (ultramafics and sandstones). Finally, DF3 summarizes 6-16% of the variance and opposes the less contrasted K-J and R catchments. The most discriminant wavenumbers and/or elements in each fraction are shown on Figure 8. In clay to fine sand (< 0,25 mm), the DA is influenced by the highest number of variables with greater coefficients from 1,250 – 750 cm⁻¹. Medium (0.25-0.50 mm) and coarse (0.5-2mm) sands DA are influenced by a lower number of variables that carry larger loading coefficients among major elements and at wavenumbers between 1,500 and 1,200 cm⁻¹. The greatest inter-group distances, and therefore the most efficient discrimination, are reached using the 0.25-0.50 mm and < 0.25 mm grain sizes.

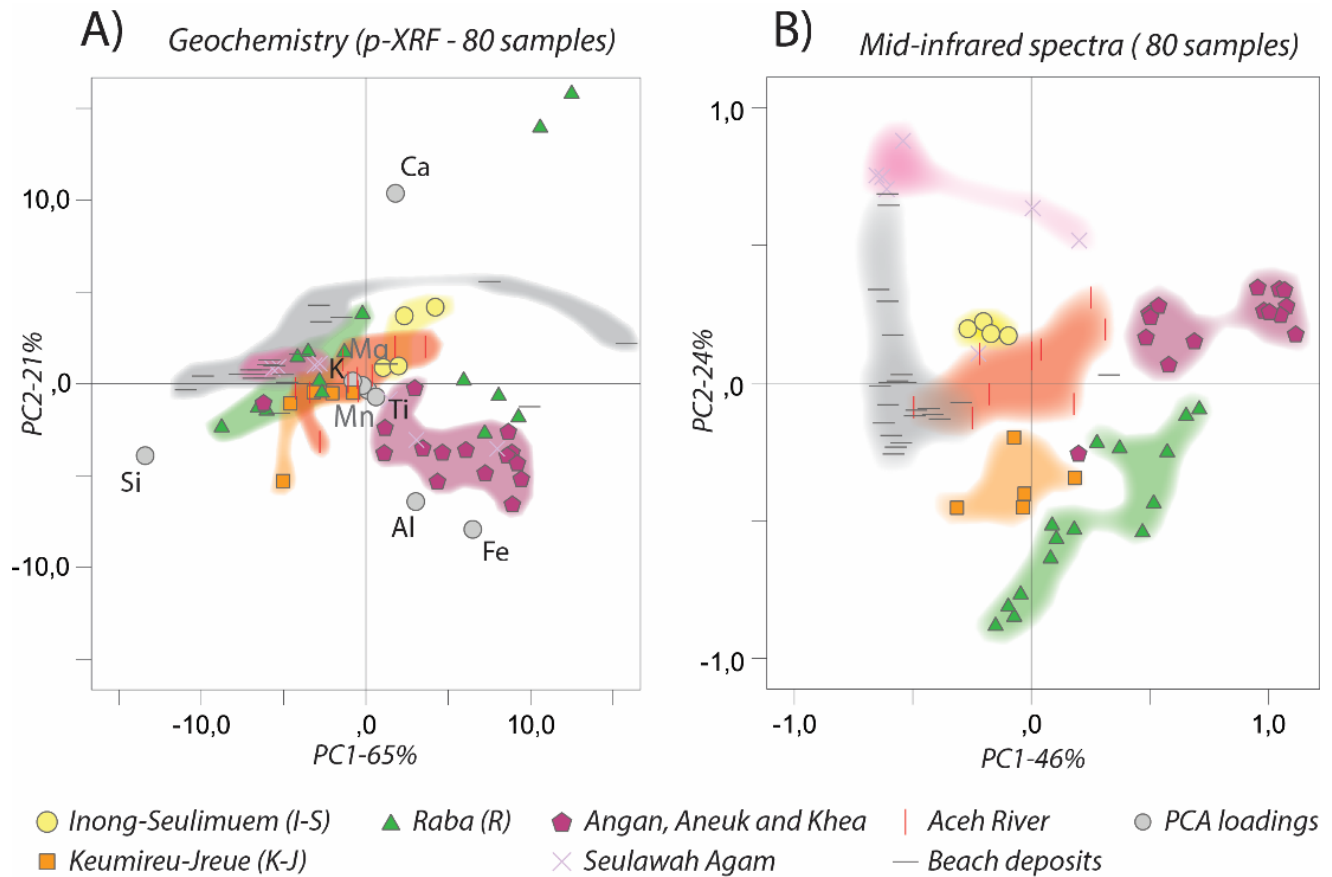


Figure VI.6: Two-dimensional scatter plots of the first and the second principal components (PC) derived from principal component analysis of randomly selected subpopulation of 80 samples, representative for each potential sediment source and coastline segment. Background color were assigned to each group for better readability.

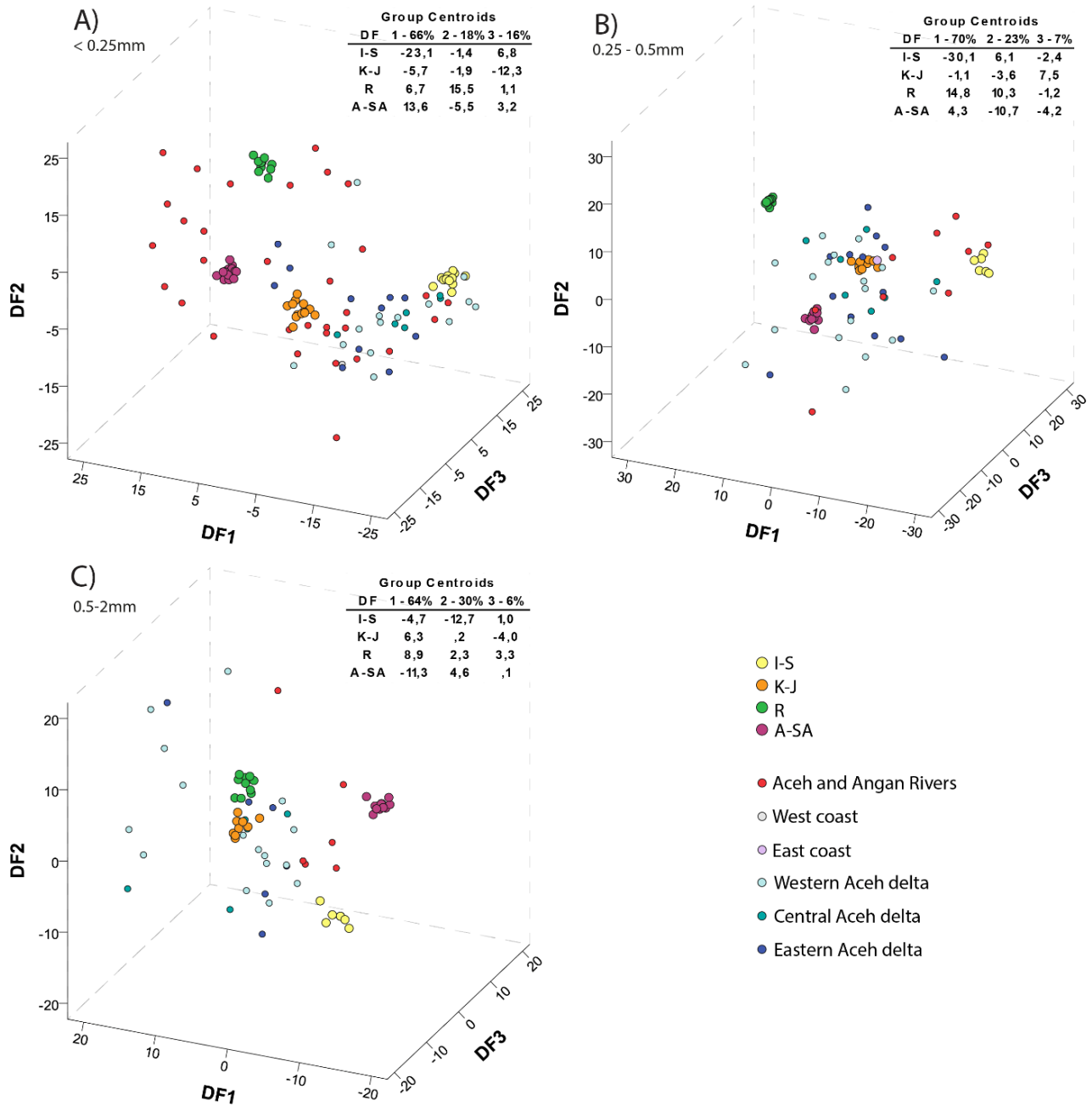


Figure VI.7: Three-dimensional scatter plots of the first, second and third discriminant functions derived from discriminant analysis models performed on the MIRS-XRF dataset for each specific grain-size fractions. Big circles indicated reference samples and their respective groups. Small circles show the target samples. Eigenvalues and barycentric coordinates of each reference group are reported.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

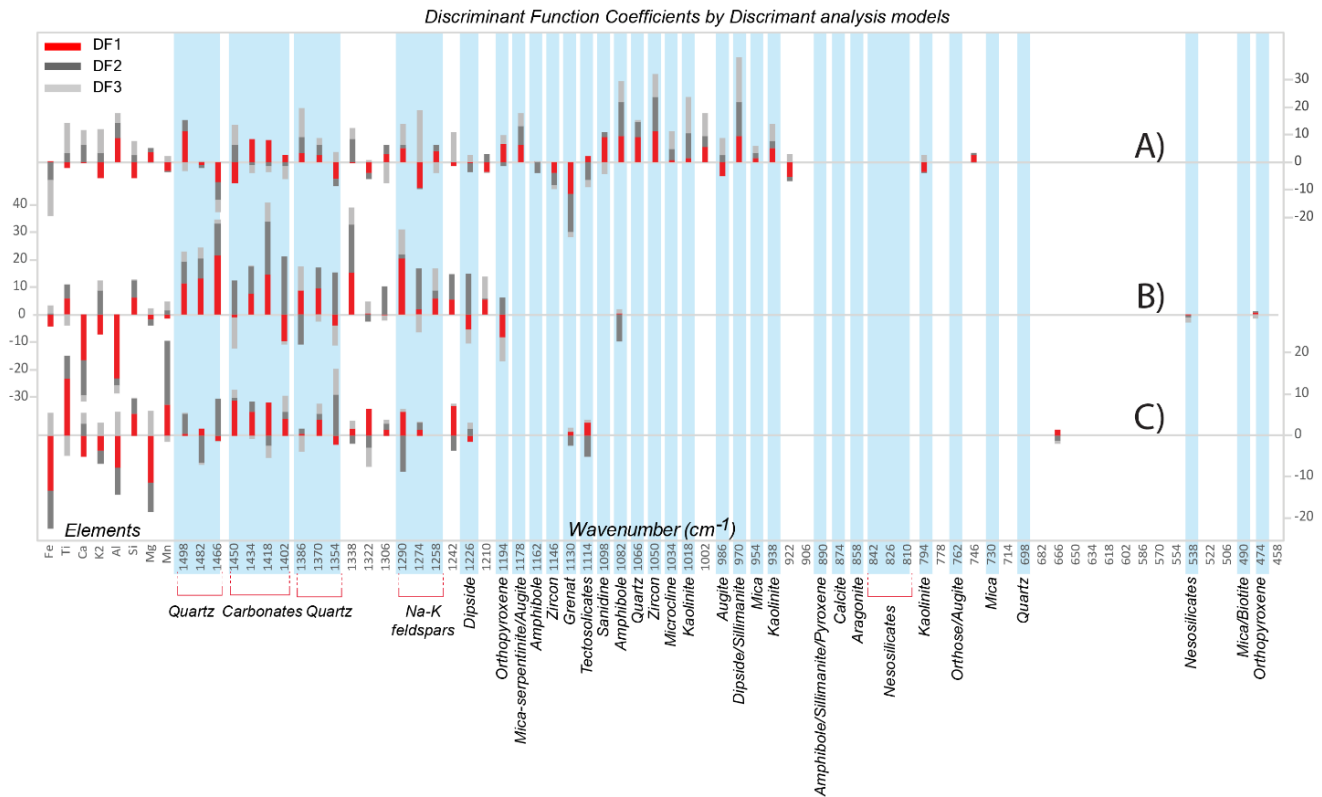


Figure VI.8: Coefficients showing the relative importance of individual wavenumbers to the discriminant functions (DF1, DF2 and DF3) of the discriminant analyses. Wavenumbers are highlighted in bleu and associated mineral assemblages were reported to help identifying the minerals that influence the DA models. A – clay to fine sand fraction, B – medium sand fraction and C- coarse sand fraction.

VI.4.6 Sand provenance along the Aceh River and along the coastal stretches

Figure 9-A shows the location of the Aceh River samples and their relative affinity to the four sediment sources, according to the DA. Affinities are reported at all sites for the samples by grain size at a subset of locations. The Aceh River sand spectra show affinities with those derived from the I-S metamorphics and from the ultramafic/sandstone K-J sources, except at the junction with the Aneuk and Khea tributaries, where sand injection by the tributaries generates transient affinity to the A-SA volcanic catchments through incomplete mixing. The Angan River sediments bear the signal of the A-SA source. However, this signal gets diluted before the river reaches the sea in the last tidal stretches, implying that other sediment sources are abundant enough to produce affinities with I-S and K-J groups in these areas. Figure 9-B shows the affinities of beach sand to the four source groups, for specific grain-size fractions. They are assigned, in various proportions, to the I-S and K-J groups. This signature is that of the Aceh River and therefore fingerprints an Aceh River provenance. Some of the samples located furthest from the Aceh River mouth exhibit affinities with other groups. On the right-bank side of the delta, the influence of the Angan River is thus felt close to its estuary, by A-SA group affinities. At the other end of the delta, the Batee head and Pancu bay sands have A-SA and R affinities. In this area and beyond, along the south coast of Sumatra, are found outliers that do not match with any source.

The contribution of each source varies with grain-size. Coarse sands (0.5 - 2 mm) have affinities with I-S, K-J or R, whereas medium sands (0.25-0.5 mm) show affinities to K-J and A-SA sources. Clay and fine sands (<0.25 mm) show affinities to the I-S and K-J regions.

Along-beach variations are more or less pronounced depending on grain size. Clay and fine sands are mostly attributed to I-S at the left of the Aceh River mouth, and to K-J to the right of the river mouth. Medium sands show clear affinity to A-SA along the beaches most distant from the Aceh River mouth. In the coarse sands, a significant Raba group signature is observed at the left-side end of the delta coast where it results from the presence of modern carbonate bioclasts (shell fragments).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

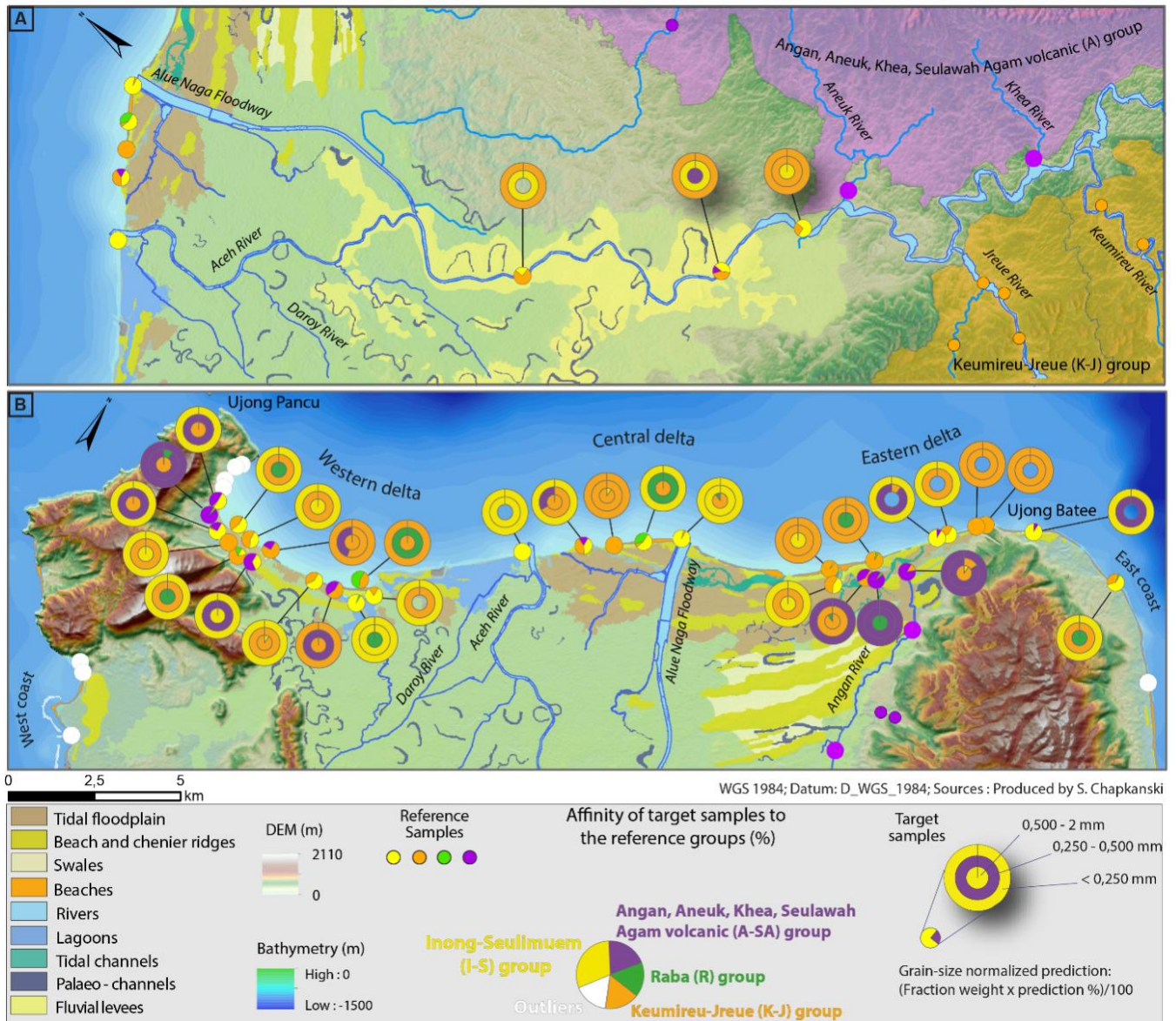


Figure VI.9: Simple geomorphological maps and location of fluvial (A) and beach target (B) samples and their relative provenance affinity to the four sediment sources for each specific grain-size.

VI.4.7 Theoretical contribution of feeding catchments

Figure 2 shows annual precipitations (mm), slopes (°) and land cover index used to conduct a back-of-the-envelope assessment of expected sediment production in the Aceh sub-catchments. Table 1 summarizes predicted fluxes by sub-catchment, using models of increasing complexity. The I-S and K-J sub-catchments both drain ~70% of the total feeding area. They receive the most rainfall owing to their higher elevation (Fig.2-B), steeper slopes (Fig.2-C) and denser vegetation (Fig.2-E). The A-SA catchments drain ~ 26% of the total feeding area, receive less precipitation and drain shallower slopes except on the Seulawah Agam volcano. The R catchments cover only ~ 5% of the feeding area. Therefore, based on rainfall alone (1st model), I-S, K-J, A-SA and R are expected to provide 39%, 34%, 22% and 5% respectively of the sediment delivered to the delta shoreface. By considering precipitation and slopes steepness, these estimates fluctuate by +4%, +3%, -8% and 0% respectively (2nd model, Fig. 2-D). Adding the effect of land over (3rd model, (Fig.2-F) leads to additional deviations between 2nd and 3rd steps of -4%, 1%, +4% and +1%. The I-S, K-J, A-SA and R catchments are then expected to provide 39%, 36%, 18% and 7% of the sediments. Therefore, the sensitivity of the simple forward modelling includes variations and therefore margin of uncertainties of ±5%. The proportion of rock converted to sand during weathering and sediment transport probably varies among the contributing lithologies, however without a proper study of this effect directly in the studied catchment, no quantitative prediction of this effect can be made, and it is assumed that the calculated relative fluxes are valid, irrespective of the sediment grain size. At most, it is reasonable to assume that carbonates in the R catchments produce very little carbonate sand, which reduces their already marginal contribution to the detrital sand stock.

VI.5. Discussion

VI.5.1 Tracer combinations and efficiency of the Discriminant Analysis

DA proximity results (Fig. 7) suggest that beach sands are admixtures of upstream terrigenous sources. The DA was conducted using major elements and mid-infrared absorbance peaks together (Fig. 8). The most discriminant coefficients do not necessarily correspond to the largest absorbance peaks (Fig. 4) because these later are produced by molecular bonds (Fig. 8) that usually display greater intra-group than inter-group variations (Chapkanski et al., 2020). Besides, the most discriminant coefficients are not attributed to isolated wavenumbers but to combinations of these (Fig. 8).

The DA of the clay-to-fine-sand fraction relies on numerous discriminant coefficients because that fraction hosts the more diverse assemblages of minerals and elemental combinations. In this fraction, the most discriminant coefficients are attributed to wavenumbers forming a combination of carbonates, quartz, Na- and K-feldspars, ortho- and clinopyroxenes, amphiboles, and heavy minerals, in particular zircon and garnet. These combinations contrast the quartz- and carbonate-rich R catchments from the more mafic A-SA catchments. The less contrasted I-S and K-J catchments are discriminated using subtle variations in their tectosilicates, phyllosilicates and heavy mineral content. The weak influence of major elements in this fraction comes from the fact that elemental contrasts between the different sources are less discriminant than the bonds that produce the mid-infrared absorbance peaks.

The DA of the medium and coarse sands relies on a smaller set of discriminant coefficients, because their mineralogical assemblages are less diverse, as phyllosilicates are restricted to finer grained fractions. Therefore, discrimination is based on broader absorbance peaks and on major elements. In these fractions, R catchments stand out for their lack of feldspars and heavy minerals and for the abundance of carbonate and quartz. Variations in geochemical composition affect both the major element

concentration and the bonds that generate the MIRS-absorbance peaks, such that the incorporation of major element data to the DA increases its discrimination power in the coarser fractions. The major elements are particularly useful to discriminate minerals in solid solutions, such as the feldspars (alkali feldspars and plagioclases) and quartz, which are otherwise hard to separate owing to their overlapping absorbance peaks.

VI.5.2 Sediment provenance and relation to delta geomorphology and long-shore drift

The DA suggests that, as one would expect, most of the sediment delivered to the delta coast is provided by the Aceh River and its Alue Naga Floodway Canal, at least in the central part of the delta, around the river mouth. From there, sands are dispersed dominantly to the right of the river, owing to a long-shore drift which most frequently carries the sand to the north-east (Diposaptono and Mano, 1998). Preferential coastal drift to the right-side of the delta has attenuated the effects of dwindling sediment supplies throughout the 20th century. The western delta, on the other hand, is located updrift and has therefore suffered more intense coastal erosion during the 20th century. Asymmetric delivery of sediments to the coastline appears to be a long-lived feature, as it would account for the stacking of beach ridges on the right side of the delta, while such ridges are absent from the other side (Chapkanski et al., 2022). Variations in composition of the modern beach sands along the coast echo the morphological asymmetry of the delta, and confirm the role played by coastal drift in setting coastal vulnerability. The I-S and K-J sediments contribute the most to the sediment flux of the Aceh River, where their fingerprints are clearly identified by the DA. These results are in agreement with the theoretical sediment flux model giving 39% and 36% respectively (Fig. 2-F). This signal is also found around the mouth of the Aceh River, in the central part of the delta. The catchments of I-S and K-J have similar sizes (Table 1), such that they can be expected to contribute equally to the Aceh River sand, undergoing thorough mixture during transport along the Aceh River. Sands tracking from these sources are therefore difficult to discriminate. The A-SA region does not leave any detectable fingerprint along the Aceh River and its delta sands, most likely because its slopes are relatively gentle and receive less precipitation, generating a smaller sediment flux (~19%). Its signature is therefore strongly diluted during mixing along the Aceh River. This signal, however, persists for some distance along the Angan River, which flows parallel to the Aceh River on the right side of the delta, collecting streams with A-SA affinity at the edge of the delta plain and conveying them to the coast, in an area located far away enough from the Aceh River that such affinity can persist over some distance before being diluted.

More surprising is the occurrence of sands with A-SA affinities on the left side of the delta, at the other end of the sandy coast, where high abundances of volcanic-related mineral assemblages are found. It is difficult to explain how A-SA sediments could reach that part of the delta without undergoing a substantial dilution. The ascription of the sediment to A-SA comes from the overrepresentation of heavy minerals along that stretch of coast. Worldwide, coastal placers of heavy minerals are commonly found in area where sandy coasts are undergoing erosion, where hydrodynamic sorting favors the accumulation of denser minerals, by opposition to accreting coasts, which tend to be richer in lighter minerals such as quartz and feldspar (Frihy and Lofty, 1994; Frihy and Dewidar, 2003). The western stretches of the sandy coast have undergone the largest coastal retrogradation in 20th Century; they were also the most strongly affected by the 2004 Indian Ocean Tsunami, and they have not recovered, almost two decades after the tsunami (Chapkanski et al., 2022). We, therefore, interpret the A-SA as a heavy mineral placer effect on an eroding coastline. In detail, we propose that the tiny beach ridges that are slowly emerging in this area (Meilianda et al., 2021), are made of eroded fossil stock of sand spits previously located seaward

(Chapkanski et al. 2022). The affinity to the A-SA group results from the abundance in Na-K feldspars, amphiboles and augite of these sands. The mafic and heavy minerals may originate from the A-SA area, but they could also come from the I-S catchments, which carry large fluxes of sand less rich in mafic minerals, especially pyroxenes. Trace element concentrations (Schüürman et al., 2019) or heavy minerals chemistry (Krippner et al., 2015) could indicate the provenance of heavy minerals.

The sediment affected by mafic and heavy minerals concentration may also have been originally enriched in these minerals, resulting from a greater contribution from the A-SA catchments to the sediments deposited in distal part of the delta in the past, and remobilized in the present context of protracted coastal erosion. In particular, larger batches of mafic minerals stemming from the A-SA area can be expected to have contributed to the building of the sandy coastline following past eruptions of the Seulawah Agam (SA), and active volcano which has produced historical, but poorly documented, eruptions that have deposited large pyroclastic aprons in the Aceh River catchment.

VI.5.3 On the efficacy of using specific grain sizes to track sediment sources

Beach sand is composed of quartz, Na- and K-feldspars, kaolinite and various mafic and heavy minerals. Quartz is mainly provided by silts and sandstones from the I-S, K-J and R catchments, while mafic to intermediate volcanics of the I-S, K-J and A-SA catchments supply Na- and K-feldspars and mafic minerals, especially pyroxenes. The A-SA catchments are richer in Na-feldspars, amphibole and augite. Mineral assemblages in the sand fraction may evolve during fluvial transport as a result of attrition, chemical weathering and hydrodynamic sorting (Weltje et al., 2012, 2014). Sorting is a major factor of compositional changes along beaches (Friedman, 1961). Multiple fractions tracing (Caitcheon, 1998; Haddadchi et al., 2015; Abu and Sunkari, 2020) is here used to reduce the effects of hydrodynamic sorting on the evolution of assemblages, which should be reduced to density contrasts between mineral species (Friedman, 1961; Mack, 1978). We analyze here the effect of grain size on the ascription of specific fractions to specific source areas and discuss the efficacy of the analysis by grain size on sediment provenance analysis.

VI.5.4 Sand composition and grain size

The rock types that crop out in the Aceh River catchment are diverse and expected to break down during weathering and transport into sediment which grain-size distribution reflects the textural properties of the source rocks and the weathering intensity. As a result, the different sources are expected to contribute in different proportions to different sediment grain sizes. Comparison of the fluxes predicted by the 3rd model (Fig. 2-F) with the non-normalized DA model contributions (Fig. 10) suggests an overestimation of the contribution of I-S in the clay to fine sand fraction and of K-J and R in the medium to coarse sand fractions. A better correspondence between modeled and DA-predicted contributions is obtained after grain-size normalization of the DA predictions (Fig. 10), and the resulting overall consistency between DA predictions and the expected importance of the different sources is quite remarkable.

In detail, the box plots of major element concentrations by grain-size and location (Fig. 11) show how K₂O and SiO₂ contents tend to increase with increasing grain-size, as a result of increasing proportions of tectosilicates, particularly in the K-J catchments, the Aceh River and the beach deposits. Conversely, Fe₂O₃ and Al₂O₃ increase with decreasing grain-size due to increasing proportions of phyllosilicates in the A-SA catchments. CaO increases with grain size because only large calcite grains escape immediate dissolution in the carbonate catchments (Seulimuem and Raba) and, in the case of

beach sand, because carbonates are composed of aragonite-rich shells. TiO_2 increases with degreasing grain size owing to its abundance in small heavy minerals.

Affinity to I-S prevails in clay-to-fine sands, while K-J signature rather prevails in medium beach sand. This could be explained by relatively higher phyllosilicate, Al, and Fe contents of I-S sources, which are indeed better identified in the fine fraction. In contrast, relatively higher quartz, Si and K contents in K-J source samples accounts for the affinities of the medium sand fraction. Along the eastern delta coast, sands are richer in augite, anatase, kaolinite, Fe and Al, which reflect the input of sediments from volcanic terrains drained by A-SA Rivers. As mentioned in section 4.2, ascription of sands from the west delta coast to the A-SA group results from in-situ concentration of the sand in mafic and heavy minerals, in particular amphibole, rutile and Ti in the medium sand fraction, while the coarse sand fractions in these sands is rather attributed either to the K-J, or R, if marine biogenic carbonates are present. Tectosilicates, especially quartz, are more resistant to attrition and therefore more abundant in the coarse sand fraction, resulting in an assignment of coarse sand to the quartz rich K-J sources. These results show that the sensibility of sediment provenance prediction is fairly influenced by the grain-size selected fraction. Therefore, instead of analyzing single fractions, we assume that multiple fractioning of samples increases the sensibility of provenance determination and allow to track subtler variations in sediment compositions. In the present study, the medium sands prove to be particularly relevant to track contributions from the volcanic catchments and therefore elucidate relation between beach sand composition and delta geomorphology, and more particularly remobilization of fossil mafic sand and heavy minerals, for the post-tsunami beach recovery.

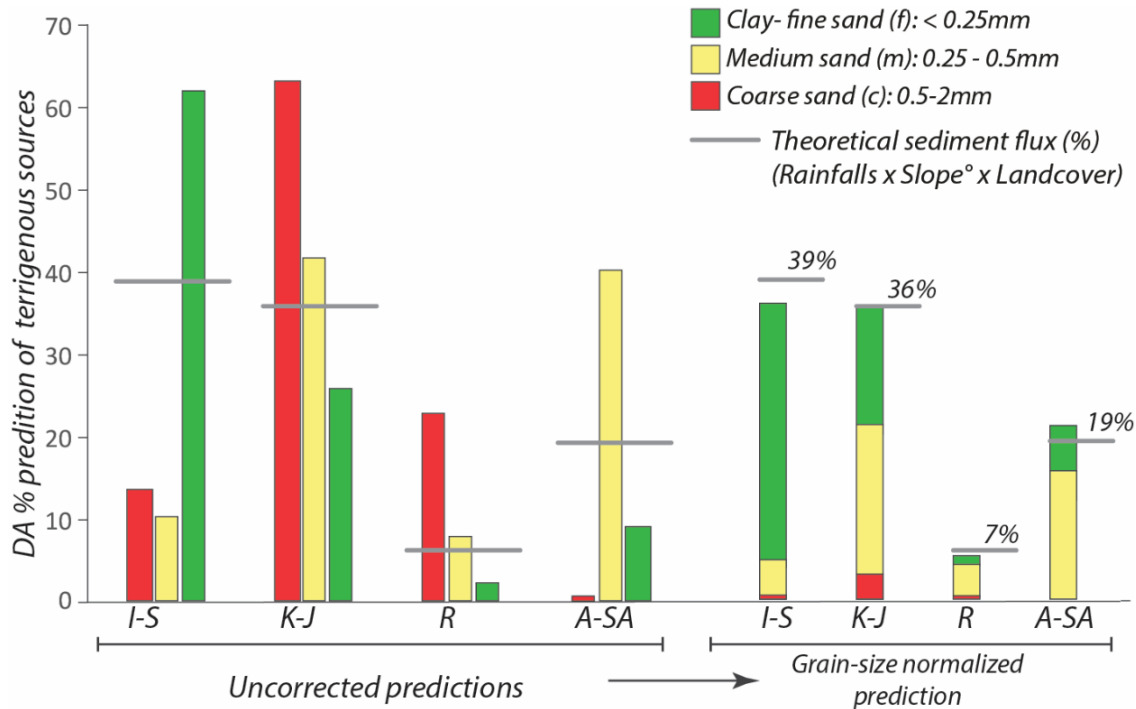


Figure VI.10: Bar charts showing the average prediction of source contributions to beach sands for each specific grain-size (left side). Grain-size normalized prediction (right side). Grey lines show the sediment flux, estimated by simple forward modeling.

VI.5.5 Influence of bioclasts

Marine biogenic carbonate production is an important contributor to beach sands (Gomez-Pujol et al., 2013), and sands along the west coast are at places mostly composed of carbonate bioclasts. Carbonates are found in small amounts (~1%) in some of the delta beaches. These carbonates have two potential sources. They could be composed of recent marine bioclasts, in such as coral and marine shells fragments, and could then be used as marine tracers. Alternately, they could be detrital grains derived from the erosion of old carbonates in the catchment of the Aceh River. Carbonates are rare (0-3%) in the I-S and K-J catchments, but more abundant (10%) in the sandy fraction of some of the streams draining the R catchments, which drain Cretaceous carbonate rocks (Table 2). However, these carbonates are not encountered downstream of the mountain front, across the Aceh sedimentary plain, suggesting that they are rapidly dissolved. Contributions from non-measured streams such as the Daroy River and some intermittent tributaries cannot be totally excluded, but their contribution to overall fluxes is likely minimal. Visual observation of beach sands indicates that seashells are the most likely source of carbonates in these sands. Their small contribution to the sediment, however, is large enough at places to make the DA ascribes as R affinity to the coarse sand fraction (Fig. 8). The contribution of carbonates to the beach sands becomes larger beyond the margins of the delta, where detrital influxes of Aceh River sand are sharply reduced (Fig. 9). These medium to coarse grained sands contain coral clasts explaining their high carbonate content (calcite – 8% and aragonite – 7%, Table 1). The DA correctly considers that these sands are unclassified, as they do not fit in the range of potential sources (Fig. 7 and 8). The successful identification of outliers is favored by the dominance of felsic sediments and the quasi absence of carbonates in the feeding catchments. However, we assume that in cases of dominant carbonate catchments, given the good detection of carbonate in the mid-infrared range, prediction of provenance along sand beaches may involve higher uncertainties due to misleading between continental and in-situ biogenic contributions. Consequently, in cases of non-negligible carbonate content in the feeding catchments and along the beach deposits, the authors recommend a pretreatment for carbonate removal prior analyses or removal of carbonate absorbing bands from infrared spectra before statistical analyses.

VI.5.6 Sand sources for post-2004 tsunami beach recovery

The 2004 Indian Ocean Tsunami severely hit the Aceh delta inducing on average 120 m of coastal retreat along the entire delta coastline. The coastal retreat more strongly affected the western delta reaches that are unable to recover almost two decades after the tsunami. Along-shore variations of pre-tsunami coastline regression (Chapkanski et al., 2022), immediate coastal damages (Umitsu et al., 2007) or post-tsunami recovery (Meilianda et al., 2010) most likely reflect local topographic differences induced by the stacking of beach ridges east of the Aceh River or their absence westward. Besides, here we show that the asymmetric coastline regression is also correlated with segment clustering of beach sediment composition (Fig. 9). The central and the eastern segments of the delta coastline benefit from the swell-generate long-shore drift toward north-east (Diposaptono and Mano, 1998) and therefore, sediment delivered through the Aceh River, mainly streamed from I-S and K-J catchments, tend to decrease the sediment deficit eastward (Fig. 9). These segments also showed relatively low coastal retrogradation, before and after the 2004 tsunami as well as better post-catastrophe recovery (Chapkanski et al. 2022). In contrast, the western delta suffers from stronger sediment deficit favoring erosion of fossil beach ridges and greater hydrodynamic sorting leading to overrepresentation of denser minerals. Only tiny frontier beach ridges, rich of heavy minerals and showing A-SA affinity, tend to emerge in this area (Meilianda et

al., 2021). They are likely to be nourished by remobilization of fossil sand stock after erosion of former beach ridges formed when the Aceh River flow in the western delta.

The above discussion may indicate that the continuous trend of coastal erosion preceding the 2004-Indian Ocean tsunami, drove under the combined effect of dwindling alluvial supplies, preferential long-short drift direction and land subsidence (Chapkanski et al. 2022) result in mineral segregation of along coast sediments. This segregation is reflected by the sediment provenance asymmetry and highlights the lack of fluvial-derived sediment dispersal westward. In this context of coastal erosion, the post-tsunami beach recovery is relaying of sediment fluxes streamed through the Aceh River and also by sand fossil stock from former beach ridges. This implies erosion and retrogradation of sand spits previously situated seaward (Chapkanski et al. 2022) that constitute the main source of post-tsunami beach recovery.

VI.5.7 Limitations, recommendations and wider significance

The widespread application of sediment fingerprinting approaches aiming to discriminate and identify potential sediment sources (fluvial, coastal and aeolian) provides a favorable context for the development of fast and less-costly techniques that do not require time-consuming pretreatments (Tiecher et al., 2021; Collins et al., 2020; Owens et al., 2016; Haddadchi et al., 2013; Koiter et al., 2013). The need for fast, accurate and easily applied fingerprinting techniques encourages multi-proxy approaches and statistical predictive models calibrated on robust conventional analyses but limited in quantity and field coverage (Tiecher et al., 2021; Collins et al., 2020). PCA, DA and PLSR are by far the most commonly used and easily applied chemometric technics for mineral assemblage investigations with spectroscopic datasets (Tiecher et al., 2021; Fang et al., 2018). The increasing explorations of less common statistical approaches provide perspectives of better performances (Tiecher et al., 2021; Mohammadifar et al., 2021; Latorre et al., 2021), but their application remains less simple and require specific statistical and programming skills. The approach proposed here, involving PLSR inter-calibration between MIRS and XRF data and DA analysis on merged datasets to predict relative contribution of source groups in specific fractions of beach sands, provides a simple, accurate and time-saving methodology. Combination of MIRS and XRF has already demonstrated its added values in the study of agricultural catchments (Torres Astorga et al., 2018). Its application to a wider range of geomorphological configurations remains to be explored, especially in contexts, such as here, were remarkable diversity of rock formations produces distinctive detrital mineral assemblages, and intense weathering and hydrodynamic sorting during fluvial and marine transport induce substantial transformations of these assemblages. Here, our approach proves to be relevant in tracking sediment sources of beach sand deposits. Our analyses, albeit restricted to only three sand fractions, illustrated variations in sediment provenances that can be tied to mineral assemblage transformations due to specific geomorphological contexts along the coastline stretches. We believe that the MIRS-XRF datasets treated with commonly used PLSR and DA analyses could be easily applied in other sedimentological environments. However, to go further in the mineral assemblage discrimination, especially in the presence of heavy mineral placers, we rather recommend to analyze more narrow sand fractions (i.e., < 63µm, 63-125µm; Laceby et al., 2017) and combine the alternative MIRS with trace element concentrations (Schüürman et al., 2019) or heavy minerals chemistry (Krippner et al., 2015). To improve the sediment source fingerprinting, application of less common data mining models could provide better predicting performance (Tiecher et al., 2021; Mohammadifar et al., 2021; Latorre et al., 2021; Gholami et al., 2020, 2019). To improve processing time, benchtop MIRS measurements could be replaced by the emerging hand-operated MIRS, but the use of such as non-destructive portable technics has to reckon with supplementary issues

of sample humidity and grainsize. Wider significance of this approach would be found in coastal monitoring, restorations schemes, erosion mitigations projects and paleo-environmental investigations.

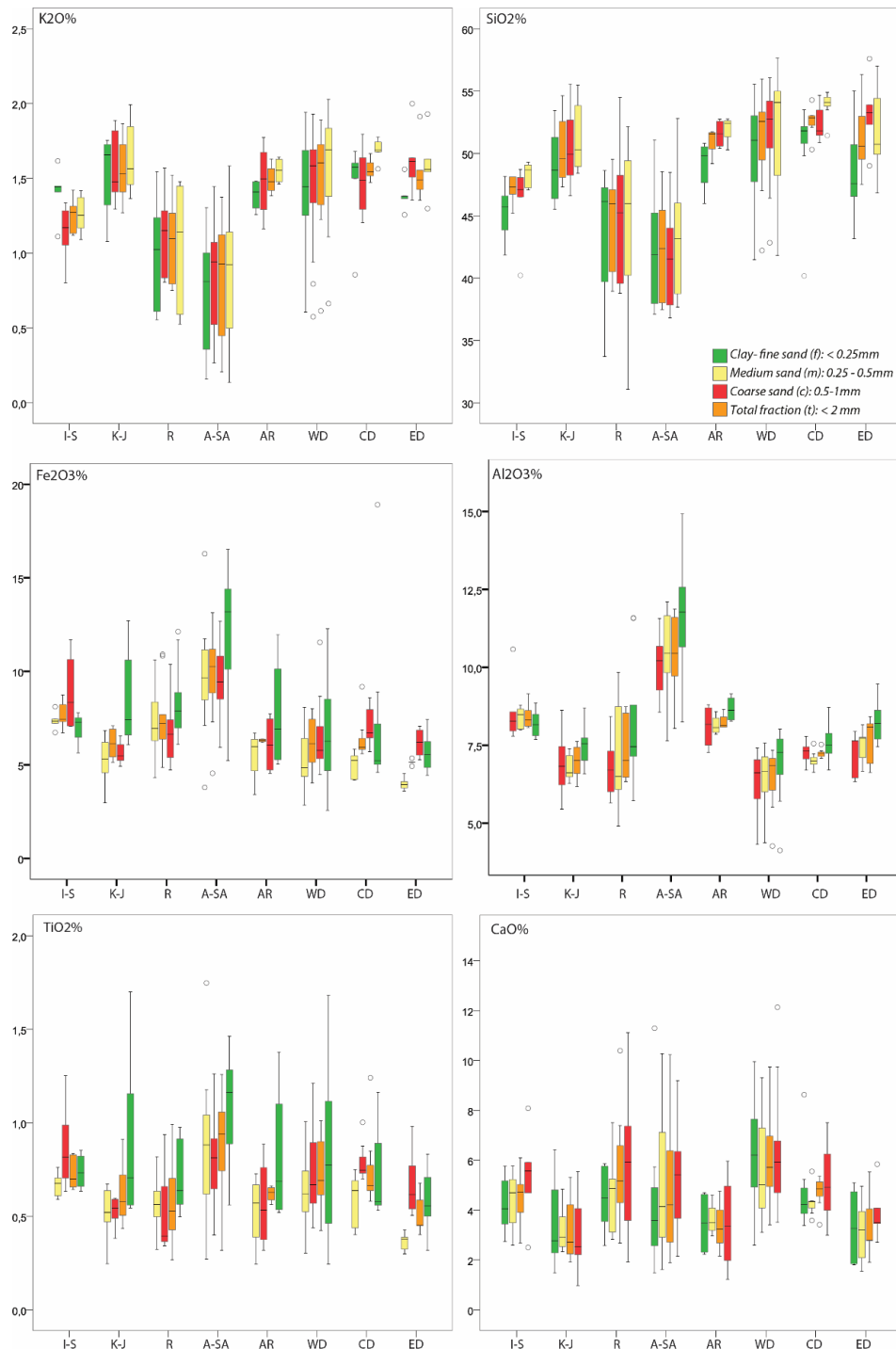


Figure VI.11: Box-plots showing dispersions of element concentrations according to source areas, coastal segments and specific grain-sizes.

VI.6. Conclusion

This study demonstrates the capabilities of Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS) and of X-Ray fluorescence (pXRF), in combination with Discriminant analysis (DA), to provide a low-cost and time approach for fingerprinting the fluvial sources of deltaic beach sands. The analysis of specific particle sizes ($< 0,25\text{mm}$; $0,25\text{--}0,5\text{ mm}$; $0,5\text{--}2\text{mm}$) aims at reducing the biases introduced by rock source texture, weathering intensity, and hydrodynamic sorting. Fe, Ti, Al, Ca, K, Si, Mg and Mn element concentrations were measured with a portable XRF on randomly selected calibration dataset samples. The dataset of measured elements concentrations was merged with the MIRS dataset to conduct partial least squares regressions (PLSR) aimed at evaluating the correlation between spectra and geochemistry, and to assign major elements concentration for each sample measured by MIRS. Independent pure-mineral mid-infrared spectra dataset and conventional X-Ray Diffraction (XRD) were conducted to identify the mineral assemblage that produced the observed MIRS spectra. The merged MIRS-XRF dataset was submitted to a discriminant analysis (DA) to predict the relative contribution of source groups in beach sands. The DA showed strong discriminating capacity by classifying source samples without any overlap in each grain-size fraction. Optimal discrimination, however, was achieved using the medium sand fraction. DA-based predictions of the contributions were grain-size normalized and compared to forward estimates of the sand fluxes provided by the contributing catchments. Overall, a remarkably good agreement was observed between the DA predictions and the estimates. Deviations from the agreement reveal places affected by strong hydrodynamic. The analysis further shows that coastal sands display affinities organized into clusters of coastline stretches. We proposed that variations in sediment contributors is induced by sediment flux volumes, particle-size effects, longshore drift directions and local geomorphology. The coastal stretches the most severely affected by the 2004 Indian Ocean Tsunami display the most pronounced variations in provenance between sub-fractions. Further analyses of core samples collected in paleochannels, former swells and beach ridges along the Aceh delta are in progress to provide a longer-term understanding of sediment provenance changes since the maximum of marine transgression $\sim 6\text{ ky ago}$.

VI.7. Acknowledgement

Permit to conduct field work was granted by the Ministry of Research and Technology of the republic of Indonesia in cooperation with the Universitas Syiah Kuala. This study was funded by the French Ministry of Foreign Affairs, through a Partenariat Hubert Curien - Nusantara grant, by an International Mobility Grant awarded to S. Chapkanski, by an Institut Universitaire de France (IUF) attributed to F. Lavigne and by the Laboratory of Physical Geography (LGP). We grateful to Fatima Mokadem and Ségolène Saulnier Copard, responsible of geochemical and sedimentological platforms of LGP, to provide training and access to X-Ray facilities. We thank Kristi Anastasi for the magnetic susceptibility measurements and Maureen le Doaré for the help with the theoretical sediment flux modeling. We warmly thank Tomy Afrizal, Tarmizi, Fajarul Aulia, Rifqi Irvansyah, Junaidi Saman, Hestia Melani, Nila Kanti and Andreas Surya Adiwinata Suherman for field work logistical and technical assistance as well as Diah Novitasari from the French School for Far East Studies (EFEO) in Jakarta for the collaboration and all the help with the administrative procedure and research permit authorizations. The authors are also grateful to the two anonymous reviewers for their feedback that helped improve earlier versions of the manuscript.

Data availability statement

All the data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

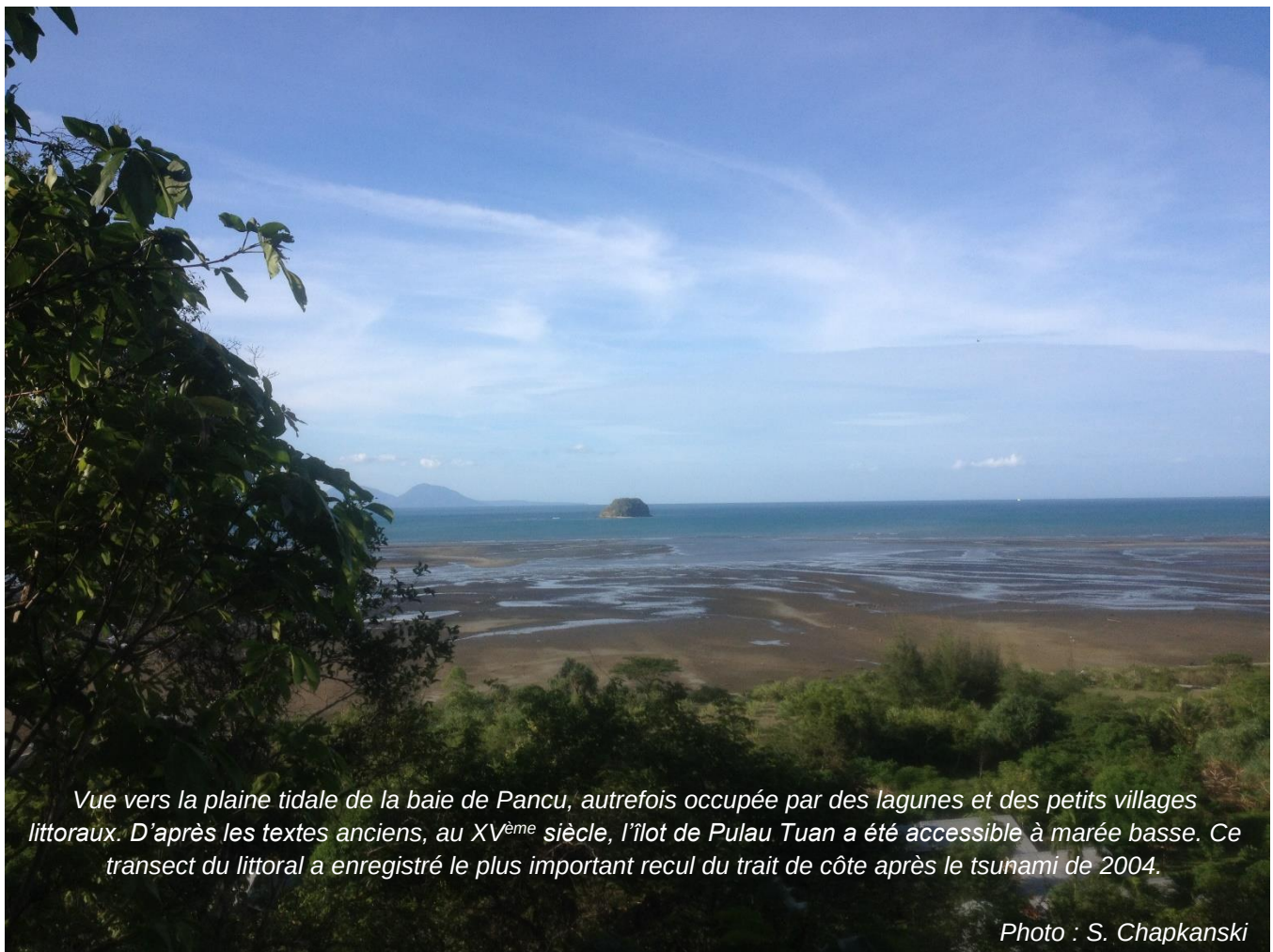
Author contributions

The contribution of authors: conceptualization by C.S., and B.G., funding acquisition by C.S., L.F., and G.J-Ph., methodology by C.S., and B.G., data collection by C.S., B.G., and G.J-Ph., software provision by L.F., and G. J-Ph., supervision by L.F., and G. J-Ph., statistical analyses by C.S., figure performing by C.S., writing – initial draft by C.S., and B.G., writing – reviewing and editing by C.S., B.G., L.F., M.E., N.I., D.D., and G.J-Ph.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper

À l'issu de ce chapitre, l'analyse de la provenance des sédiments constituant le littoral deltaïque actuel met en évidence une contribution dominante des grands sous-bassins versants à l'amont du bassin versant d'Aceh. Ces sédiments, transportés par le fleuve Aceh, sont majoritairement redistribués à l'est de l'embouchure. Ce phénomène se manifeste par une différence significative de la composition minéralogique et géochimique des sédiments à l'ouest du delta, par rapport aux segments au centre et à l'est. Les segments ouest du delta sont aussi ceux qui montrent le plus important recul du trait de côte suite au tsunami de 2004. Les résultats de ce chapitre (VI, article dans la revue *Catena*) permettent d'établir un lien entre les formes d'érosion mises en évidence sein du chapitre précédent (V, article dans la revue *Journal of Maps*). Ainsi, il est possible d'émettre l'hypothèse que l'érosion actuelle du littoral deltaïque, n'est probablement pas induite uniquement par l'effet destructif du tsunami de 2004, mais par la réduction de l'apport en sédiments qui alimentent le littoral. Cette réduction se manifeste par des variations de la composition minéralogique et géochimique le long des plages deltaïques. Reconstituer la trajectoire de l'évolution du littoral deltaïque, permettrait alors de repositionner les effets destructifs du tsunami de 2004 à l'échelle séculaire afin de comprendre si l'évènement représente un point de basculement ou d'accélération des processus en œuvre.



CHAPITRE VII : FLUVIAL AND COASTAL LANDFORM CHANGES IN THE ACEH RIVER DELTA (NORTHERN SUMATRA) DURING THE CENTURY LEADING TO THE 2004 INDIAN OCEAN TSUNAMI

La reconstitution de l'évolution des formes du relief actuel et passé à l'échelle séculaire permet de mieux appréhender les facteurs qui contrôlent l'évolution des deltas. Ainsi, il est également possible d'établir des rythmes d'évolution pour évaluer la fréquence et la magnitude des événements sédimentaires extrêmes. Les résultats présentés au sein de ce chapitre, publié dans la revue *Earth Surface Processes and Landforms*, permettent une reconstitution détaillée des dynamiques fluviales et côtières au sein du delta d'Aceh depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Ils mettent en évidence que l'érosion de la côte actuelle est un phénomène qui perdure au moins depuis le XX^{ème} siècle. La coévolution entre la dynamique fluviale et côtière consolide l'hypothèse, émise au sein des chapitres précédents, qu'une réduction de la charge solide transitant le long du fleuve, pourrait expliquer le retrait de la côte. Le tsunami apparaît alors comme un accélérateur des tendances déjà existantes.



Received: 19 April 2021 | Revised: 11 November 2021 | Accepted: 12 November 2021
DOI: 10.1002/esp.5292

RESEARCH ARTICLE

ESPL WILEY

Fluvial and coastal landform changes in the Aceh River delta (northern Sumatra) during the century leading to the 2004 Indian Ocean tsunami

Stoil Chapkanski^{1,2} | Gilles Brocard² | Franck Lavigne¹ | Camille Tricot¹ |
Ella Meilianda³ | Nazli Ismail⁴ | Jędrzej Majewski⁵ |
Jean-Philippe Goiran² | Dedy Alfian³ | Patrick Daly⁵ | Benjamin Horton⁵ |
Adam Switzer⁵ | Veronique Degroot⁶ | Annika Steuer⁷ |
Bernhard Siemon⁷ | Julien Caverro⁸ | Clement Vermoux¹ | Darusman Darusman⁹

¹Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591, University Paris 1 Panthéon-Sorbonne – CNRS, Paris, France

²Archéorient, UMR 5133, University of Lyon 2–CNRS, Lyon, France

³Tsunami and Disaster Mitigation Research Center (TDMRC) and Civil Engineering Department, Engineering Faculty, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, Indonesia

⁴Department of Geophysics, Syiah Kuala University, Banda Aceh, Indonesia

⁵Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, Singapore, Singapore

⁶French School of the Far East (EFEO), Jakarta, Indonesia

⁷Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany

⁸Maison de l'Orient et de la Méditerranée, University of Lyon 2–CNRS, Lyon, France

⁹Post-Graduate School, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, Indonesia

Correspondence

Stoil Chapkanski, Laboratory of Physical Geography, UMR 8591, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne – CNRS, 1 Place Aristide Briand, 92195 Paris, France.
Email: stoil.chapkanski@protonmail.com

Funding information

French Ministry of Foreign Affairs, Partenariat Hubert Curien – Nusantara grant; Institut Universitaire de France (IUF); International Mobility Grant, University of Paris 1 Panthéon-Sorbonne; Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591; Singapore Ministry of Education Academic Research Fund, Grant/Award Number: MOE2019-T3-1-004; National Research Foundation Singapore; Singapore Ministry of Education

Abstract

River deltas are strongly affected by demographic growth and by the intensification of land use. The migration of deltaic coastlines is often rapid, threatening urban settlements, coastal farming, and coastal biotopes. Some deltas benefit from centuries of monitoring, such that the evolution of their coastline is well documented. For most deltas, however, such long records do not exist. The study of their geomorphological evolution can benefit from overlapping maps drafted over time, combined with aerial photographs and satellite images, to track the evolution of fluvial and coastal landforms. Both fluvial and coastal landforms are sensitive to variations in water and sediment supply, such that covariations in the evolution of these landforms, or the lack thereof, provide clues on the contribution of water and sediment supply to delta evolution. We document the evolution of river channels and coastlines in the delta of the Aceh River in northwest Sumatra, by overlying maps, ortho-rectified aerial photographs, and satellite images covering the past 130 years. We assess the accuracy of the overlays, and then use multivariate statistics to analyze the co-evolution of fluvial and coastal landforms. We propose that a progressive decrease in sediment supply spurred river channel lengthening and narrowing, landward migration of the shoreline, and narrowing of beach ridges. The 2004 Indian Ocean tsunami generated an instantaneous retreat of the coastline that amounts to ~53% of the coastal retreat from 1884 to 2019 CE. Post-tsunami evolution is marked by an irreversible acceleration of previous trends. Beach ridges located up-drift of rivers and tidal channel mouths are more sensitive to long-term landward retreat and tsunamigenic erosion.

KEYWORDS

Aceh delta, fluvial-coastal interplay, GIS, historical maps, landform changes, Sumatra, tsunami

VII.1. Introduction

Coastal plains are low-lying areas shaped by terrestrial and marine processes (Liquete et al., 2013). They are favorable to agricultural production, owing to high crop yield and to the low cost of agricultural products export owing to the close availability of navigable fluvial and maritime trade routes. Human societies have therefore often showed greater development on coastal areas (Small and Nicholls, 2003; Stanley and Warne, 1997). Today, more than 40 % of the global population lives within 100 km of a shoreline (CIESIN, 2012). Coastal areas (<10m in elevation) alone host ~10 % of the World's population (McGranahan et al., 2007). Coastal landscapes face acute anthropogenic pressure resulting from population densification and from the ever-increasing efficiency of land management engines (McGranahan et al., 2007). Low elevation coasts are susceptible to marine invasion under the combined effects of sea-level rise (Ericson et al., 2006) and ground subsidence (Mathers and Zalasiewicz, 1999; Higgins, 2016). River deltas possess the most rapidly changing coastlines, because their sandy shores experience large-land losses as a result of dwindling sediment supplies (Syvitski et al., 2005), and accelerated land surface subsidence, driven by natural compaction, groundwater tapping, and hydrocarbon extraction (Nicholls and Cazenave, 2010).

Indonesia hosts several of the most densely populated deltas in the world (Caldwell et al., 2019; Chaussard et al., 2013). People on these deltas acutely experience the adverse effects of sea-level rise, floods, storms, and tsunamis (Fuchs et al., 2011; Meilianda et al., 2019). The decadal (Meilianda et al., 2010) to centennial evolution (Storms et al., 2005) of some of these deltas has been investigated to assess shoreline sensitivity to natural disturbances (Meilianda et al., 2010), and the vulnerability of coastal communities to shoreline evolution (Daly et al., 2017; Meilianda et al., 2017). These studies provided guidelines to decrease vulnerability, to improve resilience, and to allocate resources accordingly (Adger et al., 2005; Monecke et al., 2017; Cowell et al., 2003). Several deltas of Indonesia lie close to the Sunda subduction zone (Sieh and Natawidjaja, 2000), where megathrust earthquakes (Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012; Kelsey et al., 2015) generate regionally-extensive ground shaking and some of the World's largest tsunamis (Latief et al., 2000; Sieh et al., 2015; Wassmer et al., 2015; Rubin et al., 2017; Monecke et al., 2008).

The delta of the Aceh River, in the province of Aceh, Northern Sumatra, rose to fame after the December 26th, 2004 Boxing Day Indian Ocean tsunami, when it appeared that the delta had been the most strongly struck by the tsunami, which reached there a height of 22 m, and ran inland over a distance of 10 km (Lavigne et al., 2009). The Boxing Day tsunami is one of the largest tsunami recorded in human history (Doocy et al., 2007; Levy and Gopalakrishnan, 2005). Investigations aimed at meeting societal (Scawthorn et al., 2006), sanitary (Prasetyawan et al., 2006; Redwood-Campbell and Riddez, 2006) and environmental (Paris et al., 2009; McLeod et al., 2010; Siemon et al., 2007) needs were conducted to assist relief efforts and long-term reconstruction. Satellite images were used abundantly in these studies (Schmitz et al., 2007). Following the 2004 Boxing Day tsunami and the 2011 Tohoku tsunami in tsunami-research funding soared. These studies provided a more complete and accurate record of past tsunamis, of their damages, and of past and present coping strategies (Jain et al., 2021). However, coastline evolution analysis in these studies is temporally restricted to the years preceding or following the tsunami. They document, at times, a recovery of coastal landscapes, with a return to pre-tsunami conditions (Monecke et al., 2017; Martinez et al., 2015; Liew et al., 2010; Simms et al., 2017), while in other cases, tsunami-induced changes appear to be irreversible (Tanaka et al., 2012). What determines the direction of the response is likely influenced by the dynamics of the coastline in the decades to centuries that precede the event (Udo et al., 2016; Tanaka et al., 2012).

Coastline dynamics is, in deltas, controlled by the balance between the influx of river-borne sediments and their dispersal at sea by waves and coastal currents (Bird, 2011; Anthony, 2015). The evolution of a delta coastline is therefore sensitive to sediment supply from upstream (Warrick, 2020; Vakarelov and Ainsworth, 2013; Dai et al., 2009), wave climate (Nienhuis et al., 2015; Anthony, 2005), tides (Goodbred and Saito, 2012), and sea-level fluctuations (Stanley and Warne, 1994), fluvial hydraulic regime (Yang et al., 2006a; 2002; Roberts, 1997). Because the geometry of alluvial river channels is also sensitive to sediment supply (Surian and Rinaldi, 2003), coastal and fluvial landforms on deltas should coevolve in response to fluctuations in water and sediment supply. Both types of landforms have been increasingly impacted by fluctuations in sediment supply resulting from the intensification of land use, affecting the catchments that feed the deltas (especially through deforestation, terracing, sand mining and stream damming, Gupta et al., 2012; Padmalal et al., 2008; Wang et al., 2007; Boix-Fayos et al., 2007; Yang et al., 2005), as well as the delta plains (changes in agricultural practices, embankments, urbanization; Fichs et al., 2011). River channels have also been increasingly modified by direct, engineered reshaping (Chakrapani, 2005; Surian and Rinaldi, 2003).

Time-series of sediment flux measurements have been used to feed numerical models and sandbox experiments of delta growth, aimed at assisting delta restoration projects and coastal management (Syamsidik et al., 2019; Hijma et al., 2017; Allison et al., 2012; Paola et al., 2011). But in deltas such as that of the Aceh River, written records and monitoring datasets are either classified or inexistent, and the time-depth of the instrumental record is very shallow. Other strategies must therefore be adopted to investigate long-term dynamics on these deltas. Historical maps, aerial photographs, and satellite images have been used to track the evolution of river channels (Magliulo et al., 2016; Gautier et al., 2007; Harmar and Clifford, 2006) and coastal landforms (Meilianda et al., 2021; Kumar et al., 2010; Kankara et al., 2015; Jonah et al., 2016; Jana and Bhattacharya, 2013; Stive et al., 2002) over decades to centuries. Geographic Information Systems (GIS) are commonly used to overlap digitized historical maps, aerial photographs, and satellite images (Giacomelli et al., 2018; Bisson and Bini, 2012) and create time-series of landscape change. They provide valuable quantitative reconstructions of fluvial and coastal dynamics (Alberico et al., 2018; Bondesan and Furlanetto, 2012), and therefore provide a way to investigate the influence of sediment supply on coastal dynamics, which is the approach chosen in this study.

The plain of the Banda Aceh delta remained in an almost completely natural state until the 17th century (Dos Santos Alves, 1990), when the first coordinated land planning projects were implemented near the city of Banda Aceh. Unfortunately, most archives of these times have been destroyed, and the evolution of the delta is poorly documented before the late 19th century (Reid and Ito, 1999). During the Dutch territorial expansion (18-19th century), economic development in the Southeast Asia became more closely related to maritime activities than ever before. Banda Aceh occupies a strategic position along the maritime roads between South China, India, and the Middle East (McKinnon, 2015; Sevin, 1993). Its importance motivated precise cartographic works in the delta. Maps from earlier periods are extremely rare, and their features too sketchy or distorted with respect to modern mapping standards to be used here (Dos Santos Alves, 1990). Urban and agricultural development intensified throughout the 20th Century, leading to the first integrated engineered reshaping of the entire Aceh River course in the 1990s. At about the same time, breakwaters were also constructed at various locations along coastline, disturbing coastal drift. In order to track the evolution of the delta during the century leading to the tsunami, we use maps drafted after the start of the Dutch colonial period, which have been also used in former studies (Meilianda et al., 2021; Wulandari et al., 2017). Some of the primary goals of these maps were to provide accurate depictions of the navigability and landing quality along coastlines and river outlets. Therefore, fluvial and coastal landforms were generally charted with care. The depiction of elements

located farther inland, such as croplands, pastures, or urbanized areas, appears to be less reliable. Because direct modification of most natural landforms did not take place before the end of the 20th century, we consider as a work hypothesis that the evolution of the landforms was, until the 1990s, mostly driven by wave climate, and by the delivery and routing of sediments across the delta surface over much of the investigated period. Maps, aerial photographs, and satellite images were chosen such as to provide regularly-spaced snapshots of the deltaic landscape throughout the investigated period.

The study thus aims at documenting the pace of deltaic changes in the Aceh delta, and at investigating the relationship between fluvial and coastal changes during the century leading to the 2004 Indian Ocean Tsunami and the following decade of reconstruction. We first made sure that discrepancies between successive maps, and inaccuracies in their superposition do not hinder the quantitative tracking of landform changes. Shape metrics are used to describe morphological changes. Statistical treatments on these metrics are applied to assess the degree of correlation between changes affecting fluvial and coastal landforms. We then discuss which environmental factors drove the observed evolutions. Finally, we discuss how these evolutions influenced the response of the coast to tsunami-induced disturbances.

VII.2. General setting

The Province of Aceh (Indonesia) lies between the Indian Ocean and the Strait of Malacca at the northwestern tip of Sumatra Island within the intertropical zone (Fig. 1.A). The province hosted ~ 5 million people in 2015, most of which live on its coastal plains (Badan Pusat Statistik, 2017). The city of Banda Aceh is located on the delta of the Aceh River; it is the capital of the province. The climate of the delta is tropical, characterized by average daily temperatures fluctuating within 25 to 32 °C year-round. Humidity is high (80-90%). Mean annual precipitation ranges from 1,500 mm/y along northeast-facing coasts, up to 3,500 mm/y along southwest-facing coasts. The coast of the Aceh River delta itself receives about 1,600 mm/y. Mean annual rainfall in the headwaters of the Aceh River (Barisan Mountains) reaches 5,000 mm/y (Ploethner and Siemon, 2006; Muis et al., 2016). The dry season peaks in June and July, with less than 100 mm of precipitation per month. The rainy season (monsoon) peaks in November and December, with 300 mm of precipitation per month (Bennett et al., 1981). Tides are semi-diurnal and have a mean amplitude of 1 m (Wahyudi et al., 2019), with minimum neap tides of 0,4 m and maximum Spring tides of 1,6 m (Wahyudi et al., 2019). Along the delta shoreface, swell generates long-shore sediment drift toward the north-east (Diposaptono and Mano, 1998). The Aceh River has a length of ~150 km and a catchment area of 1,568 km² (Fig. 1.B, Syvitski et al., 2014). It is a major freshwater resource for the region (Muis et al., 2016). A nine years-long record indicates that its hydrological regime is influenced by equatorial convective and monsoonal rainfall, with mean and maximum flood discharge at the Banda Aceh gauging station of 176 and 1,700 m³/s respectively (Syvitski et al., 2014). In 1991, a floodway canal, the Alue Naga, was constructed east of the Aceh River in order to reduce flood hazard in the city of Aceh (Diposaptono and Mano, 1998). The river flows across the Barisan Mountains before entering a long, terraced valley on top of the Aceh sedimentary basin (Montagne, 1963). The basin is crosscut lengthwise by two major left-lateral strike-slip faults: The Aceh and Seulimeum faults (Fig.1). They represent the north-westernmost emerged strands of the Great Sumatra fault, which continues to the northwest farther at sea (Tabei et al., 2015; Genrich et al., 2000; Ito et al., 2012; Fernández-Blanco et al., 2016).

The fluvial-deltaic plain of the Aceh River formed from the filling of a drowned river valley during the Holocene, under the influence of fluvial and coastal processes (Farr and Djaeni, 1975; Culshaw et al., 1979). The fluvial-deltaic plain lies between 0 and ~ 20 m above the mean sea-level (Fig.1. C). It is drained by the Aceh River and by the Alue Naga Floodway Canal in its central part. It receives small intermittent karst-sourced rivers from its southwest border, and the Angan River and its tributaries in the

east. The Aceh River has produced a broad meander belt along the entire floodplain, from the base of the mountains to the sea (Culshaw et al., 1979). The construction of a derivation channel, and the rectification of the river course in 1991 (Fig. 1.C) shortcut many of these meanders (Diposaptono and Mano, 1998), and provided an additional mouth to the river in the sea.

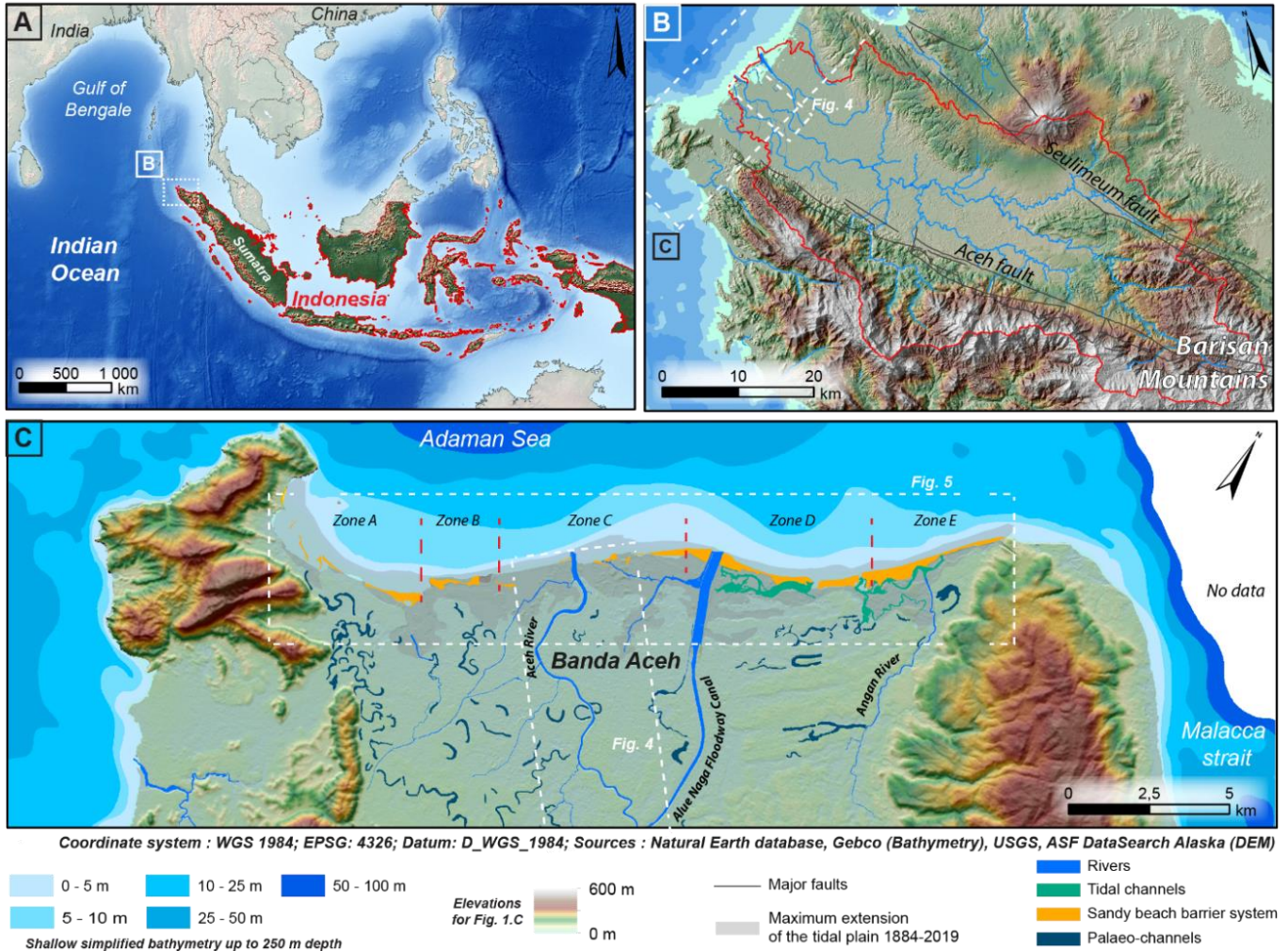


Figure VII.1: Location map of the Aceh fluvial-deltaic environment at different spatial scales. (A) The Indonesia archipelago in Southeast Asia, (B) the Aceh catchment and (C) the Aceh delta. Simplified bathymetry, altitude and major toponyms are reported.

VII.3. Material and methods

A multi-temporal mapping of fluvial and coastal landform changes over the last 130 years was conducted using ArcGis Software 10.3 (ESRI, California, USA), to process satellite images and to overlay maps, ortho-rectified aerial photographs, and satellite images (Fig. 2). The quality of the depiction of landforms on the earliest Dutch military maps is the limiting factor that determined which landforms could be used to track landscape evolution. The best charted landforms are the closest to the water. The style of representation also plays a role in the selection of landforms, as we use shape metrics to document the evolution. The best charted features on these maps are beach ridges, lagoons, and river channels.

VII.3.1 Selection of documents and georeferencing

The analysis relies on a time-series of 10 documents produced in 1884, 1896, 1914, 1944, 1978, 1989, 1996, 2001, 2004 (30th December, after the tsunami), and 2019 (Fig. 2). It consists of five maps (1884-1978), one set of aerial photographs (1996), and four satellite images (1989-2019). These documents were selected based on the accuracy and quantity of details that they provide, such as to insure a roughly even time spacing of 18 years between each measurement. The maps were georeferenced using on average 16 invariable control points, consisting mostly of bridges and monuments. The maps were then georeferenced using these control points by first polynomial transformation, as described in Jabaloy-Sanchez et al. (2014). Maps, aerial photographs, and satellite images were projected in WGS 84-UTM-Zone 46N.

VII.3.2 Pretreatment and feature recognition

The four satellite images used in this study are multi-spectral optical images acquired by the Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) at 30 m resolution (images acquired in 1989, 2001 and 2004), and by the Sentinel-2 Multi Spectral Instrument (MSI) at 10-20 m resolution (2019). The images are publicly available in georeferenced format at the United States Geological Survey (USGS, <https://earthexplorer.usgs.gov>), using the cloudless (<10% cloudiness) scenes selection filter. The images were processed to optimize the identification and delineation of coastal features, such as lagoons, tidal channels, tidal flats and aquaculture ponds (Bisson and Bini, 2012; Giacomelli et al., 2018), by enhancing differences in visible and infrared spectral bands produced by hydric stress on vegetation, soil moisture, and sediment texture (Lillesand et al., 2015; Huete, 2004). The following band combinations were used: red, green, and blue as RGB (normal color composite), near-infrared, red and green, as RGB (color-infrared composite), and near-infrared, mid-infrared and red, as RGB (false color composite, Fig. 2).

Landforms relevant to the study of delta dynamics (Nanson et al., 2013) were manually digitized, integrated into a GIS database, and assigned to the following groups: fluvial channels, tidal channels, tidal flats, coastal lagoons, active coastal ridges and aquaculture ponds. Following Bird (2011), active ridges were defined as sparsely vegetated beach and dune sand rises, parallel and adjacent to the modern coastline. They are usually narrow (less than 200 m wide) and backed by tidal flats and lagoons. At places, however, they abut several kilometers wide older complexes of stacked, accreted coastal ridges. On their landward side, active coastal ridges are commonly bound by a sharp discontinuity that separates beach ridges and dunes from lagoons, tidal flats, coastal parallel tidal channels, and aquaculture ponds. Forests, rice paddies, and urban areas were not considered in this study, because their delineation comes with large inaccuracies.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

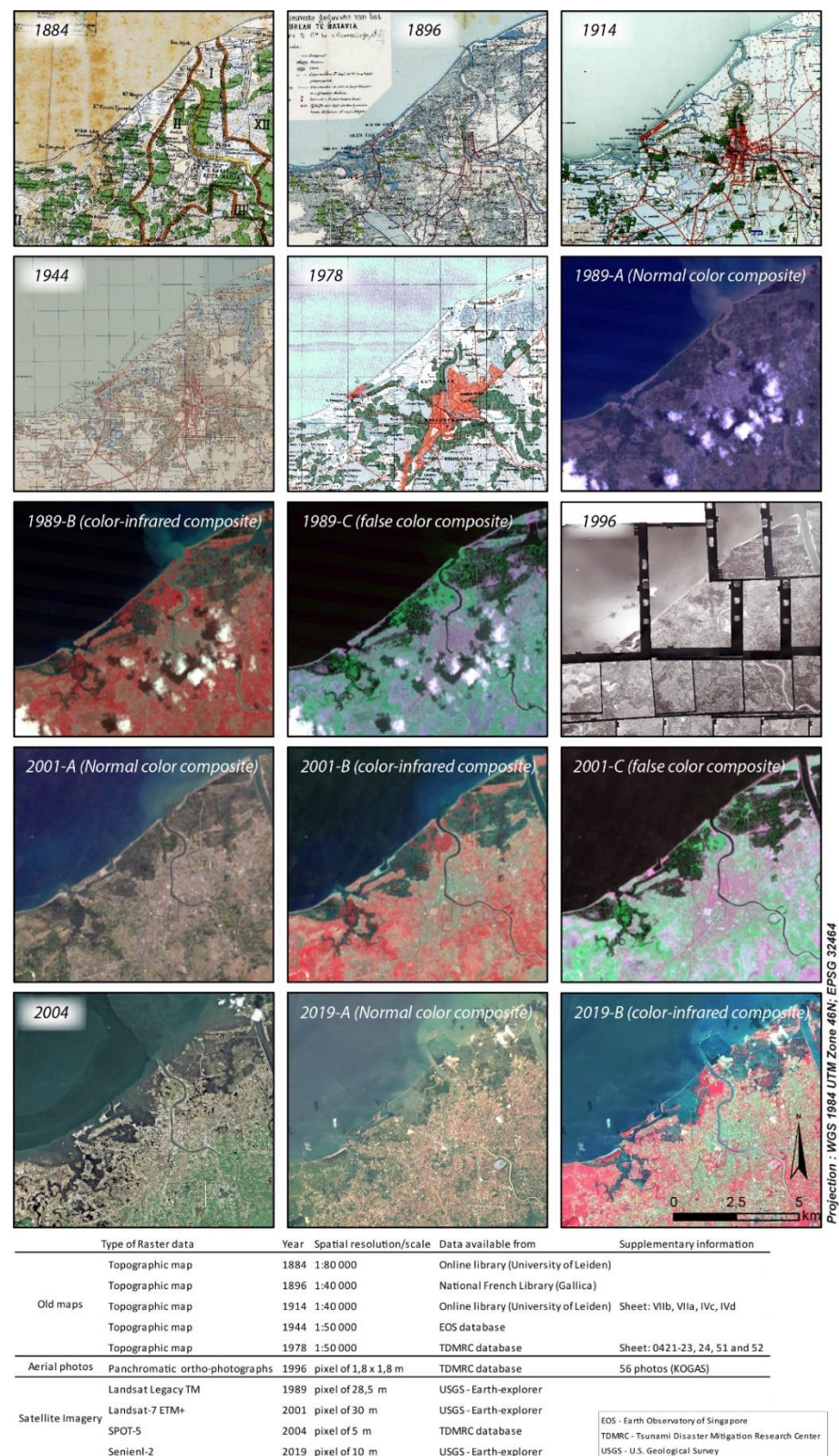


Figure VII.2: Overview of the database used in the study.

VII.3.3 Morphometric measurements and statistical treatment

The planform dimensions of coastal and fluvial landforms were measured on polygons and lines produced by manual delineation of landforms on the georeferenced maps, photographs and images (Fig. 3). The fluvial length and sinuosity of the Aceh River was measured following the protocol depicted on Figure 3 (Charlton, 2007; Malavoi and Bravard, 2010). The average full-bank channel width of the Aceh River was calculated at each time step using 53 width measurements located 500 m apart (Fig. 3). We measured changes in the amplitude, wavelength, and width of 8 meanders (Fig. 3, Malavoi and Bravard, 2010), alongside the evolutionary style of each meander: lateral extension, translation, double heading, chute cutoff (Charlton, 2007). Sets of consecutive meanders were selected at regularly-spaced locations spreading over the entire course of the Aceh River across the delta plain. Shoreline and coastal ridge morphological changes were tracked at 47 locations located 500 m apart (Alberico et al., 2018) (Fig. 3). At each location we quantified the amount of landward-seaward migration of the coastline, as well as the width of coastal ridges, perpendicular to a baseline passing by all coast-perpendicular transects corresponding to the coastline location in 2019. The surface covered by coastal lagoons, tidal channels, and by aquaculture ponds was measured at each time step. Rates of change for each of these morphological variables were calculated as the ratio of the net metric change to the elapsed time between two measurements (Alberico et al., 2018), over 9-time intervals.

Multivariate analysis was performed using the software Addinsoft-XLStat, version 7.5.2. Pearson correlation of normed Principal Component Analysis (PCA) was used to explore covariations in the evolution of fluvial and coastal landforms. The data matrix of the PCA analysis consists of nine rows (periods of investigation, i.e., 1884-1896, 1896-1914) and seven columns (rate of change for each morphological variable, i.e., river width, river length).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

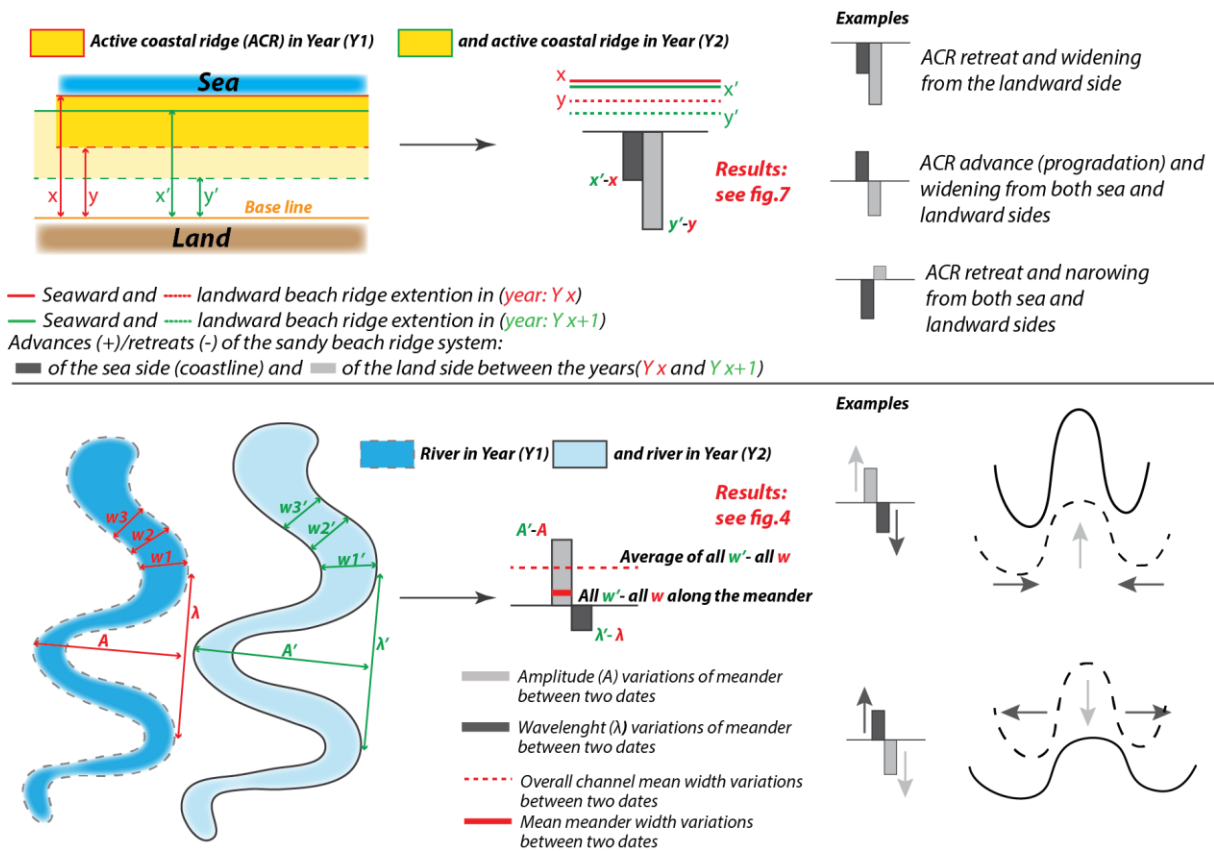


Figure VII.3: Schematic demonstration of the planform measurement proceeding.

VII.3.4 Dataset uncertainties

Particular attention was paid to inaccuracies generated during the process of geo-rectification of maps and aerial photographs (Hughes et al., 2006; Gurnell, 1997), especially along the coastline, where seasonal shoreline variations and tidal pulses generate additional uncertainties (Alberico et al., 2018). These latter are considered to have limited importance when carrying centennial analyses (Anfuso et al., 2011), however, evaluations of uncertainties by period of investigation were provided according to Crowell et al. (1991) and Hapke et al. (2010). The total uncertainty associated with each landform size change was estimated as the square root of the sum of squares of the specific source of uncertainties as follow: georeferencing uncertainty, digitizing uncertainty, and uncertainty of high-water line at time of survey (Table 1). Georeferencing uncertainties were assessed by averaging the location distance of 16 permanent locations (man-made structures, erosion-resistant rocky headlands etc.) used as control points between two dates (Hapke et al., 2010). Digitizing uncertainty consists of a constant, 1 m maximum error, following previous studies (Crowell et al., 1991). Uncertainties related to water line variations (tides and river stage) were assessed using field observations along the shoreline, which exhibits a foreshore beach slope of 8 – 10 %, and field observations along the Aceh River banks. The mean tidal range in front of the Aceh delta is $\sim <1$ m (Wahyudi et al., 2019) and translates into a 1.25 m uncertainty in the location of the coastal water line. Because the comparison of planform outlines between two dates (i.e., fluvial channel widths, lengths and ridge widths) does not require spatial overlaying, no uncertainty associated to georeferencing is introduced in these calculations, in which only the inaccuracies related to digitizing and water level variations are combined. The changes in landform shape documented here are anyway much larger than these uncertainties, which range from ~ 1.0 to 1.6 m (Table 1). Estimations of water level variations in lagoon, ponds and tidal channels were not attempted owing to the lack of constraints on the slope steepness of their shorelines. However, the vastness of the lagoons, ponds and tidal channel measured here ensures that these uncertainties remain small. These data further benefit from the averaging out effect of repeated measurements and associated gain in significance. Higher uncertainties are introduced when measuring landform lateral migrations between two dates. In this case, georeferencing generates an additional uncertainty as large as 14 m on the oldest maps, and of ~ 5 m on the satellite images (Table 1). Although late 19th century maps bear higher georeferencing uncertainties, landform migration uncertainty remains within these limits.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

	Date of investigations															
	1884		1896		1914		1944		1978		1989		1996		2001	
Source of uncertainties	Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)		Mean ± (m)	
(i) Georeferencing (m)	14,3		12,8		7		5,8		2		13,3		1		4,3	
(ii) Digitizing (m)	1		1		1		1		1		1		1		1	
(iii) Water level variations along foreshore beach (m)	1,3		1,3		1,3		1,3		1,3		1,3		1,3		1,3	
(iv) Water level variations along river banks (m)	1		1		1		1		1		1		1		1	
Type of processes with associated uncertainties (m)																
Comparing landform geometries																
each ridge widths (m) $\sqrt{(ii^2+iii^2)}$	189,4	1,6	186,2	1,6	204,2	1,6	141,4	1,6	224,1	1,6	208,4	1,6	151,1	1,6	164,1	1,6
Fluvial widths (m) $\sqrt{(ii^2+iv^2)}$	93,3	1,4	72	1,4	80,3	1,4	73,6	1,4	68,5	1,4	67,8	1,4	61,4	1,4	-	-
Fluvial length (m) $\sqrt{(ii^2)}$	34255	1	34700	1	33045	1	34170	1	36135	1	37357	1	26314	1	-	-
Comparing landform migrations																
Wavelength measurements for meanders according to a baseline $\sqrt{(i^2+ii^2+iv^2)}$	923,6	14,3	892,1	12,8	909,4	7,1	927,6	5,9	838,6	2,4	814,6	-	-	-	-	-
Amplitude measurements for meanders according to a baseline $\sqrt{(i^2+ii^2+iv^2)}$	731,8	14,3	689,4	12,8	747,5	7,1	808,6	5,9	803,8	2,4	838	-	-	-	-	-
Sea-landward ridge position according to a baseline $\sqrt{(i^2+ii^2+iii^2)}$	232,4	14,3	228,9	12,9	190,4	7,2	232,3	6	141,5	2,6	102,1	13,3	164,9	1,9	143	4,5

Table VII.1: Data uncertainties.

VII.4. Results

VII.4.1 Overall evolution of fluvial landforms

The spatial-temporal mapping indicates that, since the end of the 19th century, the course of Aceh River has not significantly migrated across its delta. In the meantime, however, its meanders have migrated along stream quite rapidly, upstream of the city of Banda Aceh, before the stabilization work of 1991 (Fig. 4). The river mouth retreated ~400 m landward and drifted westward as a result of the erosion of its up-drift ridge (Longhitano and Colella, 2007). Since 1991, dykes have highly restrained the mobility of the river mouth (Diposaptono and Mano, 1998).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

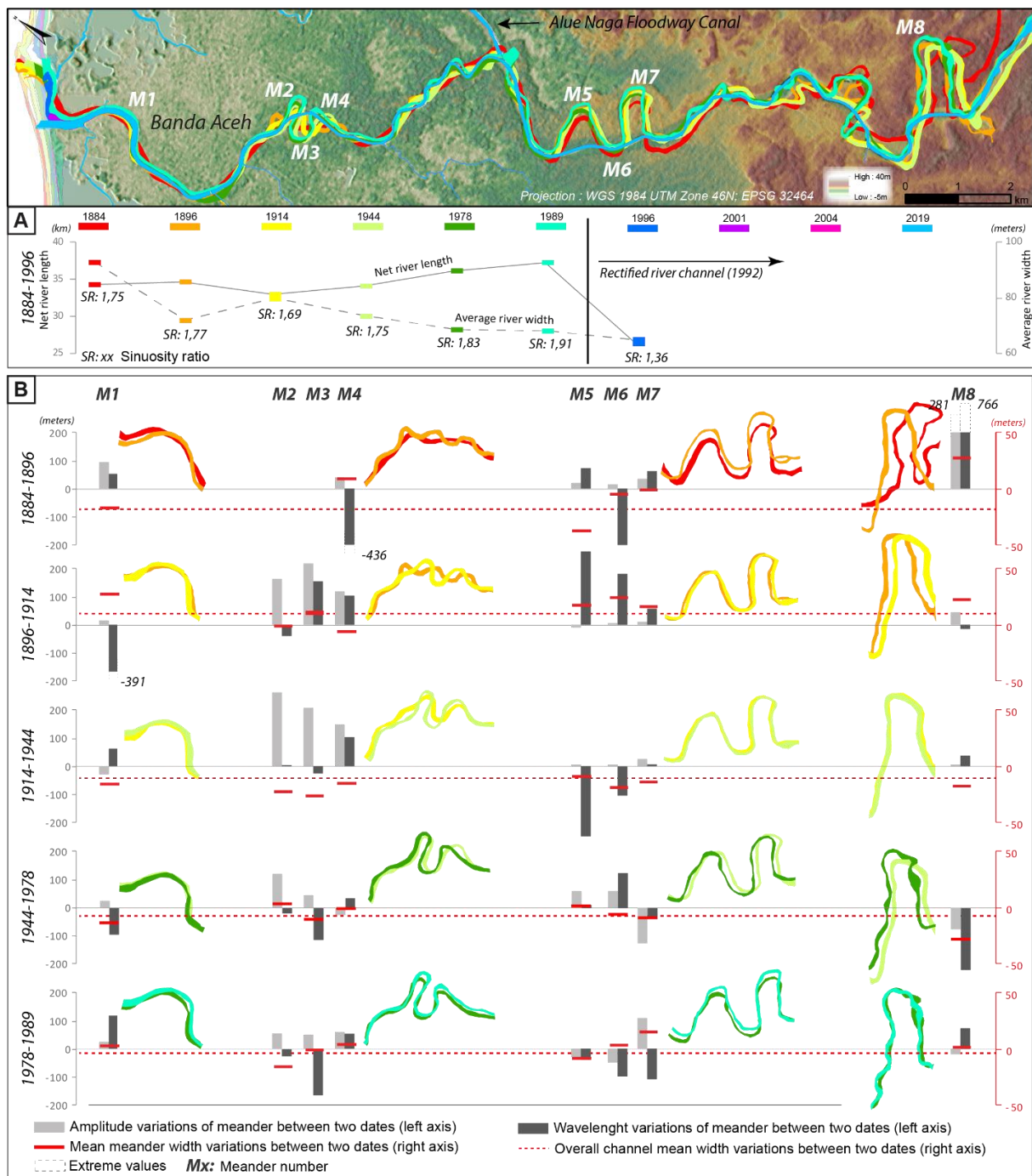


Figure VII.4: Planform evolution of the Aceh River for the entire study area over 130 years (top), and planform evolution of eight selected meanders during each time increment (bottom).

VII.4.2 Evolution of channel width, river length and river sinuosity

Time-changes in channel width, length, and sinuosity ratio of the Aceh River are shown on Figure 4. The river channel continuously narrowed between 1884 and 1989, only widening between 1896 and 1914 (8 m). Overall, the river channel width shrunk 32 m on average during the century before its embankment (1884-1996). Meanwhile, the river course underwent a lengthening of about 3 km before channel rectification (1884-1989), only shortening between 1896 and 1914 (-1.7 km). River rectification in 1991 (Diposaptono and Mano, 1998) resulted in a shortening of 11 km. Channel sinuosity steadily increased until 1989, peaking at 1.91, before decreasing to 1.34 following channel rectification. The deltaic reaches of the Aceh River are therefore classified as “meandering” (Charlton, 2007) before the rectification works, and “sinuous” afterwards.

VII.4.3 Evolution of selected meanders

Figure 4 shows the evolution of the meanders between pairs of consecutive dates (1884-1896, 1896-1914, 1914-1944, 1944-1978, 1978-1989). As is commonly observed (Charlton, 2007; Malavoi and Bravard, 2010), meander amplitude and wavelength overall evolved in concert. However, each meander followed an individual evolutionary pathway that is seemingly independent from the evolution of the others. Furthermore, these pathways do not correlate with the general fluvial trends described above. At most, it seems that the meanders were laterally more mobile during the first half of the 20th century, except near the city of Banda Aceh, where historical maps reveal relative stability. Decreased mobility accompanied channel narrowing and river course lengthening.

Meanders M2, M3, and M4 (Fig. 4) underwent overall amplification and downstream migration, an evolution common to most floodplain meanders (Ghinassi et al. 2016). In the process, meanders M2 and M3 underwent moderate narrowing, while meander M4 widened at times. The other meanders (M1, M5, M6, M7 and M8) did not migrate downstream but slightly amplified. They widened and narrowed in alternation, in phase with the widening and narrowing of the Aceh River channel.

VII.4.4 Changes in coastal lagoon, tidal channels and aquaculture ponds surface area

In the late 19th century, the Aceh delta exhibited a cusped shoreline (Fig. 5), typical of wave-dominated deltas (Anthony, 2015). Over the following century, the shoreline straightened, lagoon area shrunk steadily, expanding only twice, moderately, first before 1996 and then before 2019. Between 1884 and 1978, lagoons were present all along the coastline. After 1978, they shrunk so rapidly that they have now almost completely disappeared, losing ~80% of their surface. The majority silted up and were replaced by mudflats (~45%) and tidal channels (~8%). Parts of the lagoons were eroded (~8%) or invaded by sandy beach ridges (~16%) as a result of landward coastal retreat. A sizeable part of the lagoons was converted into aquaculture ponds (~23%, Fig. 5 and 6). Aquaculture pond expansion started in 1978, and the ponds ended up stretching along most of the coast before the 2004 tsunami. The tsunami eroded the frontal beach barrier ridges, exposing the lagoons to direct marine influence all along the delta coast. Most preexisting tidal channels were then effaced. Fifteen years later, lagoons have partly reformed, and aquaculture ponds have been rebuilt along the entire coastline (Meilianda et al., 2019; Daly et al., 2017).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

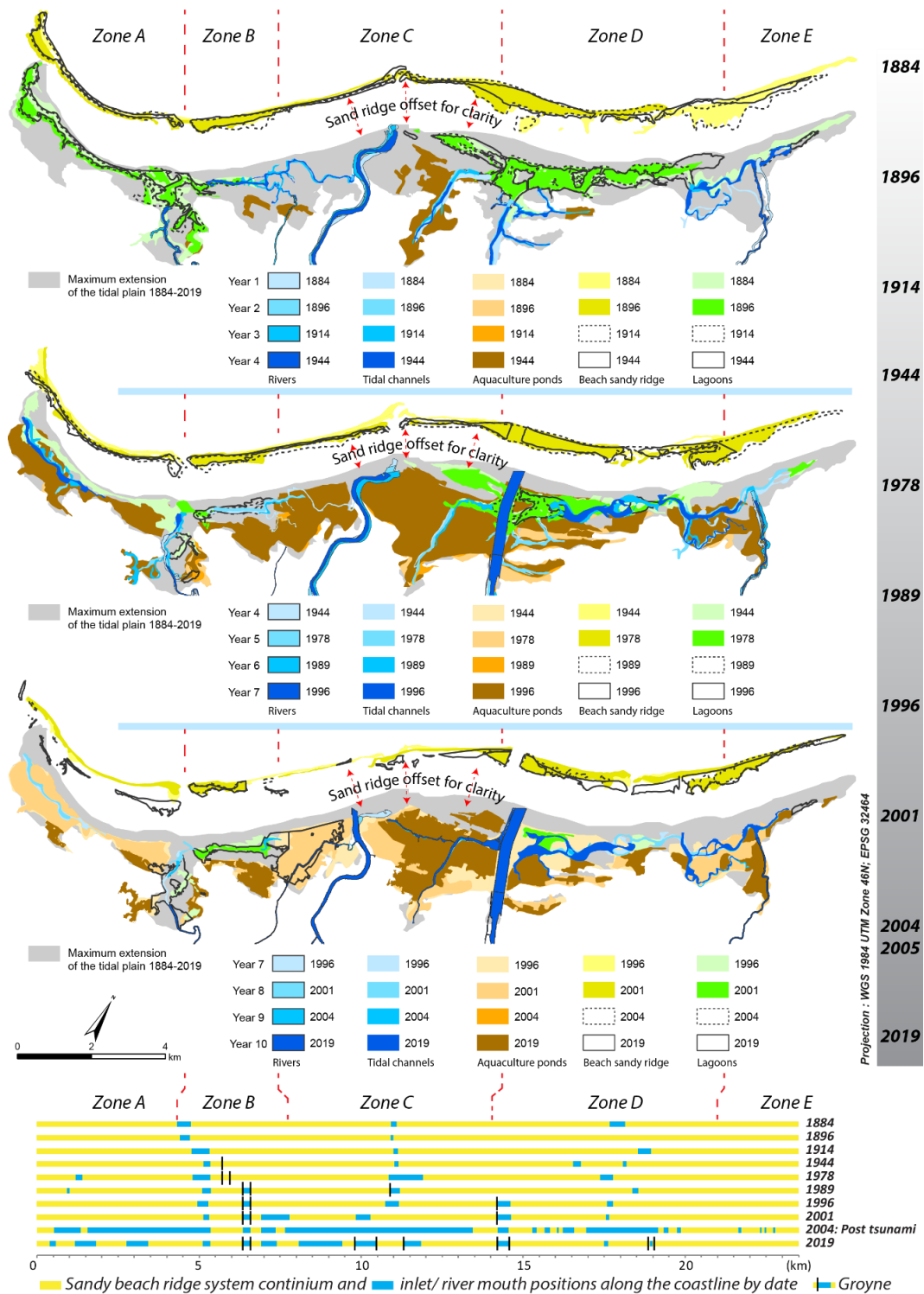


Figure VII.5: Age-coded landscape planform configuration of the Aceh fluvial-deltaic reach for each investigated period. For more visibility, each map bears four investigated periods and the active beach ridge was separated from the other geomorphological features. Moreover, the ridge continuum and its inlets were reported. Unmapped extends consist of forests, rice paddies, and urban areas that were not considered in this study.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

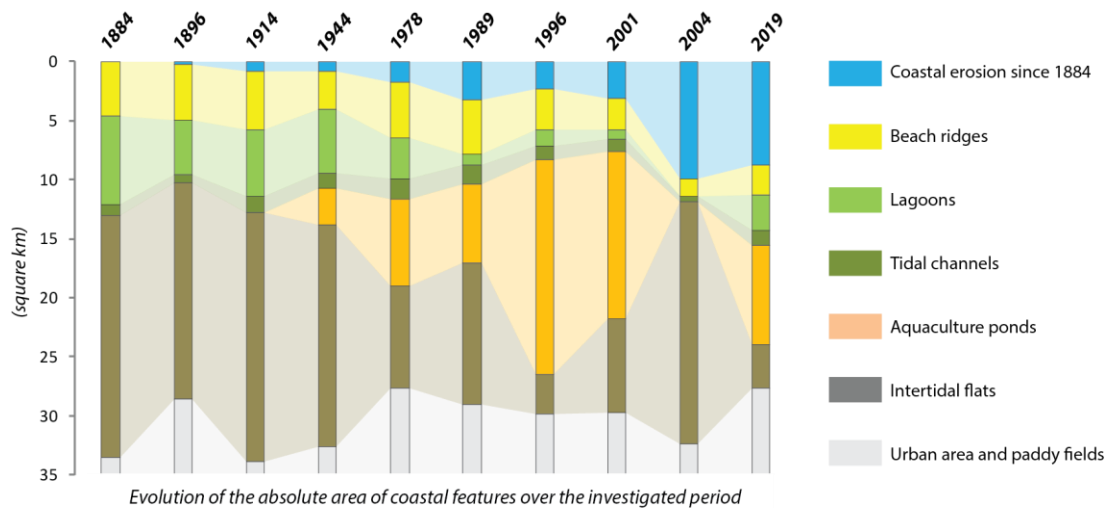


Figure VII.6: Absolute area values of lagoons, tidal channels, ponds, intertidal flats, beach ridges and land loss due to costal erosion for each investigated period.

VII.4.5 Evolution of coastal ridges

Beach barrier systems are coast-parallel tracts of beaches and dunes that separate open waters from back-ridge landscapes (Bird, 2011; Otvos, 2000; Taylor and Stone, 1996). Seaward, they are bound by the contemporary shoreline and are therefore used to quantify delta retrogradation or progradation (Meilianda et al., 2010). Trends in ridge widening/shortening and seaward/landward migration (progradation/retrogradation) are reported on Figure 7.

Overall, beach ridges regressed and narrowed during the periods 1884-1896, 1944-1989, and 2001-2019. Moderate coastal seaward progradation occurred during the periods 1896-1944, and 1989-2001. The landward border of the beach ridges fluctuated more than the coastline until 1898, after which the coastline fluctuated more than the landward border of ridges. Net average changes were not synchronous all along the delta. Zone A and D evolved in phase opposition, with the shoreline in zone A prograding from 1884 to 1896, and from 1944 to 1989 while the shoreline retrograded in zone D. The coastline retrograded in zone A, from 1914 to 1944, while it prograded in zone D. Along-shore shifts from progradation to retrogradation tend to occur across sea inlets and across the mouth of the Aceh River, with phase opposition between the eastern and western sides. The most significant progradation event occurred between 1989 and 1996 after the rectification of the Aceh River and the construction of the Alue Naga Floodway in 1991. An increase in inlet number and inlet width occurred between 1996 and 2001. In 2004, the Indian Ocean Tsunami submersed the Aceh delta (Lavigne et al., 2009, 2006) inducing significant inlet expansion and massive retrogradation of coastal ridges, annealing land gains from previous progradation. Between 2004 – 2019, ridge systems kept retrograding, except near sea inlets.

VII.4.6 Overall rates of fluvial and coastal changes

Figure 8A shows the rates of change in the length of the course of the Aceh River and of coastal beach ridges (in m/year), and the rates of expansion/shrinking of lagoons, aquaculture ponds and tidal channels (in m²/year). The Aceh delta evolved rapidly at the end of the 19th century, with marked narrowing of the Aceh River (~1.8 m/y), lengthening of the Aceh River (2 m/y), coastline retrogradation

(1.5 m/y), and shrinking of coastal lagoons ($\sim 3 \text{ m}^2/\text{y}$). This dynamic reverted at the turn of the 20th century (1896-1914), with rapid shortening of the Aceh River (92 m/y) and widening of its channel (0.4 m/y), slow advance of the coastline (0.3 m/y), expansion of lagoons (11.2 m^2/y), and of tidal channels (7.6 m^2/y). Aquaculture ponds appeared between 1914 and 1944, when the aforementioned trends reversed, with lengthening (37.5 m/y) and narrowing (0.2 m/y) of the Aceh River, shrinking of lagoons (1.8 m^2/y), and narrowing of beach ridges (2.3 m/y).

The second half of 20th century (1944-1978) was initially marked by a continuation of the previous dynamics, but accompanied by faster expansion of aquaculture ponds (25.1 m^2/y) and tidal channels (2.5 m^2/y), at the expenses of coastal lagoons (-11 m^2/y). Beach ridges slightly widened while retreating landward. During the period 1978-1989, the Aceh River underwent significant lengthening (111 m/y) and beach ridges narrowed. Land reclamation to agriculture and urbanization led to the shrinking of lagoons, aquaculture ponds, and tidal channels, which surfaces shrunk at 45.6 m^2/y , 11.2 m^2/y , and 3.2 m^2/y , respectively. After the rectification of the Aceh River, the coastline advanced seaward, while lagoons, aquaculture ponds, and tidal channels kept shrinking. The last two studied time intervals incorporate the changes caused by the 2004 Indian Ocean Tsunami, and the rapid recovery dynamics that ensued. The first interval, which includes the impact of the tsunami, is marked by widespread shrinking of all measured coastal features and by massive landward retrogradation of the coastline (-40 m/y). The following period is marked by a narrowing of beach ridges (-2.2 m/y), but widespread recovery of the lagoons (40 m^2/y), tidal channels (11 m^2/y), and the reestablishment of aquaculture ponds (112 m^2/y). The overall pre-tsunami period (1884-2001) is therefore marked by general coastal regression (-0.7 m/y), beach ridge narrowing (-0.3 m/y), lagoon (-15.3 m^2/y) and tidal channel (-2.3 m^2/y) shrinking and expansion of aquaculture ponds (28.9 m^2/y). Compared to these trends, the post-tsunami period (2004-2019) shows acceleration of coastal regression (-0.1 m/y; +6%), quick general narrowing of beach ridges (-0.9 m/y; +55%) as well as accelerating of aquaculture pond (140 m^2/y ; +58%) expansions. Relative expansion of lagoons (25 m^2/y) and tidal channels (9 m^2/y) shows an inversion of their evolutionary trends induced by the inundation of former aquaculture ponds.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

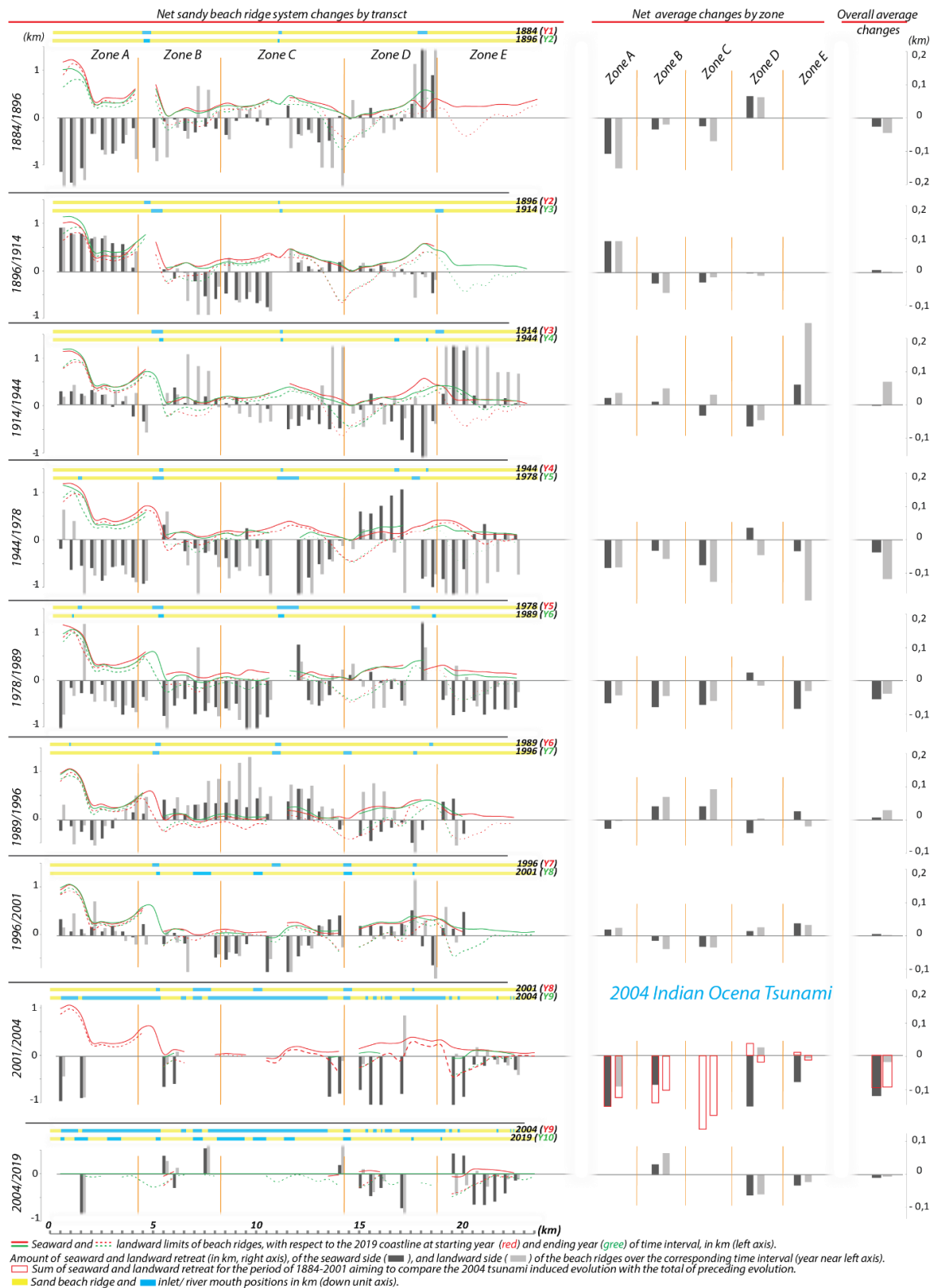


Figure VII.7: Morphometric measurement of the active coastal ridge for each given period. Left panel represents net changes projected along the shoreline of the delta from west to east during each time increment, whereas on the right these are average net changes by zone and period as well as overall net changes by zone.

VII.4.7 Principal component analysis: correlation between measured metrics

Principal component analysis (PCA) was conducted on seven variables, and therefore seven axes capture the total variance (PC1 55.1%, PC2 21.2%, PC3 16.9%, PC4 3.5%, PC5 2.8%, PC6 0.2% and PC7 0.09%). The first three axes capture 93% of the variance and are shown on two bi-plots (Fig. 8B). Principal axes PC1 and PC2 reveal an opposite evolution between some of the fluvial and coastal landforms. PC1 and PC3 highlight a twofold opposition. PC1 opposes trends between fluvial and coastal metrics, while PC3 opposes aquaculture ponds and tidal channels to coastal lagoons. Lagoons shrunk when aquaculture ponds expanded and beach ridges moved landward, which occurred when the Aceh River lengthened and narrowed. The PCA analysis also documents the degree of similarity in trends between all considered time intervals. The PC1+PC2 plot shows outliers: 1884-1896, 1989-1996, and 2001-2004. The 1884-1896 period stands out for its exceptionally high degree of natural mobility; 1989-1996 is affected by the aftermaths of river rectification in 1991 (Diposaptono and Mano, 1998), and 2001-2004 by the 2004 Indian Ocean Tsunami (Lavigne et al., 2009). In this respect, the recovery from the tsunami (2004-2019) only stands out as a period of enhanced evolution, rather than by any unusual dynamics.

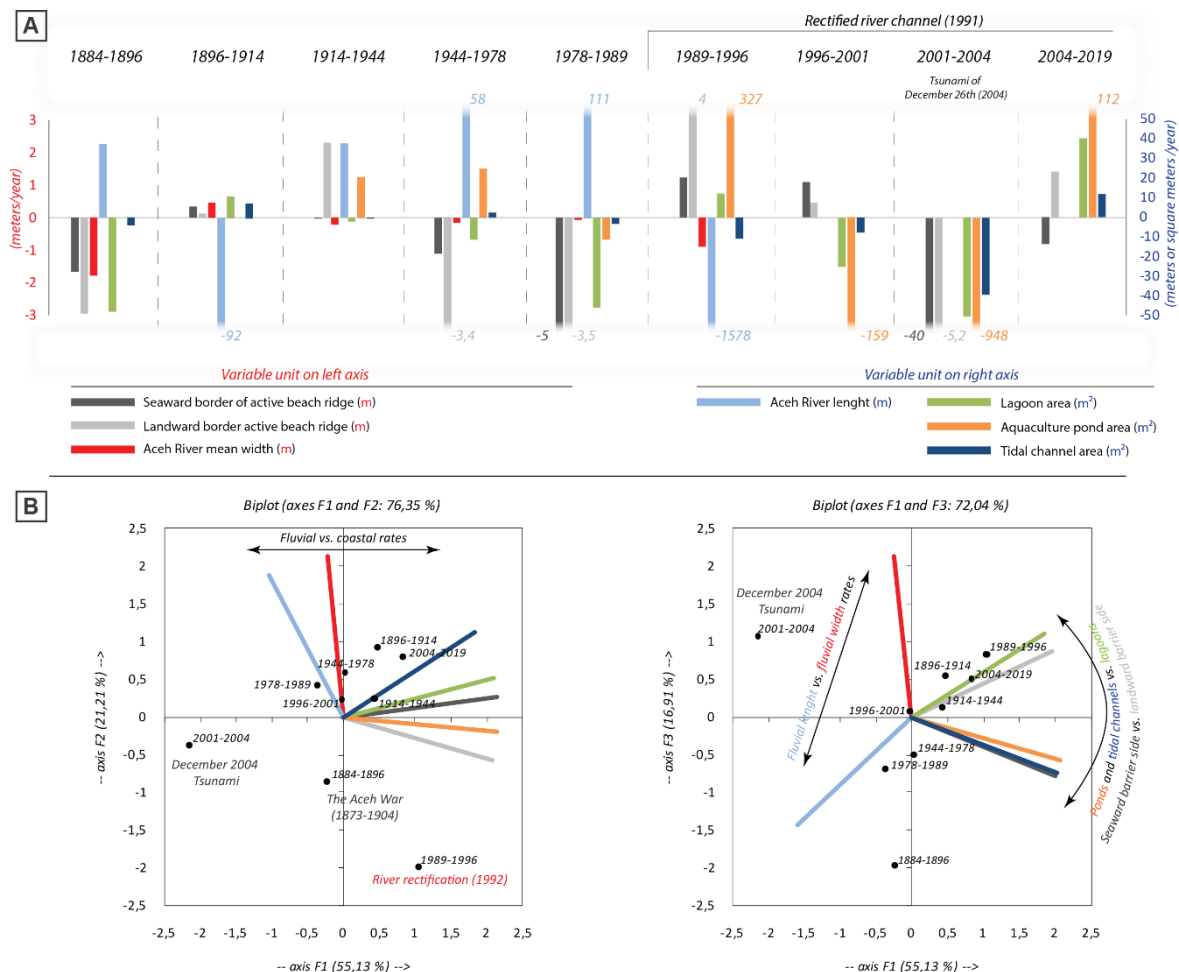


Figure VII.8: Rates of change of all measured landforms at each time step presented side to side (A). Principal Component Analysis of the rates of changes, projected on the first and second axis plane, and on the first and third axis plane (B).

VII.5. Discussion

VII.5.1 Cartographic dataset of Aceh: advantages and limits

Historical maps are valuable sources to document landscape dynamics (Alberico et al., 2018; Brandolini et al., 2020; Cremonini and Samonati, 2009; Hohensinner et al., 2013; Bondesan and Furlanetto, 2012). They are usually considered reliable starting in the 18th century, but in some cases, even pictorial maps from the 15-16th centuries, once georeferenced, have provided useful paleogeographic information (Bondesan and Furlanetto, 2012). The maps used in this study were produced by institutions with contrasted cartographic traditions and mapping protocols, preventing therefore automated identification and delineation (Brandolini et al., 2020). However, they stand out for their abundant landscape details (Wulandari et al., 2017). On these maps, the inner boundary of active coastal ridges is well defined, and clearly separates coastal ridges from lagoonal environments. Because Dutch colonial maps were used for navigation (Ito et al., 2012) they provide detailed representation of coastal features such as ridges, inlets, the Aceh River mouth, and coast-parallel tidal channels. Tidal mud flats are also well depicted, assisting the understanding of sea-lagoon connectivity and coastal lagoon confinement (Guelorget and Perthuisot, 1983). These historical maps carry inaccuracies that reflect: (i) differences in map purpose, which affects the way the natural features are depicted, (ii) differences in scale and (iii) to some extent, inaccuracies in the location of control-points (Leyk et al., 2005). This study shows that these inaccuracies remain within a very reasonable range (Table 1), considering the precision usually achieved using map georeferencing.

VII.5.2 Sediment fluxes and variations in along-shore coastal dynamics

Sediments delivered by the Aceh River and tidal channels tend to drift eastward along the coast. The greater amount of coastal accretion that takes place east of each sea inlet (Fig. 5 and 7) indicates a strong contribution of river sediment fluxes to the evolution of the coastline. At the scale of the entire delta shoreface, coastal drift explains the greater abundance of beach reaches in the eastern part of the delta, east of the outlet of the Aceh River. Such a marked asymmetry, promoted by coastal drift, appears to have prevailed throughout the seaward growth of the delta: prominent sets of imbricate, closely spaced beach ridges are stacked across the delta floodplain, east of the Aceh River, as far as 6 km from the present-day coast (Umitsu et al., 2007). They form the backstop of the currently active beach ridge, east of the Aceh River, which position has remained fairly stable over the past 130 years (Fig. 5 and 7). In contrast, the active beach ridges located west of the Aceh River are not backed by ancient beach ridges, but by vast expanses of mudflats. They underwent substantial landward retrogradation and narrowing over the investigated period (Fig. 7). This dissymmetry is also observed offshore, in the bathymetry of the shoreface (Meilianda et al., 2021), with a steeper shoreface being observed west of the Aceh River, which may result from a more limited input of sediment in the west. Part of the asymmetry may also result from faster subsidence in the western part of the delta, which occupies a tectonic trough located over the trace of the Great Sumatra Fault. On the Aceh delta, however, landforms are not offset by faults within 25 km of the coastline (Sieh and Natawidjaja, 2000). The only tectonic offsets identified so far are concentrated on the Seulimeum fault, east of the delta (Sieh and Natawidjaja, 2000). We therefore consider that sediment supply is the chief parameter that controls the sedimentary architecture of the delta.

VII.5.3 Sediment fluxes and the coevolution of fluvial and coastal landforms

Numerous studies have focused on either coastal or fluvial landform evolutions in deltas (Rhoads et al., 2016, Surian, 1999), but few studies have investigated them in association (Rossi et al., 2012). Our PCA analysis reveals an apparent coevolution of coastal and fluvial landforms, and some clustering in the time series (Fig. 8). The strongest correlations are observed between the lengthening of the Aceh River and the retreat of the coastline, and between the widening of the Aceh River and the advance of the coastline. During the 1884-1991 period, fluvial lengthening as a result of increasing sinuosity, and channel narrowing have been associated to decreasing sediment supply, while river widening and decrease in sinuosity have been found associated to increasing sediment supply (see also Section 5.4; Malavoi and Bravard, 2010). Considering that the amount of sediment delivered by the Aceh River and subsequently transported by coastal drift strongly influences coastline evolution (see previous section), a retreat of the coastline coeval to river lengthening is interpreted as resulting from a decrease in sediment supply, which is known to trigger shoreline erosion (Wang et al., 2006). Conversely, coastal accretion, coeval to channel widening, would result from increased delivery of sediment to the shoreface. Similar conclusions linking river sediment supply to coastal migration have been widely described in studies of other deltas (Aiello et al., 2013, Rossi et al., 2012; Ciavola et al., 1999). Other natural factors of coastal evolution, such as fluctuations in the wave regime, which controls the dispersal of sediment offshore, fluctuations in the rate of ground subsidence across the delta surface, or accelerating sea level rise, may have influenced the evolution of the coastline (Davidson-Arnott and Bauer, 2021). Their contribution, to the evolution of the Aceh River delta shoreline cannot be singled out, however, the evolution being dominated by the stronger signal produced by variations in sediment discharge along the Aceh River.

A notable correlation is observed between coastal retreat and the shrinking of the coastal lagoons (Fig. 5 and 8). Lagoons are known to shoal up naturally by progressive siltation (Guelorget and Perthuisot, 1983), and progressively convert to mudflats, drained by tidal channels. Here, the shrinking of the lagoons was mainly driven, on their seaside, by landward migration of beach ridges, and, to a lesser extent, on their landside, by natural siltation (Fig. 5 and 7). The process is particularly noticeable where beach ridges are narrower and coastal regression is greater (such as the SW end of the delta; Fig. 5, zone A). One possible interpretation of this correlation is that the sediments that form the narrow ridges (Fig. 7) are more easily carried into the lagoons by overwash or by wind (Davidson-Arnott et al., 2019; Bird, 1982). The sediment flux imbalance between the western and eastern parts of the delta therefore appears to control variations in lagoonal surface area along the coast.

VII.5.4 Anthropogenic forcing vs. natural evolution

On their landward side, lagoons, mudflats, and tidal channels have been largely converted into fishponds, and to a lesser extent, into farmlands and urbanized areas (Fig. 6). The earliest direct, manmade conversions over the investigated period occurred in the late 19th century, during the construction of a railway by the Dutch between the city of Banda Aceh and the sea (Feener et al., 2011). The disappearance of the lagoons, however, was mostly driven by coastal retreat (Fig. 6). Coastal retreat seems to reflect dwindling sediment supply along the coastline (see previous section). The coevolution of fluvial and coastal landforms suggests that sediment supply along the coastline is correlated to sediment supply along the Aceh River, and therefore, that sediment supply along the coastline, is controlled, at the decadal scale, by fluctuations in the amount of sediment provided by the Aceh River. Starting in 1944, breakwaters started being built along the coastline, first at the mouth of the Aceh River and some sea inlets. Further breakwaters were built in the following years at the mouth of the derivation

channel (Fig.5), during the construction of a port in the 1980s west of the Aceh River (Fig.5), and, in most recent times, immediately east of the Aceh River mouth. The construction of breakwaters disturbs and potentially impedes coastal drift. The influence of these structures on coastal drift, however, is not straightforward, as their construction does not seem to have aggravated or limited previous trends in any systematic manner, along the stretches of coast located on either side of the structures. This may reflect the fact that coastal drift exerts itself over a substantial distance from the coastline, or/and that the decrease in sediment supply has more profound, long-lasting effects on the coastline.

Likewise, direct, engineered modifications to the Aceh River course and of the measured landforms are fairly limited over most of the investigated period. Channel straightening and embankment, aimed at reducing river channel mobility and flood frequency, is recorded as early as the late 19th century, but was initially restricted to the immediate surroundings of Banda Aceh and to the railway. River shortening at the turn of the 20th century resulted from meander cut-off (Fig. 4, Meander M2), most likely man-made, to assist the construction and/or protection of the railroad. Stabilization of the river peaked in 1991 with the construction of the Alue Naga Floodway Canal, after which the evolution of the river is certainly no longer affected in any significant way by variations in sediment fluxes.

The PCA analysis, however, suggests that sediment fluxes delivered by the Aceh River where the main driver of fluctuations in fluvial and coastal landforms, before the late 20th century. These fluctuations could have natural and anthropic causes.

The Aceh River drains the Seulawah Agam volcano, an active stratovolcano which erupted in 1839 CE and in the early 16th century (Rock et al., 1982; Barber et al., 2005). The flank of the volcano that drains to the Aceh River is covered by youthful aprons of pyroclastic flow deposits. The reworking of such deposits, in the years following eruptions, strongly increases sediment load in rivers that drain such deposits. The observed 20th century decrease in sediment flux could therefore represent the slow return of the Aceh River to background levels of sediment supply, in the distal aftermaths of the 1839 eruption. No direct dating of the deposit is available, however, nor is there, at this time, any sediment tracing of this eruption that can help assessing its effect on the sediment discharge of the Aceh River.

Sediment supply could have also varied in association with climate change. Rainfall and temperature records in northern Sumatra (Kajita, 2019) document a decrease in rainfall between 1879 and 1900. Speleothem records, 200 km from Banda Aceh (Tan et al., 2019), suggest that dry spells (with average yearly precipitation of 2,000-2,500 mm/y) became longer during the second half of 20th century, after a distinctively wetter (3,500 – 4,000 mm/y) period between 1905 and 1910. This wetter interval coincides with a pulse of coastal progradation and river widening from 1896 and 1914 (Fig. 8). If sediment fluxes scale with precipitation in the Aceh delta, then the overall trend in decreased sediment flux could result from a decrease in surface runoff, resulting from a decrease in precipitation.

The land cover of the Aceh River catchment, however, experienced dramatic changes well before the boom in urbanization that characterizes the end of the 20th Century (Elias and Noone, 2011), which probably had a considerable influence on sediment fluxes. Earthworks related to the construction of Alue Naga Floodway Canal, for example, dispersed large quantity of sediments that spurred transient (Irham et al., 2018), localized progradation of the Aceh River delta apex, and of the eastern delta shoreline between 1996 and 2001 (Diposaptono and Mano, 1998). A general decrease in the amount of sediment transported by the Aceh River could result from the rise of monoculture and of forest protection, which tend to decrease overall flow, slopewash, and thereby soil erosion (Kunz et al., 2017).

Since the mid-20th century, rice production in the Aceh Province has not increased as fast as elsewhere in Indonesia due to droughts and low irrigation performances (Baihaqi et al., 2021; Panuju et al., 2013). In response, irrigation schemes, hillslope stabilization, and soil erosion mitigation programs were implemented (Azmeri et al., 2015). Irrigation schemes comprise the construction reservoirs that trap

the sediments delivered to the Aceh River. The Keuliling Reservoir (catchment area of: 38.2 km², Azmeri et al., 2015; Helmi et al., 2019), completed in 2008 in the catchment of the Aceh River, undergoes high sedimentation rates (Yulianur et al., 2015). Four other reservoirs, constructed since the 1990s, likewise impede the delivery of sediment to the delta. Sand and gravel extraction is also widespread along the tributaries of the river, and may contribute to the reduction of bed load fluxes.

Since the 1990s, urbanization has sprawled considerably across the delta, affecting surface runoff and sediment routing. Urbanization increased even considerably more after the 2004 tsunami (Meilianda et al., 2019), owing to massive recovery funding. Since the 1990s, therefore, urbanization has become a major agent of landform change across the delta, directly, by manmade modification of the landforms, and indirectly, through its effect on sediment supply. It is beyond the scope of this study, however, to specifically address the evolution of the delta over this most recent period.

VII.5.5 The 2004 tsunami scaled to 20th century fluvial-coastal evolution

During the century leading to the 2004 Indian Ocean Tsunami, the Aceh delta shoreline experienced overall almost a hundred meters of coastal retrogradation (Fig.7). In 2004, the tsunami induced on average 120 m of coastal retreat along the entire delta shoreface, representing ~ 53 % of the retreat between 1884 and 2019. Tsunami-induced coastal retreat more strongly affected the western part of the delta (Fig 7). We concur with Umitsu et al. (2007), that this difference most likely reflects the overall higher elevation, and greater topographic roughness of the delta plain, east of the Aceh River, which is produced by the stacking of beach ridges east of the Aceh River. The stacked ridges have reduced the depth and velocity of the incoming waves, and slowed the backwash. Land subsidence, and flooding, during the earthquake, could have also favored greater and faster inflow of the tsunami along the southern part of the delta. However, field investigations across the delta plain (Umitsu et al., 2007) indicate no detectable land subsidence associated to the earthquake.

After the tsunami, the along-shore continuity of the sandy coastline was reestablished through the closure of the numerous breaches that had been opened across the beach ridges (Fig.5, lower panel; Fig. 7, 2004/2019). Lagoons became isolated from the open sea, and fish ponds were soon rebuilt (Meilianda et al., 2019; Daly et al., 2017; Griffin et al., 2013). Seaward progradation of the coastline occurred locally on either side of the delta, but, overall, the post-tsunami evolution is characterized by a continuation of the previous trend of coastal retreat. This evolution is at odds to that of the western coast of the Aceh province, where rapid beach ridge rebuilding was observed, slowing down over time (Liew et al., 2010; Monecke et al., 2017). The absence of transient regrowth, along a coastline marked by an overall, century-long propensity to retrogradation, may result, in part or in whole, from the decrease in sediment fluxes along the shoreface. This effect may be aggravated by the reconstruction of ports and dykes, and to their expansion, at river and sea inlet mouths (Fig. 5 and 7). Lateral variations in the post-tsunami pattern of retreat along the coastline do not appear to be tied to these structures (Fig.7, 2004/2019), however, indicating that the phenomenon affects the entire delta shoreface. We suggest that the cumulative effects of a century of decreased sediment supply are instrumental in explaining the lack of significant post-tsunami recovery of the shoreline.

VII.5.6 Conclusion

We overlaid historical maps, aerial photographs and satellite images to track changes in fluvial and coastal landforms in the Aceh River delta over the last 130 years at ~15 years intervals.

Using these overlays, we documented seaward advances and landward retreat of the sandy coastline, the widening and narrowing of active beach ridges, and the spreading and shrinking of tidal channels, coastal lagoons and aquaculture ponds. We also tracked the evolution of the sinuosity, river length, and channel width of the Aceh River.

We then used principal component analysis to cross-correlate the evolution of these various landforms. The analysis revealed covariations between the length of the Aceh River driven by fluctuations of its sinuosity, the width of its channel, the migration of the coastline. The analysis also evidences some degree of covariation between the size of the lagoons and beach ridges, and that of the aforementioned parameters.

We interpret the covariation of channel width and river length as the manifestation of fluctuations in sediment fluxes along the river. Likewise, coastal migration and lagoon size are interpreted as controlled by fluctuations in sediment fluxes along the coastline. The covariation between coastal and fluvial forms suggests that it is the variations of sediment delivery of the Aceh River to the shoreface that controls variations in the coastline position at a decadal scale.

The analysis reveals an overall retreat of the coastline, shrinking of lagoons and mudflats, narrowing of the river and increase in sinuosity that, according to this interpretation, can all be explained by a reduction in sediment fluxes. The natural evolution of the studied landforms slowed down considerably after the 1980s, following the rectification of the Aceh River course, the digging of derivation channels, and the construction of dykes and harbors along the coastline.

The proposed decrease in sediment supply along the Aceh River could have anthropogenic causes, in particular the damming of many of the Aceh River tributaries, with possibly some contribution of reforestation and changes in agricultural practices across the catchment of the Aceh River.

The 2004 Indian Ocean tsunami produced an instantaneous retreat of the coastline which amounts to 53% of the coastal retreat accumulated over the studied time-span (1884-2019). No recovery of the coastline, toward its pre-tsunami position, is observed within the years following the tsunami. Instead, most of the previous trends resumed, although we lack time depth to statistically assess whether the trend accelerated or simply continued at the same pace.

Reconstruction efforts amplified the pre-existing massive urbanization of the delta and spurred ever more intense engineered reshaping and stabilization of its landforms. Considering, however, that coastal retreat has continued after the reconstruction, the ability of these structures to stabilize the coastline remains questionable.

VII.5.7 Acknowledgements

Permit to perform field work was granted by the Ministry of Research and Technology of the Republic of Indonesia. This study was funded by the French Ministry of Foreign Affairs, through a Partenariat Hubert Curien - Nusantara grant awarded to F. Lavigne, by an International Mobility Grant awarded to S. Chapkanski, by an Institut Universitaire de France (IUF) attributed to F. Lavigne and by the Laboratory of Physical Geography (LGP). The authors thank Cédric Bataille and Axel Heitz-Retamal for the help with the digitizing as well as Maureen Le Doaré for the proofreading. We warmly thank Tomy Afrizal, Tarmizi, Fajarul Aulia, Rifqi Irvansyah, Junaidi Saman, Hestia Melani, Nila Kanti and Andreas Surya Adiwinata Suherman for field work logistical and technical assistance as well as Diah Novitasari from the French School for Far East Studies (EFEO) in Jakarta for the collaboration and all the help with the administrative procedure and research permit authorizations. The authors thank gratefully the two anonymous reviewers and the Associate Editors for their constructive and detailed feedbacks permitting

to improve earlier versions of this manuscript. We highly appreciated the communication with the journal editorial members during the submission process.

Author contributions

The contribution of authors: conceptualization by C.S., and B.G., founding acquisition by C.S., L.F., and G. J-Ph., methodology C.S., T.C., C.J., and V.C., data collection by C.S., and T.C., resources by T.C., M.E., A.D., D.P., D.V., S.A., and S.B., software provision by L.F., and G. J-Ph., the supervision by L.F., and G. J-Ph, statistical analyses by C.S., figure performing by C.S., writing – initial draft by C.S., writing – reviewing and editing by C.S., B.G., L.F., M.E., N.I., M.J., A.D., D.V., S.A., S.B., D.P., H.B., Sw.A., C.J., V.C., and D.D.

Data availability statement

All the data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

À l'issue des chapitres V-VII (publiés dans des articles scientifiques), la cartographie diachronique des formes du relief obtenue à partir des approches géomatiques d'un côté, et les analyses physico-chimiques des sédiments actuels d'un autre, permettent de retracer la trajectoire d'évolution du delta du fleuve Aceh depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Ces résultats mettent en évidence une coévolution entre les dynamiques fluviales et côtières attestant ainsi que les variations des flux sédimentaires terrigènes qui arrivent à l'embouchure et leur distribution le long du littoral par la houle ont une influence majeure dans les dynamiques géomorphologiques actuelles et subactuelles du delta. L'anthropisation progressive des paysages deltaïques, l'endiguement du fleuve, la construction des retenues d'eau en tête de bassin versant et l'extraction des alluvions au cours du XX^{ème} siècle ont influencé considérablement le transit sédimentaire induisant le retrait progressif de la côte. Cette tendance semble s'accélérer à la suite du tsunami de 2004. Bien que les résultats présentés au sein des chapitres V-VII, mettent en évidence le retrait du littoral, de nombreux cordons sableux subparallèles à la côte témoignent de sa progradation durant la construction du delta. Déterminer les rythmes de progradation depuis l'initiation du delta, ainsi que le point de basculement entre progradation et retrogradation de la côte serait essentiel pour comprendre les facteurs de contrôles qui pourraient expliquer les caractéristiques spécifiques du delta dans son contexte géodynamique complexe. L'investigation rétrospective à long terme (plurimillénaire) à travers l'analyse des archives sédimentaires se révèle alors particulièrement intéressante pour proposer une reconstitution approfondie du delta du fleuve Aceh.



CHAPITRE VIII : STABILITY AND RAPID CHANGES DURING THE GROWTH OF THE HOLOCENE ACEH RIVER DELTA, SUMATRA: EFFECTS OF SUBSTRATE TOPOGRAPHY, SEA-LEVEL CHANGE, WAVE CLIMATE, TECTONICS, ERUPTIONS AND TSUNAMIS.

Le dernier chapitre de ce manuscrit de thèse (VIII), organisé sous la forme d'un article scientifique en préparation, a pour objectif de : (i) présenter une reconstitution de l'évolution du delta du fleuve Aceh depuis les six derniers millénaires et de (ii) discuter quelle combinaison de processus pourrait expliquer les caractéristiques spécifiques de l'évolution du delta. Le chapitre intègre des nombreuses données chronostratigraphiques, ainsi que des analyses physiques, minéralogiques et géochimiques des sédiments. Plus largement, il incorpore au sein de la discussion l'ensemble des résultats obtenus au sein des chapitres précédents (V-VII). Ce chapitre constitue ainsi une synthèse globale des résultats de cette thèse afin de permettre la reconstitution spatiale et temporelle globale de l'évolution du delta.

Stability and rapid changes during the growth of the Holocene Aceh River delta, Sumatra: effects of substrate topography, sea-level change, wave climate, tectonics, eruptions and tsunamis.

Stoil Chapkanski^{1,2}, Gilles Brocard³, Franck Lavigne², Tomy Afrizal⁴, Ella Meilianda⁵, Nazli Ismail⁶, Jędrzej Majewski⁷, Patrick Daly⁸, Benjamin Horton⁸, Adam Switzer⁸, Annika Steuer⁹, Bernhard Siemon⁹, Darusman Darusman¹⁰, Clément Virmoux², Jean-Philippe Goiran³

¹University of Rouen Normandy, IDEES Laboratory, UMR 6266, CNRS, 17 Rue Lavoisier, 76821, Mont Saint-Aignan, France.

²University Paris 1, Panthéon-Sorbonne – Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591, CNRS, 2 Rue Henri Dunant, 94320, Thiais, France.

³Archéorient, UMR 5133, University of Lyon 2-CNRS, 7 rue Raulin, 69007 Lyon, France.

⁴Graduate School of Mathematics and Applied Science, Syiah Kuala University, Banda Aceh 23111, Indonesia

⁵Tsunami and Disaster Mitigation Research Center (TDMRC), Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh 23233, Indonesia.

⁶Department of Geophysics, Syiah Kuala University, Banda Aceh 23111, Indonesia

⁷Geohazards Research Unit, Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, Ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680, Poznań, Poland

⁸Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, 50 Nanyang Av, Block N2-01a-15, 639798 Singapore

⁹Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Stilleweg 2, D-30655 Hannover, Germany

¹⁰Post-Graduate School, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh 23111, Indonesia

VIII.1. Abstract

We conducted an analysis of the sedimentary architecture and Holocene evolution of the Aceh River delta, northern Sumatra, based on the analysis of 50 boreholes. The reconstruction relies on 44 radiocarbon ages, ~880 physicochemical and mineralogical analysis based on X-Ray Fluorescence (XRF), Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS) and multivariate statistics for sediment provenance determinations. The reconstruction also benefits from resistivity maps produced during recent helicopter-borne electromagnetic (HEM) surveys, and from earlier geomorphological studies of the delta, allowing an integrated reconstruction of delta evolution over the past 7 kyrs. Four additional radiocarbon ages were obtained on *Lithophaga lithophaga* shell remains to constrain the evolution of sea-level over the period.

The delta initiated in the drowned valley of the Aceh River, presumably during the mid-Holocene sea-level rise deceleration around 6 ka BCE. Rapid initial progradation resulted in the delta reaching ~1/4 of its current length by 4.5 ka BCE, despite continuing sea-level rise to a highstand ~ 3m higher than today. As the delta expanded seaward, exposure to swell increased and large strandplain accreted along the delta front from 4 to 1 ka BCE. The delta thus evolved asymmetrically, with higher, tightly-stacked beach ridges in the east, which accreted at 0.5 km/ky. Meanwhile, the Aceh River maintained a single channel, rather than multiple distributaries, and its course remained stable, along the western side of the delta, burying the western strandplain under floodplain with sediments consistently sourced from the same feeding areas. After 0.5 ka BCE, however, the rate of delta progradation increased to 1 km/ky, generating low laying and wider spaced beach ridges. A series of river avulsions between 0.5 ka and 1.6

ka CE shifted the river course three times, from the west to the center of the delta. An asymmetric cusplate promontory grew at 2 km/ky after 0.5 ka in front of the current mouth of the river, projecting 1km offshore the current coastline, before eroding in the past few centuries.

We interpret the overall decrease in the pace of progradation under stalling or falling sea level as controlled by the topography of substrate onto which the delta grows, and to increasing swell exposure and ensuing sediment dispersal. The stability of the Aceh River course to the west is ascribed to greater subsidence in the western delta, controlled by sediment thickness and possibly tectonic slip on a local strand of the Great Sumatra fault. The strong asymmetry in the architecture of delta was further amplified by the wave climate. The coeval formation of a cusplate promontory and successive avulsions of the Aceh River are likely produced by an increase in sediment delivery to the delta. The uptick in volcanically-sourced sediment provenance suggests that the increase may have been produced by an eruption in the river catchment. Alternately, or in combination, a high-intensity earthquake, wetter climate, and land use change represent other potential factors of sediment flux increase. It has been hypothesized that the large tsunamis that struck the delta before the 2004 Indian Ocean Tsunami influenced the distribution of human settlements across the delta. In any case, we find here no evidence of a significant contribution of the tsunamis to the evolution of the delta.

Keywords: Aceh River delta, Sumatra, sediment cores, palaeogeography, chronostratigraphy, Holocene, sediment provenance.

VIII.2. Introduction

Most modern river deltas initiated in the mid-Holocene, between 9 and 6 ka BP, during a pronounced phase of deceleration in post-glacial sea-level rise (Stanley & Warne, 1994). Delta growth has since been controlled by the influx of river-borne sediments, often delivered across the delta plain by distributary channels and, along the shoreline by currents and waves (Anthony, 2015; Bird, 2011). The production and delivery of sediment from the feeding catchments may fluctuate and affect delta growth (Dai et al., 2009; Vakarelov & Ainsworth, 2013; Warrick, 2020). Likewise, sediment dispersal at sea fluctuates with wave climate (Anthony, 2005; Nienhuis et al., 2015), tides (Goodbred & Saito, 2012), sea-level change (Cattaneo and Steel, 2003) and the shifting location of distributary channel mouths (Hijma et al., 2017). Sediment accumulation over the delta plains is controlled by the hydrological regime and sediment supply (Yang et al., 2006a; 2002; Roberts, 1997), channel migration (Stouthamer et al., 2011), tectonics (Anthony, 2015), and land use (Anthony et al., 2014). The interplay of these processes then drives the overall pace of delta pro- and retro-gradation, generating a variety of low-relief fluvial, marine and eolian landforms (Nanson et al., 2013). Their lateral and vertical arrangement, together with their sediment characteristics, provide insights on the long-term evolutionary patterns of deltas and their main controlling factors (Korus and Fielding, 2015).

The deceleration of sea-level rise and sediment discharge have been regarded as the major modulators of delta initiation and progradation (Wei et al., 2016; Panin et al., 2016; Milli et al., 2013; Song et al., 2013; Ta et al., 2005; Vella et al., 2005; Mathers et al., 1999). Delta progradation increases when sea-level steadies or falls (Xue et al., 2010; Funabiki et al., 2007; Tanabe et al., 2003) owing to shrinking accommodation space. In some instances, however, deltas have prograded substantially under rising sea-level (Cearreta et al., 2016; Zong et al., 2012) where substrate topography restricts accommodation space (Warne et al., 2002), sediment discharge is high (Oliver et al., 2020; Zhang et al., 2018; Zong et al., 2009), wave climate suppresses progradation (Tanabe et al., 2006), and the mouth of distributary channels remains stable (Hori et al., 2002; 2001). River course stability or migration is function of sediment discharge (Hori et al., 2002; 2001), overall delta plain aggradation (Stouthamer et al., 2011), subsidence pattern (Allison et al., 2003; Sornoza et al., 1998), tectonics (Berendsen and Stouthamer, 2000), sea-level fluctuations (Sornoza et al., 1998), and river management (Bellotti et al., 2004). Delta evolution is also affected by sediment provenance (Oliver et al., 2020), volcanic eruptions (Nooren et al., 2017; Milli et al., 2013), monsoonal precipitations (Zong et al., 2012; 2009), and deforestation (Nageswara Rao et al., 2015; Tanabe et al., 2006). Many deltas have grown more rapidly over the last two millennia by human-induced erosion in their feeding catchments (Tamura et al., 2009; Zong et al., 2009; Bellotti et al., 2004).

Among all these factors, the effects of substratum topography, wave climate, drainage stability and pulsed volcanic inputs have been less considered as these are seemingly site-specific. Nonetheless, these processes may be important in numerous deltas of south-east Asia, many of which are currently facing rapid land loss (Nienhuis et al., 2021), a trend which can be reverted or enhanced by volcanic eruptions (Beselly et al., 2021; Kuenzi et al., 1979), earthquakes (Kelsey et al., 2015; Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012), ground shaking, soil liquefaction, and tsunami landing (Rubin et al., 2017; Monecke et al., 2008; Latief et al., 2000).

The Aceh River delta, at the northern tip of Sumatra, Indonesia, is crosscut by the north-westernmost emerged strand of the Great Sumatra fault (Fernández-Blanco et al., 2016; Genrich et al., 2000; Ito et al., 2012; Tabei et al., 2015), and lies near the Sunda subduction zone. It has therefore evolved under the influence of megathrust earthquakes (Kelsey et al., 2015; Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012), proximal large earthquakes on the Sumatra Fault, and large tsunamis (Latief et al., 2000;

Monecke et al., 2008; Rubin et al., 2017; Sieh et al., 2015; Wassmer et al., 2015). Its feeding catchment drains the active Seulawah Agam stratovolcano, which erupted in early 16th and mid-19th centuries (Barber et al., 2005; Rock et al., 1982). Its coastline was also struck more than any other by the 2004 Indian Ocean Tsunami, the largest tsunami of the past century (Doocy et al., 2007; Levy & Gopalakrishnan, 2005). The tsunami reached a height of 35 m in front of the delta plain, penetrating as far as 10 km inland (Lavigne et al., 2009). Holocene megathrust earthquakes, volcanic eruptions and predecessors of the 2004 Indian Ocean tsunami may have significantly impacted its fluvial and coastal dynamics, thereby affecting its growth and overall architecture.

However, little is known on the evolution of this delta. Quantitative tracking the evolution of its landforms over the past 150 years (Chapkanski et al., 2022b), shown a strong coevolution of fluvial and coastal landforms with changing sediment delivery (Chapkanski et al., 2022c). Deeper-time studies have a very low temporal and spatial resolution as little subsurface sediment has been dated (Culshaw et al., 1979). Helicopter-borne electromagnetic (HEM) surveys have provided a first glimpse on the inner architecture of the delta (Chapkanski et al., 2023; Siemon and Steuer, 2011). A higher-resolution reconstruction of the delta evolution is therefore necessary to assess the contribution of local and regional factors to the evolution of this delta, currently affected by rapid and widespread erosion of its coastline before and after the 2004 tsunami (Chapkanski et al., 2022b; Meilianda et al., 2021; 2010). Such a study will help foresee the changes that could arise from earthquakes, eruptions and tsunamis affecting the delta in the future, and inform land planning.

To achieve this, we first collected 880 samples within 50 boreholes of the Aceh River delta and then assessed their chronostratigraphy, as well as their physicochemical and mineralogical down-depth variations based on grain-sizes, magnetic susceptibility, x-ray fluorescence and mid-infrared spectroscopy. These data were then processed using principal component analysis and discriminant analysis to evaluate the provenance of sediments and their spatial changes along the delta. The results incorporate the interpretation of helicopter-borne electromagnetic (HEM) surveys and earlier geomorphological mapping (Chapkanski et al., 2023), stratigraphic investigations (Rusdy et al., 2020; Culshaw et al., 1979), and sediment provenance fingerprinting of the modern sediments (Chapkanski et al., 2022c), to expose an integrated reconstruction of delta evolution over the past 7 kyrs. We hereafter first discuss the geomorphological effects and dynamics that drove the observed distribution of sediment provenances during the delta growth. We then discuss the combined effects of parameters controlling the delta growth, including sea-level variations, pre-Holocene topography, wave climate, tectonics, precipitations, eruptions and tsunamis. Finally, we discuss how these geomorphological evolutions influenced the social-environment human adaptation during the last millennium.

VIII.3. General context

The Aceh delta lies at the northern tip of Sumatra Island, in Indonesia. The climate of northern Sumatra is tropical, characterized by a low daily temperature range of 25-32 °C year-round, and high average humidity (> 80%). Annual rainfall across the northern tip of the island increases from 1,500 mm on northeast coast to 3,500 mm along the southwest coast (Fig. 1), averaging 1,600 mm over the delta. Precipitation increases with elevation, reaching 5,000 mm/y on the highest part of its watershed (Ploethner and Siemon, 2006; Muis et al., 2016). The dry season stretches from June to July at <100 mm/month. The rainy (monsoon) season peaks in November and December with more than 300 mm/month. The delta architecture is swell-dominated. From October to March, marine swell approaches the delta from the NW. From April to September, it approaches the delta mostly from the NE. Swell thus generates alternating a resulting long-shore drift alternately to the NE and SW (Diposaptono and Mano,

1998). The majority of sediments are provided by the Aceh River itself, which has a length of ~ 150 km and a catchment area of 1,568 km² (Syvitski et al., 2014). Its minimum and maximum recorded discharges are 176 m³/s and 1,700 m³/s over a period of 9 years (Syvitski et al., 2014).

VIII.3.1 Geology and Holocene sea-level variations

The Aceh River delta developed along the axis of an asymmetric sedimentary trough basin set along the trace of the left-lateral Great Sumatran fault. The delta is flanked to the SW (left side) by 1900 m-high mountains made of Jurassic to Cretaceous limestones eroded into steep tropical karstic landforms. These mountains are fringed next to the delta plain by low-lying (< 500 m) foothills of Oligocene silts and sandstones. On its NE (right) side, the delta is flanked by a broad anticline folding Pleistocene andesitic to dacitic volcanic rocks (400 m), overlain by the quaternary andesitic Seulawah Agam volcano (1810 m). The Aceh River headwaters host the tallest mountains of its catchment (2,100 m), underlain by Cretaceous, phyllites, schists, and weakly metamorphic mafic to intermediate volcanics. Downstream, the river flows through hills of Miocene mudstone and sandstone (Fig. 1, Culshaw et al., 1979). Upon reaching the trough basin, the Great Sumatra fault splays into two major parallel left-lateral strike-slip faults: the Seulimeum fault, to the NE of the delta and the Aceh fault within the delta. The Seulimeum fault displays a well-defined trace across the flanks of the Seulawah Agam volcano and surrounding volcanic hills. The Aceh fault has a well-identified trace in the foothills along the left margin of the delta, which vanishes into the Holocene sediments of the delta (Tabei et al., 2015; Genrich et al., 2000; Ito et al., 2012; Fernández-Blanco et al., 2016). Before reaching its delta, the Aceh River crosses the sedimentary basin through a terraced valley (Montagne, 1963). The delta filled the lower reaches of the Aceh River valley during the Holocene (Farr and Djaeni, 1975; Culshaw et al., 1979). The thickness of Quaternary sediments reaches 180 m in the central part of the delta (Culshaw et al., 1979). The present-day delta started to form during the Holocene after sea-level rose from - 70 meters at 10 ka BP to a highstand ~ 3 m above current sea level during at 5.5 ka during the mid-Holocene, before gradually falling to its current level, as documented by sea-level indicators in the Andaman Sea (Scheffers et al., 2012, Tjia, 1996) and in the Malacca strait (Geyh et al., 1979).

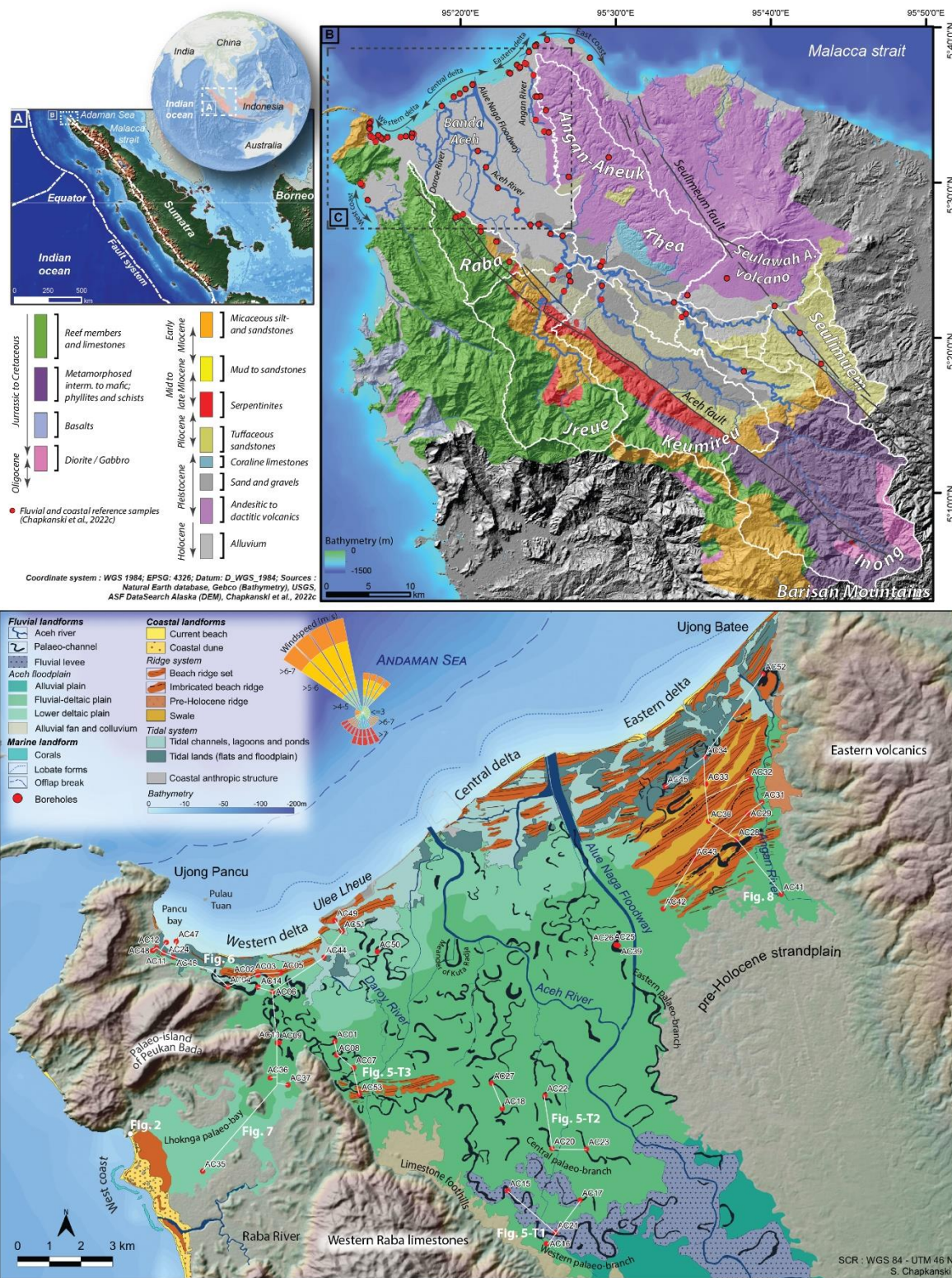


Figure VIII.1. Location map of the study area at different scales. (A) Sumatra island in the southeast Asia, (B) Hydrological and geological setting of the Aceh River catchment. Location of surface-collected samples are indicated. (C) Geomorphological map of the Aceh River delta. Borehole locations (red dots) and transect cross-sections (white lines) are shown (Fig. 5-8).

VIII.3.2 Mineralogy and geochemistry of the Aceh River catchment rocks

Aceh delta sediments have been grouped into a few populations that share similar mineralogical and geochemical affinities (Chapkanski et al., 2022c). They fingerprint different parts of its catchment. Sediment tracking from micaceous silt, mud and sandstones, phyllites/schists, and limestones from the south-west sub-catchments (Seulimuem, Inong, Keumireu and Jreue, or SIKJ, Fig. 1B) are rich in Si, K, Mg, Ca, corresponding to abundant quartz, K-feldspars, calcite, illite, and chlorite (Chapkanski et al., 2022c). Sediment tracking from the NE side volcanic terrains (Angan, Aneuk, Khea and Seulawah Agam, or ASA; Fig. 1B) have higher concentrations in Fe, Al, Ti, and greater abundances of Na-feldspars, biotite and heavy minerals. Beach sand along the delta front and the sandy load of the Aceh River across the delta are a mixture of all sub-catchment sediment, rich in Si and K, with great abundance of quartz, illite, chlorite and augite. Beach sand, away from the delta, is enriched in bioclasts, rich in Ca, calcite, and aragonite, while the terrigenous fraction is rich in quartz, garnet, rutile, and biotite (Chapkanski et al., 2022c).

VIII.3.3 Geomorphology of the Aceh River delta

The delta is 14 km long, from its apex to the coast, and 20 km wide at the coast. The lower delta plain is occupied by tidal flats, lagoons, fish ponds, and tidal channels (Fig. 1C). The surface of the plain rises progressively to 20 m asl at the apex. Palaeochannel belts and their associated levees run parallel the currently active channel of Aceh River and tend to cluster toward the west margin of the delta (Chapkanski et al., 2023). The west margin is separated from these ancient channels by small alluvial fans and eroded terraces that rise to ~ 30 m above the delta plain. Prior to the construction of a derivation channel in 1992 (the Alue Naga Floodway Canal) for flood management near the town of Banda Aceh (Diposaptono and Mano, 1998), the Aceh River was a weakly embanked meandering river (Chapkanski et al., 2022b). Irregularly spaced beach and chenier ridges deposited during delta progradation form a strandplain behind the current coastline that extends 8 km inland (Fig. 1C). The Holocene delta fills a marine lowstand valley incised into an earlier highstand delta, which strandplain lies ~ 20 m above the Holocene delta plain. That Pleistocene strandplain is dissected by a dense network of small valleys. The delta coast is distinctively asymmetrical across the Aceh River axis, characterized by narrow beaches and closely stacked, high-standing beach ridges on the right side of the delta, and by extensive intertidal flats separating by loosely stacked low-lying beach ridges on the left side. The delta front is currently fed in sediment by the Aceh River and its Alue Naga Floodway Canal. The sediment mainly originates from the Seulimuem, Inong and Keumireu-Jreue sub-catchments which together drain ~70% of the Aceh River catchment (Chapkanski et al., 2022c).

VIII.4. Material and Methods

This study relies on a multi-proxy analytical approach integrating: (i) field surveys and sample collections, (ii) radiocarbon dating, (iii) physico-chemical and mineralogical characterization of samples, and (iv) multivariate statistics. It elaborates on earlier works that provide: (i) a palaeogeographic reconstruction of the delta since the 19th century (Chapkanski et al., 2022b), (ii) a stratigraphic framework through the interpretation of helicopter-borne electromagnetic (HEM) surveys and geomorphological mapping of the delta (Chapkanski et al., 2023), (iii) stratigraphic investigations (Rusdy et al., 2020; Culshaw et al., 1979), (iv) and sediment provenance fingerprinting of modern sediments (Chapkanski et al., 2022c).

VIII.4.1 Field sampling

VIII.4.1.1 Hand auger coring

Fifty hand-auger boreholes 2 to 4 m in length were collected in 2018 and 2019 in ancient channels, fluvial levees, beach ridges, swales and tidal flats across the delta plain (Fig. 1C), previously identified on satellite images and topographic maps (Chapkanski et al., 2023). Sediment facies information collected in the field includes estimates of sediment color, texture, hardness, and the presence of oxidation marks, shells, organic matter and plant remains. This information was used to define stratigraphic units, named by depositional environment type and coded with three to four letters. Stratigraphic logs were generated using Strater 3.2.6 (Golden Software, Colorado, USA). They were graphically improved using Adobe Illustrator 23 (Adobe Inc., California, USA). A total of 525 core samples, each 5-10 cm thick, were extracted from the boreholes every 10 cm. The upper 50 cm were discarded because they display pervasive bioturbation and anthropogenic reworking. The overall grain size spectrum of the sediment ranges from clay to coarse sand.

VIII.4.1.2 Past sea-level indicators

The sea-level highstand, and the subsequent sea-level fall documented around north Sumatra could have significantly influenced the development of the Aceh River delta. In order to constrain the age and amplitude of this highstand within the study area, we sampled four *Lithophaga lithophaga* shell remains in their boreholes at different elevations (+1m, +2m, +3m above low tide sea-level) on a limestone cliff located 6 km to the SW of the delta (Fig. 1C; 2). *Lithophaga* living environment range ranges from sub-littoral up to the mid-littoral (Rovere et al., 2015; Laborel and Laborel-Deguen, 1994; 1996). It is used here as an indicator of permanent submergence.

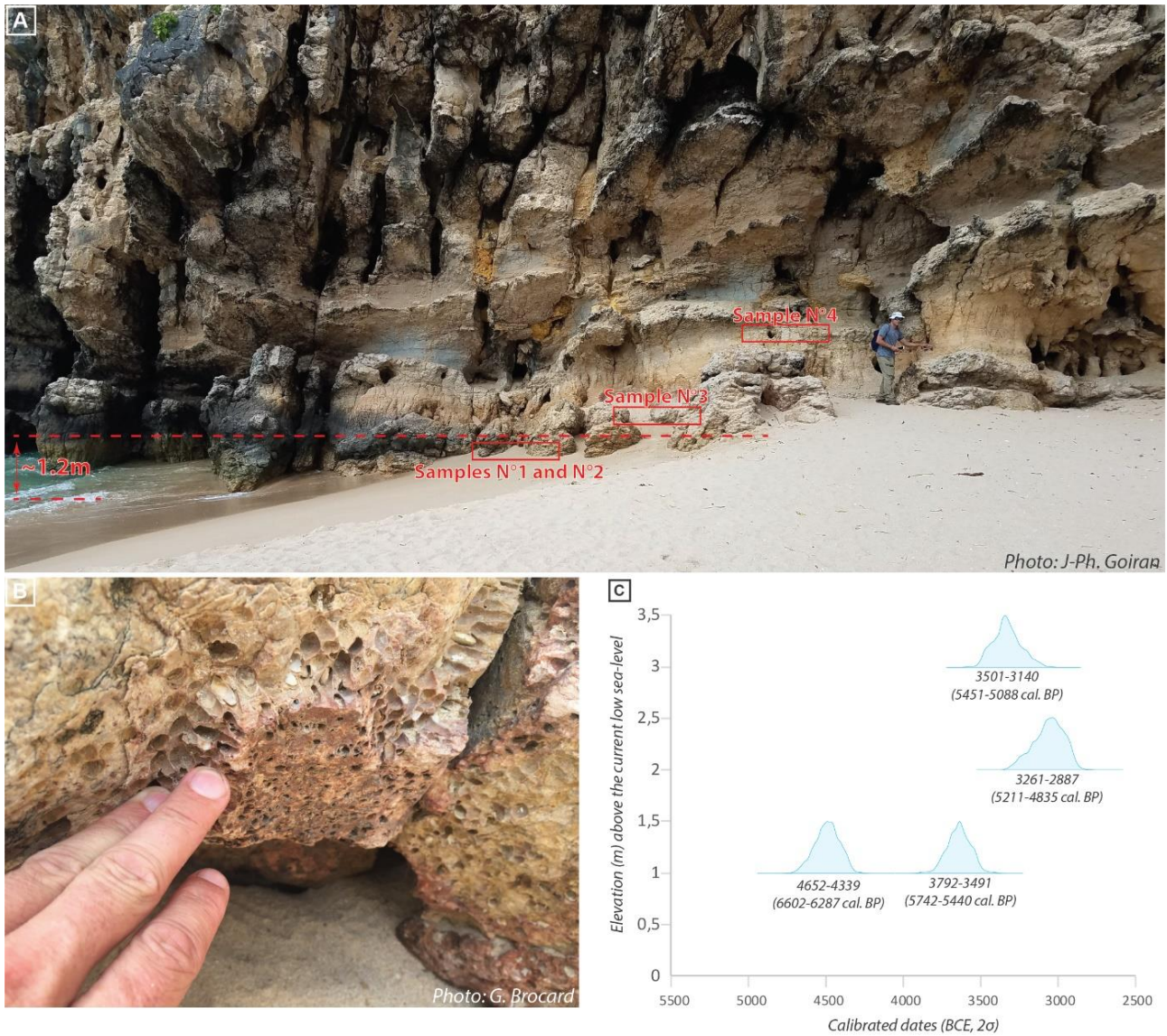


Figure VIII.2: *Lithophaga lithophaga* shell remains extracted from their boreholes at different elevations in a coastal cliff (A and B). Radiocarbon dates of shell remains (C).

VIII.4.2 Laboratory measurements

We implemented an eight-step approach that combines laboratory measurements and multivariate statistics to track changes in sediment provenance over time in the delta (Fig. 3). The approach is fed with chronological constraints, thus tracking changes in sediment grain size, mineralogical, and chemical composition over time. The compositional affinity of the sediments to watershed rock types is then used to track changes in sediment sources.

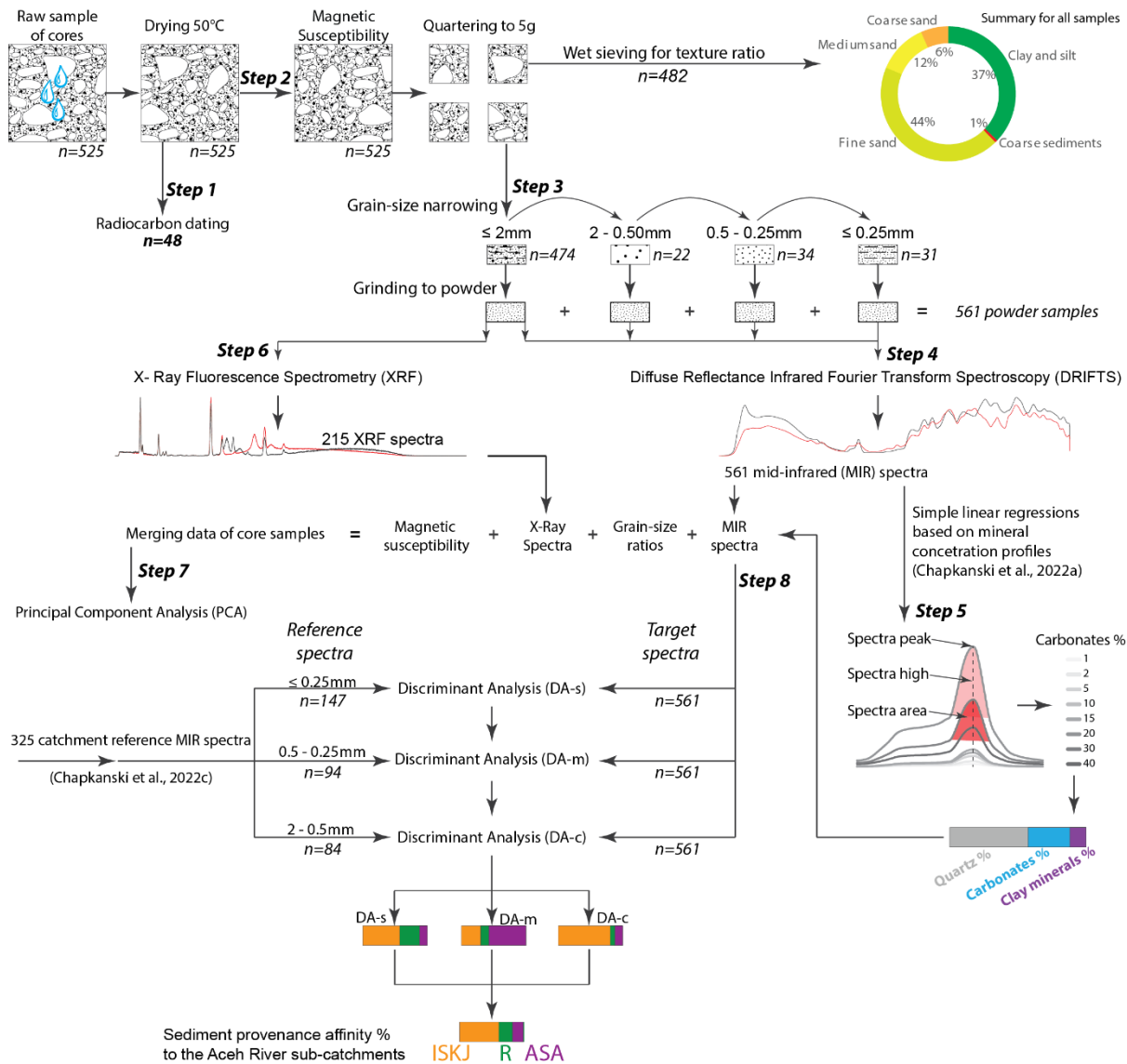


Figure VIII.3. Schematic demonstration of the nine-step methodological approach.

VIII.4.2.1 Radiocarbon dating (Step 1)

Radiocarbon samples (n=44) were extracted from the cores for ^{14}C accelerator mass spectrometry (AMS) dating. The samples were prepared at the Center for Radiocarbon dating of Lyon, UMR 5138, University of Lyon 1, and measured on the LMC14 *Artemis* facility in Saclay, France (Table 1). Radiocarbon ages were converted to calendar years using the online calibration software IntCal20, using the Northern Hemisphere atmospheric (Reimer et al., 2020) and marine (Heaton et al., 2020) calibration curves (Table 1).

VIII.4.2.2 Magnetic susceptibility and texture ratios (Step 2)

All the samples (n=525) used in this study (Fig. 3) were dried in an oven at 50°C for seven days. Their magnetic susceptibility was measured using a Bartington MS2 susceptibility meter equipped with a MS2F probe (Oxon, UK) (Dearing, 1999). Five grams of 482 bulk sediment samples were used to measure the proportion of the clay-silt, sand, and coarser fractions by wet sieving through 0.063 mm and 2 mm-mesh size stainless steel sieves. The sand fraction was then sub-sieved at 0.25, 0.5 and 1 mm to document the grain-size distribution in the sand fraction (fine, medium and coarse sand).

VIII.4.2.3 Mineralogical composition by Mid-Infrared Spectroscopy (MIRS, Step 3-5)

Five grams of 474 samples from 39 different cores were wet-sieved through 2 mm-mesh size stainless steel sieves to eliminate the coarsest fraction (> 2 mm). In addition, 34 randomly selected samples were sub-sieved through 0.25 mm and 0.5 mm-mesh size sieves to test whether mineralogical and chemical composition varies across fractions (Lacey et al., 2017; Collins et al., 2020; Gholami et al., 2019). Additional information is available in supplemental (S1). The analysis was conducted on the 474 bulk samples (below < 2 mm), on 31 clay – fine sand fractions (< 0.25 mm), 34 medium sands (0.25 – 0.5 mm), and 22 coarse sands (0.5–2 mm). All 561 samples were ground to fine homogenous powder using an agate mortar and pestle, and subsequently dried in an oven at 50°C for 24h prior to infrared measurement.

Their Mid-Infrared (MIR) spectra were measured using a FT-IR Frontier Spectrometer equipped with a KBr beam splitter, a diffuse reflectance sampling accessory, and a TGS detector (PerkinElmer, Waltham, MA, USA), at the analytical platform of the Archéorient Laboratory – UMR 5133 (Ardèche, France). For the measurement, 20 mg of each sample were placed into a cup and scanned from 4,000 to 450 cm^{-1} in 2 cm^{-1} wavenumber increments. Dried powdered potassium bromide (KBr) was used as background sample. Additional methodological details are provided in Chapkanski et al. (2022c).

The assessment of the mineralogical composition based on mid-infrared spectra was obtained by comparing sample spectra with pure mineral spectra databases from various libraries (Chapkanski et al., 2021a, b). Absorbance peak (quartz, 1,160 cm^{-1} ; carbonates, 2,512 cm^{-1} ; clay minerals, 3,622 cm^{-1}) areas were converted into mineral abundances using calibration curves elaborated using artificial synthetic mineral mixtures with predefined abundances Chapkanski et al. (2022a). Additional information is available in the supplement (S2).

VIII.4.3 Chemical composition by portable X-Ray Fluorescence (p-XRF, Step 6)

A subpopulation of 215 randomly-selected samples from 21 different cores, representative of each stratigraphic unit, was analyzed by portable XRF. Major (Fe, Ti, Ca, K, Al, Si, Mg, Mn) and trace elements (Nd, Pr, Ce, La, Ba, Nb, Zr, Y, Sr, Th, Rb, As, Pb, Zn, Cu, Cr, V, Cl, S) were measured on the ground bulk sediments from MIR analysis at step 3 using a portable X-ray fluorescence Thermo Scientific NITON XL3t analyzer (Waltham, MA, USA), equipped with a 50-kV Au-tube (Fig. 3) at the Laboratory of Physical

Geography – UMR 8591, University of Paris 1, Pantheon-Sorbonne, France. The powdered samples were covered with an ultrafine low sulfur polypropylene film. Element concentrations were measured using the 4-beam mining mode Cu/Zn. Measurement duration was 60 s per beam. Instrumental uncertainties of the listed elements are lower than $\pm 5 \%$ (2σ).

VIII.4.4 Multivariate analyses

Mathematical pretreatment of mid-infrared spectra and element concentrations prior to multivariate analyses are detailed in Chapkanski et al. (2022c).

VIII.4.4.1 Principal component analysis (PCA, Step 7)

A matrix that combines grain-size, magnetic susceptibility, infrared spectra wavenumbers and p-XRF-derived element concentrations was subjected to Principal Component Analysis (PCA) using the Camo Unscrambler 10.3 software (Oslo, Norway), in order to: (i) identify composition clusters (Fig. 4), (ii) characterize the physical, geochemical and mineralogical fingerprint of these clusters, and (iii) associate the clusters to specific stratigraphic layers and their corresponding depositional environments.

VIII.4.4.2 Discriminant analyses (DA, Step 8)

The MIR spectral dataset ($n=325$) that fed a previous discriminant analysis (DA) for sediment fingerprinting of modern beach sands and rivers in Aceh (Chapkanski et al., 2022c). was reused as sediment source reference, to determine the provenance of the ancient sediments analyzed here ($n=561$). The reference spectra were split into three sediment sources which, together with the ancient sediments were all ($n=886$) subjected to discriminant analyses (DA) using a stepwise selection algorithm using the software IBM SPSS statistics 20.0 (Armonk, NY, USA). The degree of affinity of the ancient sediments to the three modern sediment sources is expressed as percentage of contribution of each source. Addition information is available in supplemental (S3).

VIII.5. Results and interpretations

VIII.5.1 Age and amplitude of the Mid-Holocene sea-level high stand

The four radiocarbon ages of *Lithophaga lithophaga* (Table 1) indicate that low tide sea level stood above +1m in 4.7-4.3 ka BCE and 3.8-3.5 ka BCE; above +2m in 3.2-2.9 ka BCE, and above +3m in 3.5-3.1 ka BCE (Fig. 2-C). Its amplitude and age are similar to that (+ 3 m, ~ 6.5 ka) observed in the Andaman Sea (Scheffers et al., 2012, Tjia, 1996) and Malacca strait (Geyh et al., 1979). Its apparent amplitude, however, may incorporate the effects of tectonic uplift or subsidence (see discussion).

Table VIII.1. Radiocarbon age determination of the borehole samples and *Lithophaga lithophaga* shell remains. For marine calibration, the radiocarbon reservoir effect is 550 years with Delta R=0. with Delta R=0. years with Delta R=0.

Site	Core ID	Upper limit	Lower limit	Laboratory code	Dating support	14 C age in BP	±	Calibration Curve	Calibrated Age BP	Calibrated Age BCE/CE	Median Age BCE/CE	Median ka Age BCE/CE
Aceh River Delta	Below topographic level											
	AC01	305	310	Lyon-16649(SaCA-57584)	Organic matter	Modern						
	AC03	210	215	Lyon-16646(SaCA-57581)	Organic matter	2095	30	Reimer et al., 2020	2146-1949	197 BCE - 1 CE	-98	0.1 ± 0.1 BCE/CE
	AC04	220	220	Lyon-16645(SaCA-57580)	Organic matter	2155	30	Reimer et al., 2020	2304-2004	354-55 BCE	-205	0.2 ± 0.2 BCE
	AC04	250	255	Lyon-16647(SaCA-57581)	Organic matter	2190	30	Reimer et al., 2020	2317-2114	368-165 BCE	-266,5	0.3 ± 0.1 BCE
	AC04	250	255	Lyon-16648(SaCA-57583)	Organic matter	2190	30	Reimer et al., 2020	2317-2114	368-165 BCE	-266,5	0.3 ± 0.1 BCE
	AC06	250	255	Lyon-16642(SaCA-57577)	Organic matter	2240	30	Reimer et al., 2020	2339-2151	389-202 BCE	-296	0.3 ± 0.1 BCE
	AC06	190	200	Lyon-16643(SaCA-57578)	Organic matter	Modern						
	AC10	280	280	Lyon-18205(SaCA-61934)	Wood	1525	30	Reimer et al., 2020	1516-1345	435-605 CE	520	0.5 ± 0.1 CE
	AC11	160	170	Lyon-17299(SaCA-59623)	Charcoal	2400	30	Reimer et al., 2020	2682-2346	732-398 BCE	-565	0.6 ± 0.2 BCE
	AC11	180	180	Lyon-19981(SaCA-68162)	Vegetal Matter	2800	30	Reimer et al., 2020	2993-2790	1044-841 BCE	-942,5	0.9 ± 0.1 BCE
	AC12	150	160	Lyon-19982(SaCA-68163)	Vegetal Matter	1830	30	Reimer et al., 2020	1824-1630	127-320 CE	223,5	0.2 ± 0.1 CE
	AC12	200	200	Lyon-19983(SaCA-68164)	Vegetal Matter	1450	30	Reimer et al., 2020	1379-1299	572-651 CE	611	0.6 ± 0.1 CE
	AC12	260	260	Lyon-19984(SaCA-68165)	Vegetal Matter	1865	30	Reimer et al., 2020	1865-1709	85-241 CE	163	0.2 ± 0.1 CE
	AC12	350	360	Lyon-19985(SaCA-68166)	Shell	4350	100	Heaton et al., 2020	4601-3978	2652-2029 BCE	-2340,5	2.3 ± 0.3 BCE
	AC14	220	220	Lyon-19986(SaCA-68167)	Vegetal Matter	2385	30	Reimer et al., 2020	2668-2342	719-393 BCE	-556	0.6 ± 0.2 BCE
	AC18	130	130	Lyon-17297(SaCA-59621)	Organic matter	290	30	Reimer et al., 2020	451-289	1498-1792 CE	1580,5	1.6 ± 0.1 CE
	AC23	150	160	Lyon-17298(SaCA-59622)	Organic matter	Modern						
	AC24	150	150	Lyon-19987(SaCA-68168)	Vegetal Matter	1985	30	Reimer et al., 2020	1993-1833	44 BCE - 117 CE	36,5	0.1 ± 0.1 BCE/CE
	AC30	190	190	Lyon-18730(SaCA-63407)	Shell	5700	30	Heaton et al., 2020	6084-5731	4135-3782 BCE	-3958,5	4 ± 0.2 BCE
	AC31	350	360	Lyon-17302(SaCA-59626)	Shell	7205	30	Heaton et al., 2020	7628-7362	5678-5414 BCE	-5546	5.5 ± 0.1 BCE
	AC31	130	140	Lyon-18206(SaCA-61935)	Vegetal Matter	Modern						
	AC31	250	260	Lyon-19988(SaCA-68169)	Shell	6340	40	Heaton et al., 2020	6758-6407	4809-4458 BCE	-4633,5	4.6 ± 0.2 BCE
	AC33	100	100	Lyon-17296(SaCA-59620)	Organic matter	Modern						
	AC34	120	120	Lyon-17295(SaCA-59619)	Organic matter	200	30	Reimer et al., 2020	307-0	1644-1950 CE	1796,5	1.8 ± 0.2 CE
	AC35	170	170	Lyon-18207(SaCA-61936)	Vegetal matter	5070	30	Reimer et al., 2020	5906-5741	3957-3792 BCE	-3874,5	3.9 ± 0.1 BCE
	AC35	210	220	Lyon-18731(SaCA-63408)	Shell	5615	30	Heaton et al., 2020	5956-5638	4007-3689 BCE	-3848	3.8 ± 0.2 BCE
	AC37	200	210	Lyon-17294(SaCA-59618)	Wood	2490	30	Reimer et al., 2020	2724-2435	775-487 BCE	-630,5	0.6 ± 0.1 BCE
	AC37	350	350	Lyon-17301(SaCA-59625)	Wood	6170	30	Reimer et al., 2020	7163-6964	5123-5014 BCE	-5114,5	5.1 ± 0.1 BCE
	AC37	250	260	Lyon-18208(SaCA-61937)	Wood	2970	30	Reimer et al., 2020	3233-3004	1284-1055 BCE	-1169,5	1.1 ± 0.1 BCE
	AC42	340	340	Lyon-17293(SaCA-59617)	Wood	5645	30	Reimer et al., 2020	6493-6317	4543-4368 BCE	-4456	4.5 ± 0.1 BCE
	AC44	240	240	Lyon-18209(SaCA-61938)	Vegetal Matter	1680	30	Reimer et al., 2020	1695-1518	255-433 CE	344	0.3 ± 0.1 CE
	AC44	120	120	Lyon-18732(SaCA-63409)	Charcoal	220	30	Reimer et al., 2020	311-0	1639-1950 CE	1794,5	1.8 ± 0.2 CE
	AC45	120	120	Lyon-17300(SaCA-59624)	Organic matter	Modern						
	AC45	260	260	Lyon-18733(SaCA-63410)	Shell	2305	30	Heaton et al., 2020	1898-1584	52-367 CE	209,5	0.2 ± 0.2 CE
	AC45	300	300	Lyon-20194(SaCA-70200)	Shell	2240	30	Heaton et al., 2020	1818-1519	134-431 CE	282,5	0.3 ± 0.1 CE
	AC48	200	200	Lyon-18210(SaCA-61939)	Seed	1165	30	Reimer et al., 2020	1178-975	722-976 CE	874	0.9 ± 0.1 CE
	AC51	280	280	Lyon-18734(SaCA-63411)	Vegetal Matter	3440	30	Reimer et al., 2020	3828-3581	1879-1632 BCE	-1755,5	1.8 ± 0.1 BCE
	AC52	140	140	Lyon-18211(SaCA-61940)	Wood	1665	30	Reimer et al., 2020	1692-1418	259-532 CE	395,5	0.4 ± 0.1 CE
	AC52	220	220	Lyon-18212(SaCA-61941)	Wood	1700	30	Reimer et al., 2020	1697-1532	254-419 CE	336,5	0.3 ± 0.1 CE
	AC52	150	160	Lyon-19989(SaCA-68170)	Vegetal Matter	1750	30	Reimer et al., 2020	1711-1550	239-401 CE	320	0.3 ± 0.1 CE
	AC53	130	140	Lyon-18213(SaCA-61942)	Vegetal Matter	Modern						
	AC53	210	220	Lyon-18214(SaCA-61943)	Vegetal Matter	1020	30	Reimer et al., 2020	973-799	978-1151 CE	1064,5	1.0 ± 0.1 CE
	AC53	300	310	Lyon-18215(SaCA-61944)	Wood	920	30	Reimer et al., 2020	915-741	1035-1210 CE	1122,5	1.1 ± 0.1 CE
	AC53	400	410	Lyon-18216(SaCA-61945)	Wood	2335	30	Reimer et al., 2020	2463-2185	514-236 BCE	-375	0.4 ± 0.1 BCE
Above low tide sea-level (m)												
Cliff Western Sumatran coast	~ 1			Lyon-16644(SaCA-57579)	Lithophaga	5410	30	Heaton et al., 2020	5742-5440	3792-3491 BCE	-3642	3.7 ± 0.2 BCE
	~ 1			Lyon-16639(SaCA-57574)	Lithophaga	6205	30	Heaton et al., 2020	6602-6287	4652-4339 BCE	-4495,5	4.5 ± 0.2 BCE
	~ 2			Lyon-16640(SaCA-57575)	Lithophaga	4905	30	Heaton et al., 2020	5211-4835	3261-2887 BCE	-3074	3.1 ± 0.2 BCE
	~ 3			Lyon-16641(SaCA-57576)	Lithophaga	5120	30	Heaton et al., 2020	5451-5088	3501-3140 BCE	-3320,5	3.3 ± 0.2 BCE

VIII.5.2 Physicochemical and mineralogical variations in delta sediments

The stratigraphic logs and along core variations in physicochemical and mineralogical composition are provided in the supplement (Supplemental S10).

VIII.5.2.1 Grain-size and magnetic susceptibility

Today, the Aceh River mostly provides fine to medium sand to the delta plain and its beaches (Supplemental S5-Fig.1). Only the smallest side tributaries along the delta deliver coarse-grained sand all the way to the delta plain. Another population of coarse grains is found on the beaches. It consists of marine bioclasts, notably in the Lhok-Nga embayment. The bulk of the cored sediment is mainly fine-grained (< 2 mm; 99,4%), dominantly composed of sand (0,063 – 2 mm). Silty-clay is found in greatest abundance (37%) in floodplain overbank and ancient river channels, as well as marshes and lagoons. Fluvial levees, beach ridges, and shoreface sediments are mostly composed of fine sand (0,063-0,25 mm; 43% S5-Fig.1B, C). Medium (12%) to coarse (6%) sand is only present at the bottom of fluvial channels and in tsunami deposits.

Magnetic susceptibility ranges from 0 to 2,660 cgs with an average of 170 cgs and a standard deviation of 260 cgs (n=525 samples). Low values tend to characterize sandy silty clays located along both margins of the delta, while high values are found in fluvial and beach sand, which contain the most pumice and heavy minerals.

VIII.5.2.2 Mid-Infrared spectra inferred mineralogy

Mid-infrared spectra of sediment cores and pure mineral phases are presented in supplement (S6-Fig.1), together with detailed mineralogical deciphering of mid-infrared spectra peaks (S6). Quartz, carbonates and clay mineral abundances were extracted using specific peaks in the mid-infrared spectra (Section 3.2.3). Quartz abundance ranges from 0 to 74% with a mean of 19%. Samples devoid of quartz consist of pumice or carbonates concretions. The majority ($\frac{3}{4}$) of samples contain <25% quartz regardless of the depositional setting. Quartz-rich (> 25 %) sediment is usually a clean, well-sorted sand from the left side of the delta, or from the Lhok-Nga embayment. The highest abundances (>50%) occur in the 2004 tsunami deposits in the Lhok-Nga bay. Clay mineral abundances range from 1 to 100% with a mean of 28%. The lowest values (<10%) are typical of high energy deposits, accounting for $\frac{1}{4}$ of samples, while the highest values are found in floodplains. Carbonate abundance ranges from 0 to 63% with a mean of 0.6%. Carbonates are only found in small tributary deposits near the delta margins.

VIII.5.2.3 Geochemistry of delta sediments and correlation to mineralogy

Concentrations in SiO₂ (45%), Al₂O₃ (8%), Fe₂O₃ (7%), CaO (3%), K₂O (1.5%), MgO (1%), TiO₂ (0.6%) and MnO (0.1%) reflect with little change the composition of the largest feeding group: the Inong, Seulimuem, Keumireu and Jreue catchments (Chapkanski et al., 2022c). Element concentrations are reported along the stratigraphic logs, alongside grain-size, magnetic susceptibility, and mineral abundance (Supplemental S10). REEs, As, Pb, Cu, Cl, S, Ca and Mn have high coefficients of variation (>70%) indicating high concentration variability, whereas Si, Al, K, Ti, V, Rb, Sr, Y, Zr and Ba show lower (<30%) variability. A correlation grid between these variables (S6-Fig.2) shows that Si covaries with quartz and fine to medium sand. Al, Fe, and Ti are correlated to Y, Nb, Pb, Zn, Cu, Cr, clay minerals, magnetic susceptibility and the clay-silt fraction. Ca is correlated to Mn, carbonates, and the coarse fraction. Particularly high negative correlations are observed between fine sand and silty-clay, Si and Fe, as well as between Sr and clay minerals.

VIII.5.3 Clustering of delta sediments characteristics

Principal Component Analysis (PCA) clustering was performed on grain-size, magnetic susceptibility, infrared spectra and element concentrations. The two-dimensional scatter plot of the first two principal components (Fig.4) indicates significant clustering. The first axis opposes phyllosilicate-rich, Al, Fe, Ti, Zn, Y, V-rich floodplain silty-clays to medium beach sands, which are richer in carbonates, feldspars, Si, K, Zr, Cl, and S. Sub-clustering of beach sands along the second axis is produced by strong lateral variations along the coast, from Na-K feldspars-dominated sands in the delta, to calcite and aragonite-rich sands in the Lhok-Nga embayment, west of the delta. Differences among floodplain sediments reflect variations in the depositional setting (oxbow lake, overbank floodplain, lagoon). Channel sediments contain mixtures with no particularly distinctive pattern. Lagoon and tsunami deposits of the Lhok-Nga embayment form distinctive outliers. They are characterized by a greater abundance of aragonite, garnet and amphiboles. Sediments from the beach ridges of the west delta have more pyroxenes, higher Mg, Cr, and REEs concentrations, and higher magnetic susceptibility values.

VIII.6. Sediment provenance fingerprinting of Holocene delta deposits

VIII.6.1.1 Test of the discrimination on modern river samples

The discriminant analysis correctly ascribed the modern reference sediment samples to their respective groups: (1) the headwater tributaries of the Aceh River forming the Inong, Seulimuem, Keumireu and Jreue (ISKJ) group, (2) the western limestone belt in the Raba range catchments (R) in the southwest, and (3) the north-eastern volcanics of the Angan, Aneuk, Khea, and Seulawah Agam sub-catchments (ASA), thus insuring the reliability of the provenance determination (S7-Fig.1). The ancient sediment dataset was added on the 2D scatter plots of the modern reference sediments (S7). Most samples are described as mixtures of the three sources with a contribution of 83%, 11% and 6% on average of the ISKJ, R and ASA sources respectively.

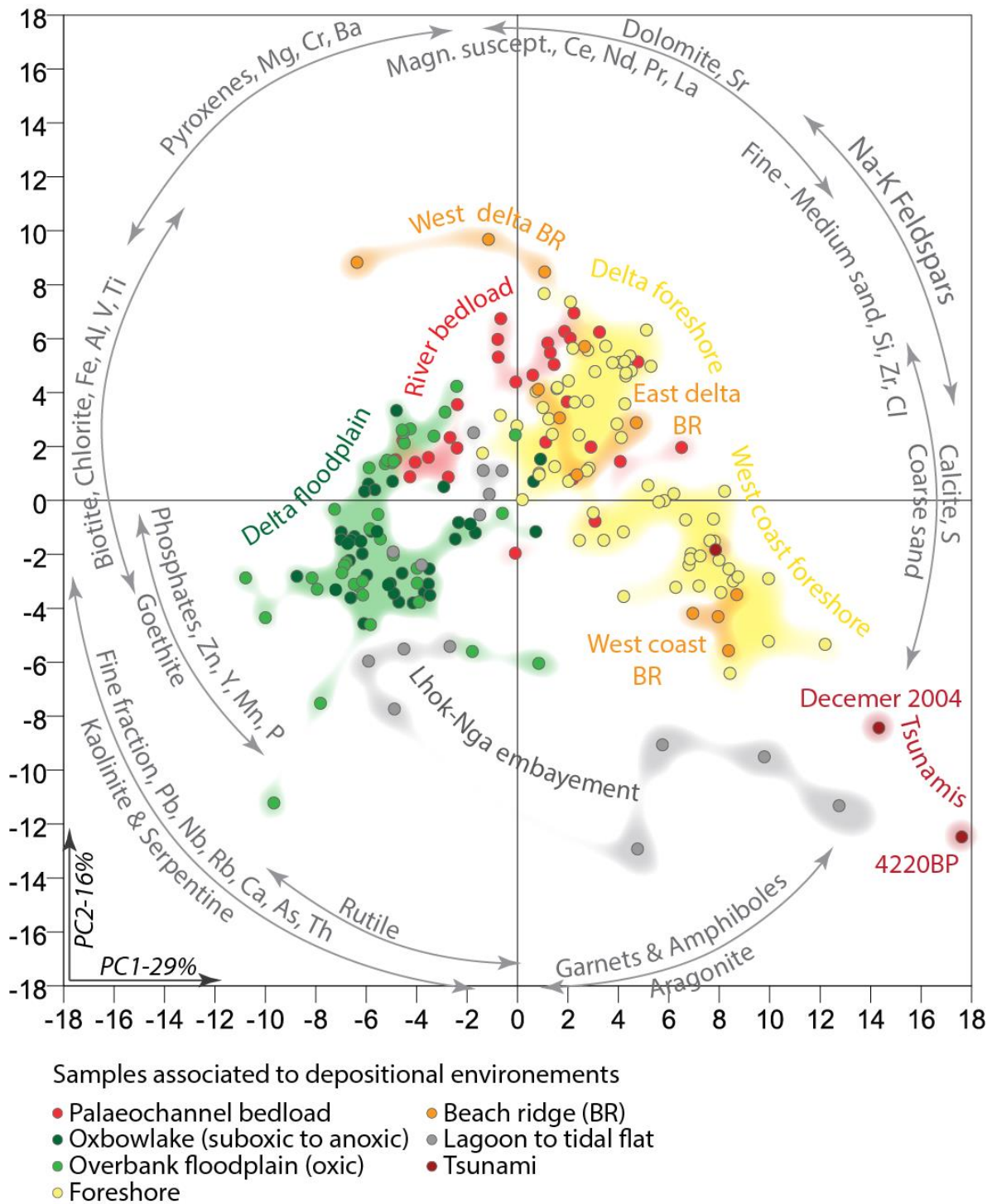


Figure VIII.4: Two-dimensional scatter plots of the first and second principal components derived from principal component analysis of randomly selected subpopulation of 215 samples, representative for each borehole stratigraphic unit. Colors were assigned to different stratigraphic facies.

VIII.6.2 Chronostratigraphy, depositional environments, and sediment provenance

The sediments encountered in the cores were classified into 11 facies referred to as (f-X), each of which was associated to a depositional environment. The stratigraphic logs were projected onto a series of transects (Fig. 1-C) that reveal the stratigraphy relationships between channel belts, floodplains (Fig. 5), embayments, lagoons, and tidal flats (Fig. 6 and 8) in the western delta, and strandplain in the eastern delta (Fig. 7). Magnetic susceptibility, grain-size and sediment provenance are plotted alongside the cores.

VIII.6.2.1 Ancient channels

Sixteen of the cores intersected ancient channels and their levees. The channels define three ancient parallel river courses, referred to here as branches. Two are located to the left of the Aceh River, and one to the right (Fig. 5,9). They represent former courses of the Aceh River, that were active simultaneously or in succession. Their channels are bedded by organic-poor, fine to coarse-sized, unsorted grey sands, pebbles and well-rounded pumices with highly variable magnetic susceptibility (MS; 50-2000 cgs), the highest values occurring in pumice-rich layers (f-RTC). Their sediments come essentially from the largest and highest catchments of the Aceh River, the group ISKJ (90-100%), like the bedload of the present-day Aceh River (Chapkanski et al., 2022c). They occasionally display contributions from the volcanic catchments that flank the delta in the east (group ASA, 10%). The channel fills with high amounts of pumice logically possess a strong ASA affinity (up to 100%). Likewise, the westernmost branch of the delta receives more contributions (up to 10-20%) from the carbonate-dominated catchments (group R) that flank the delta to the west. The basal channel fills are generally abruptly overlain by homogenous anoxic grey to green-blue organic clay-silt/fine sands with low magnetic values (0 - 200 cgs), interpreted as marshes or oxbow lakes (f-ACOL) that developed in the channels upon their abandonment. Some are enriched in organic matter, such as the 0.4 ± 0.1 ka BCE terminal filling sequence of core AC53 (western branch). This westernmost branch was abandoned around 0.5 ± 0.1 ka CE at its downstream end (core AC10), and at $1-1.1 \pm 0.1$ ka CE farther upstream (core AC53). The central branch was abandoned around 1.6 ± 0.1 ka CE (core AC18).

Floodplain deposits (f-FP) are surrounding and overlaying the channels. They consist of beige to yellow oxidized and weakly magnetic clay-silt/ fine sands, below the root-rich bioturbated sandy silty-clay soils of the modern floodplain. Their sediments also originate mostly from the ISKJ catchments, except in the west, where R catchment contributions reach 90%. Closer to the channels one finds point bar and levee deposits (f-PBL) that consist of beige to brown oxidized clay-silt and fine to coarse sand also exclusively composed of ISKJ-derived sediment. A brown organic clay-silt (f-M) rich in terrestrial gastropod shells covers the plain between the westernmost branch of the Aceh River and the limestones that flank the delta to the west. Its sediments are composed of up to 60-80% ISKJ with minor R contributions (20-30%).

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

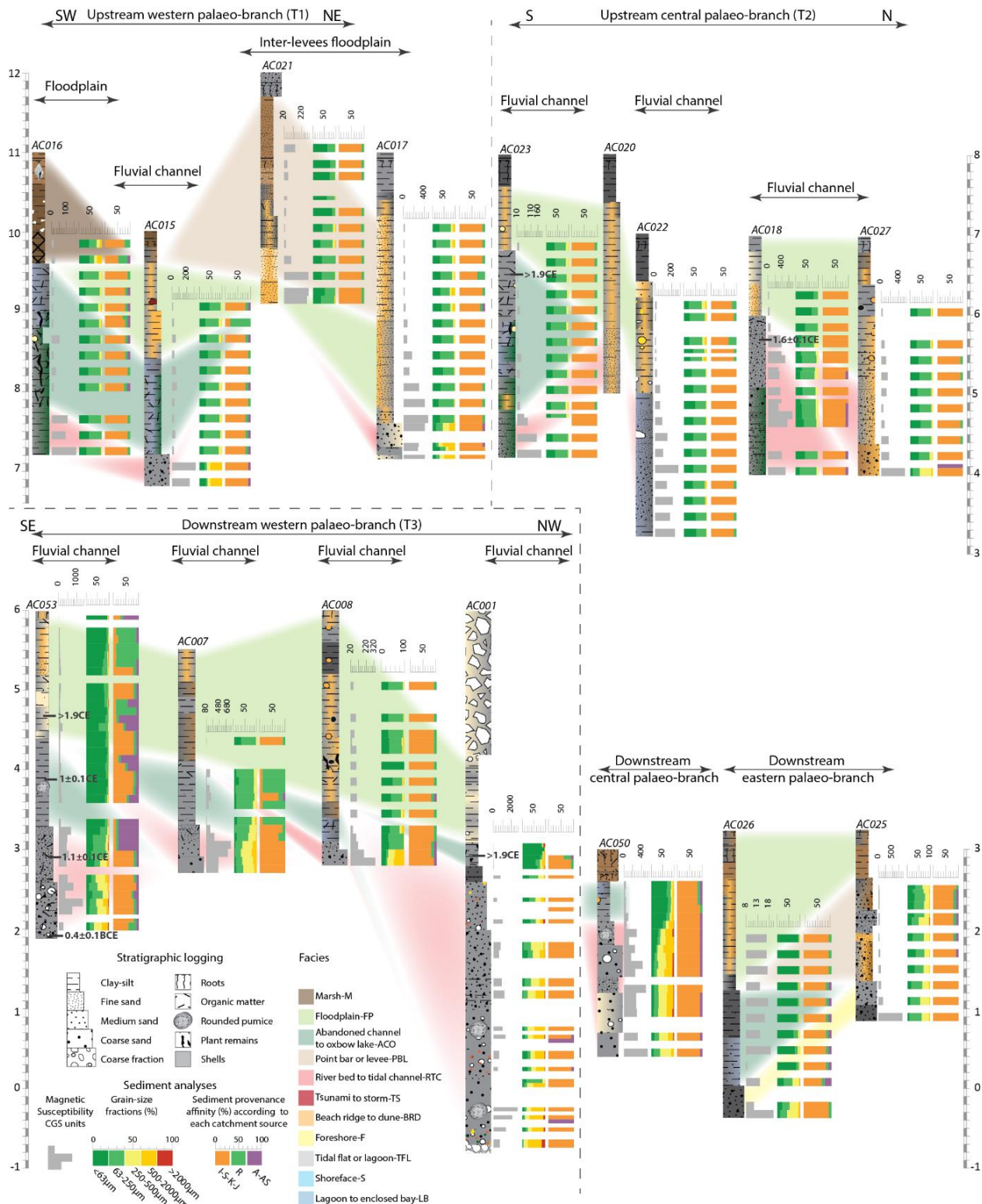


Figure VIII.5: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the ancient channels et their levees. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.

VIII.6.2.2 Lagoons and tidal flats in Pancu Bay and the west delta plain.

The western border of the delta meets the sea at Pancu bay (Fig.1-C). Pancu Bay therefore records some of the most recent fluctuations of the delta coastline. It was hardly hit by the 2004 tsunami. Historical data suggest that within the bay, the delta coastline migrated back and forth considerably over the past few centuries (Chapkanski et al., 2022b). Eleven cores were extracted to document its deeper-time dynamics, intersecting sediments deposited in lagoons, tidal flats, and marine embayments (Fig. 6). The lowest deposit is a dark-grey, shelly, fine-to-coarse sands interpreted as shoreface deposit (f-S) fed by the ISKJ group (~80%), with minor carbonate (R) and volcanic (ASA) contributions. It is overlain by clean, poorly sorted, organic-poor, grey, blue-grey, to green silty fine sands with variable magnetic susceptibility (50-1,000 cgs), which we interpret as foreshore deposits (f-F), emplaced before 0.9 ± 0.1 ka BCE. They are overlain by weakly magnetic (< 50 cgs) grey to grey-green silty-clay to fine sand containing mangrove vegetation fragments. We interpret these as tidal flat, lagoon, or semi-open bay sediments (f-TFL). TFL were deposited over almost two millennia, from 0.9 ± 0.1 ka BCE to the 0.9 ± 0.1 ka CE. Sediment provenance varies from carbonate-dominated (up to 90% R affinity) at the western end of the bay, to dominant ISKJ affinity closer to the delta. A return to marine conditions is evidenced by the deposition of fine to medium sands (f-F) over the clays of (f-TFL) across most of the bay. In the east, f-F even overlaps oxidized sandy-silty-clays floodplain deposits (f-FP). The inception age of this still ongoing transgression is poorly constrained. Beige, fine to medium sands, enriched in heavy minerals, are found on the highest parts of some beach ridges, such as the terminal filling sequence of core AC05. They are highly magnetic (500-1,500 cgs) and sourced from ISKJ (80-100%). We interpret their concentration as resulting from the elutriation of lighter minerals during this protracted period of shoreline erosion.

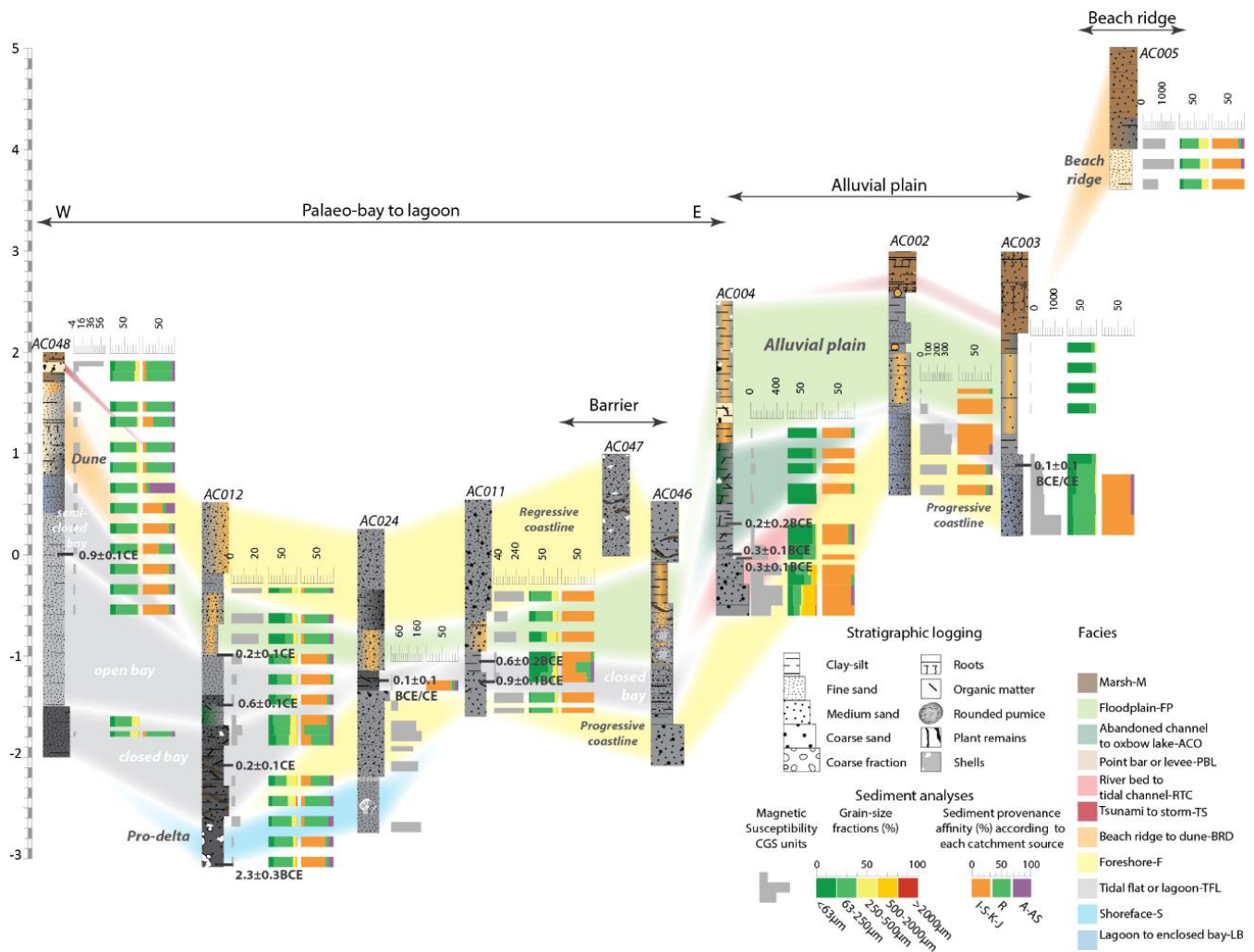


Figure VIII.6: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the tidal flats and lagoons of the Pancu Bay and the western delta. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.

VIII.6.2.3 Lhok-Nga strait and Ulee Lheue tidal inlet.

South of Pancu Bay, the now-filled strait of Lhok Nga used to separate the former island of Peukan Bada from main Sumatra. This seaway was progressively filled by sediments during the progradation of the delta coastline, before the delta plain could reach Pancu Bay. The filled seaway was completely flooded during the 2004 tsunami, and preserves a rich record of earlier tsunamis (Wassmer et al., 2015). Five cores (AC9, 10, and 35-37, Fig.7) targeted its infill. In the delta itself, five cores were extracted behind Pancu Bay and near the Ulee Lheue tidal channel. These later document delta progradation during and slightly before the filling of Pancu Bay. The landscape in that area is dominated by loosely stacked beach ridges separated by numerous lagoons and tidal flats.

In the former Lhok Nga seaway, the deepest facies consist of nonmagnetic (< 20 cgs) shelly, blue-grey fine to medium-sized sand (f-S), deposited before 5.1 ± 0.1 ka BCE (AC37), from a mixture of sediments with ISKJ and carbonates (R) affinities. Blue-grey weakly magnetic (< 50 cgs) shelly silty-clays, interpreted as lagoon to enclosed bay (f-LB). They are carbonate-dominated (R affinities) and were deposited during $3.9-3.8 \pm 0.1$ ka BCE. The contemporary *Lithophaga lithophaga* (section 4.1) dated in the sea cliff which flanks the strait to the north indicate that these clays were deposited in water depths of at least 3m. These marine sediments are overlain by weakly magnetic (< 100 cgs) heterogenous beds of grey silty clay and coarse sand containing organic remains and shells deposited at least from 5.1 ± 0.1 to 0.6 ± 0.1 ka BCE in a tidal flat (f-TFL). Sediment provenance alternates between mainly ISKJ (up to 90%) to carbonate-dominated (R up to 80%). They are overlain by grey to blue-grey lagoonal silty-clay (facies-LB) as well as dark grey organic silty clay (f-M), in which a tsunami deposit (f-TS) emplaced in 2.8 ka BCE has been found (Wassmer et al., 2015). These sediments have R affinities (47-83%).

The current area of the Ulee Lheue tidal inlet records the progressive shoaling of the delta shoreface. Foreshore (f-F) heterogeneous, organic-poor, clean grey, blue-grey and green silty fine to coarse sands (with contrasted susceptibility ranging from 50 to 1,000 cgs) were deposited between 1.8 ± 0.1 ka BCE and 0.3 ± 0.1 ka CE (core AC51,06,14) within one km of the current shoreline. They are overlain in turn by tidal flat sediments deposited from 0.3 ± 0.1 ka CE to 1.8 ± 0.2 ka CE. These formations contain sediment stemming from the ISKJ catchments ($>95\%$). Some estuarine and lagoonal deposits are blanketed by coarse sands likely deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami (f-TS). At places, these are finally overlain by clean grey, blue-grey to green transgressive shoreface to foreshore silty sands that contain carbonaceous remains and shells deposited after the retreat of the coastline in the years following the tsunami (Chapkanski et al., 2022b).

At the junction between the Lhok Nga strait and the Aceh River delta, beach ridges and dunes (f-BRD) contain sand sourced from ISKJ (71-90%). They are interstratified with fluvial channels (f-RTC) and oxbow lake (f-ACO) deposits. All this assemblage is overlain by weakly magnetic (< 50 cgs), oxidized grey-orange floodplain (f-FP) clay-silt, mixed with reworked coarse sands from the 2004 tsunami (f-TS).

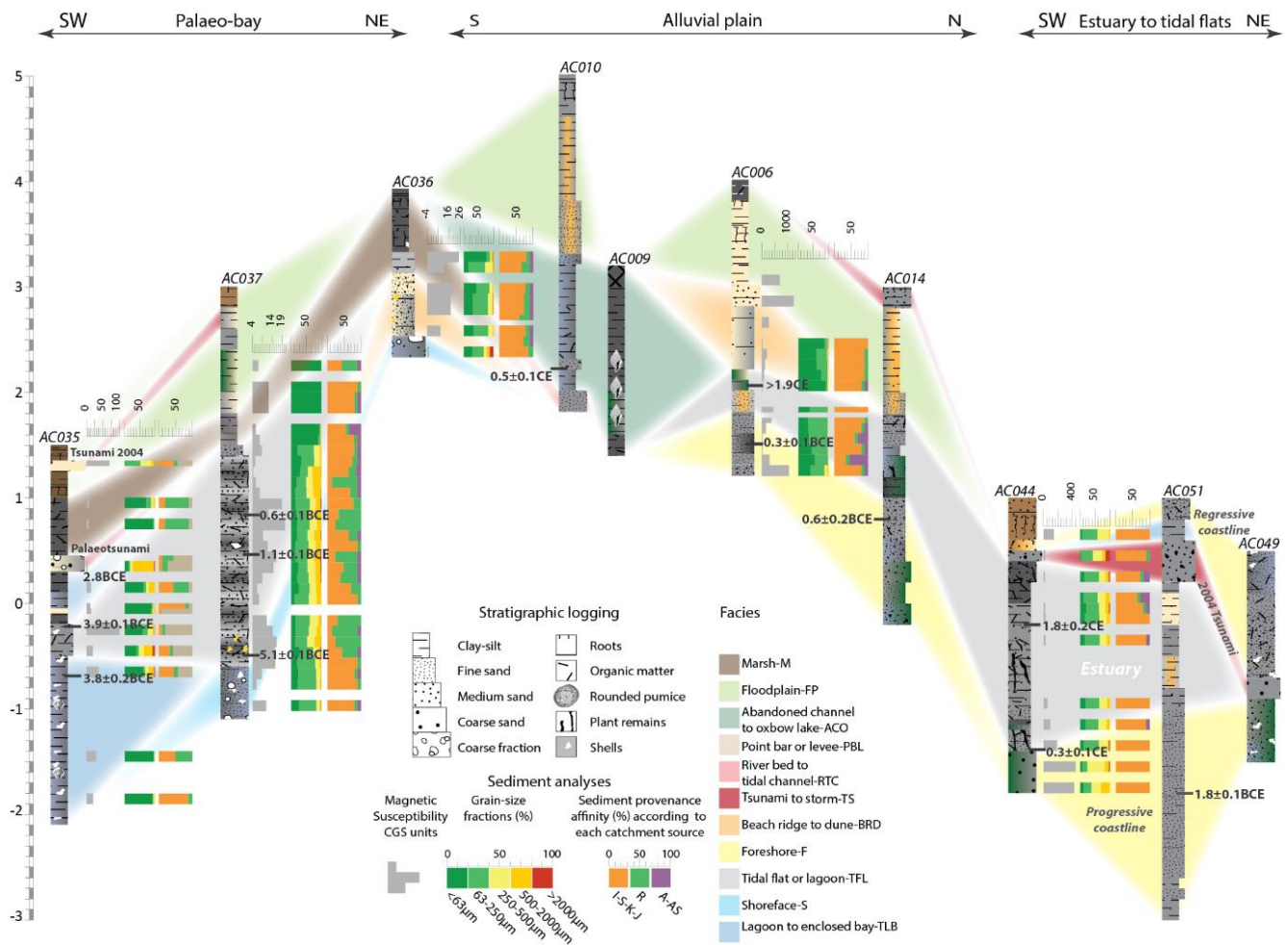


Figure VIII.7: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along Lhok-Nga strait and Ulee Lheue tidal inlet. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.

VIII.6.2.4 Strandplain of the eastern delta

The right side of the delta exposes a broad strandplain of closely stacked beach ridges and prominent foredunes that record delta progradation. Twelve cores were extracted from beach ridges and intervening swales (Fig. 8). The lowest encountered facies are composed of weakly magnetic (< 50 cgs), blue-grey shelly, ISKJ-derived (80-90%) silty clays, interpreted as lagoonal or enclosed bay sediment (f-LB) deposited around 5.5 ± 0.1 ka BCE (core AC31). They are overlain by strongly magnetic (100-600 cgs) dark grey, shelly, fine to coarse sand deposited on a subtidal shoreface (f-S) between 4.6 and 4.0 ± 0.2 ka BCE (cores AC42, 31 and 30) within 5 to 3.5 km of the current coastline, and, until $0.3 - 0.2 \pm 0.1$ ka CE (core AC45), within 2 km of the current coastline. The sand tracks from the ISKJ catchments (80-90%), except in core AC42, which received a larger ASA contribution (40-51%), owing to its close proximity to the volcanic-fed delta-marginal channel. These subtidal sediments are progressively overlain by grey, homogenous or fining upward, fine to medium sand, and occasional sandy organic-rich silty-clay interpreted as foreshore deposits (f-F) deposited at $0.2-0.4 \pm 0.1$ ka CE within 2 to 1.5 km from the current coastline (cores AC45, 52). ISKJ provenance still dominates (90-100%) except in core AC52 which consist mostly of carbonates (98-100% R). The foreshore deposits are overlaid by homogenous beige silty fine sand consisting of beach ridge and dune deposits (f-BRD) of ISKJ provenance (90-100%). Where the strandplain meets the ASA catchments, foreshore deposits are instead overlain by heterogeneous, organic-rich, weakly magnetic (< 150 cgs) grey silty clays and fine sands interpreted as tidal flat or lagoon deposits (f-TFL), occupying flooded marginal tidal inlets and channels. They were deposited since 1.8 ± 0.2 ka CE near the sea. The swells are filled with weakly magnetic (< 50 cgs) oxidized grey-orange floodplain (f-FP) clay-silt and/or weakly magnetic (< 50 cgs) grey to green silt tidal channel (f-ACO) clay. Reworked sandy deposits from the 2004 tsunami (f-TS) are interstratified with floodplain deposits.

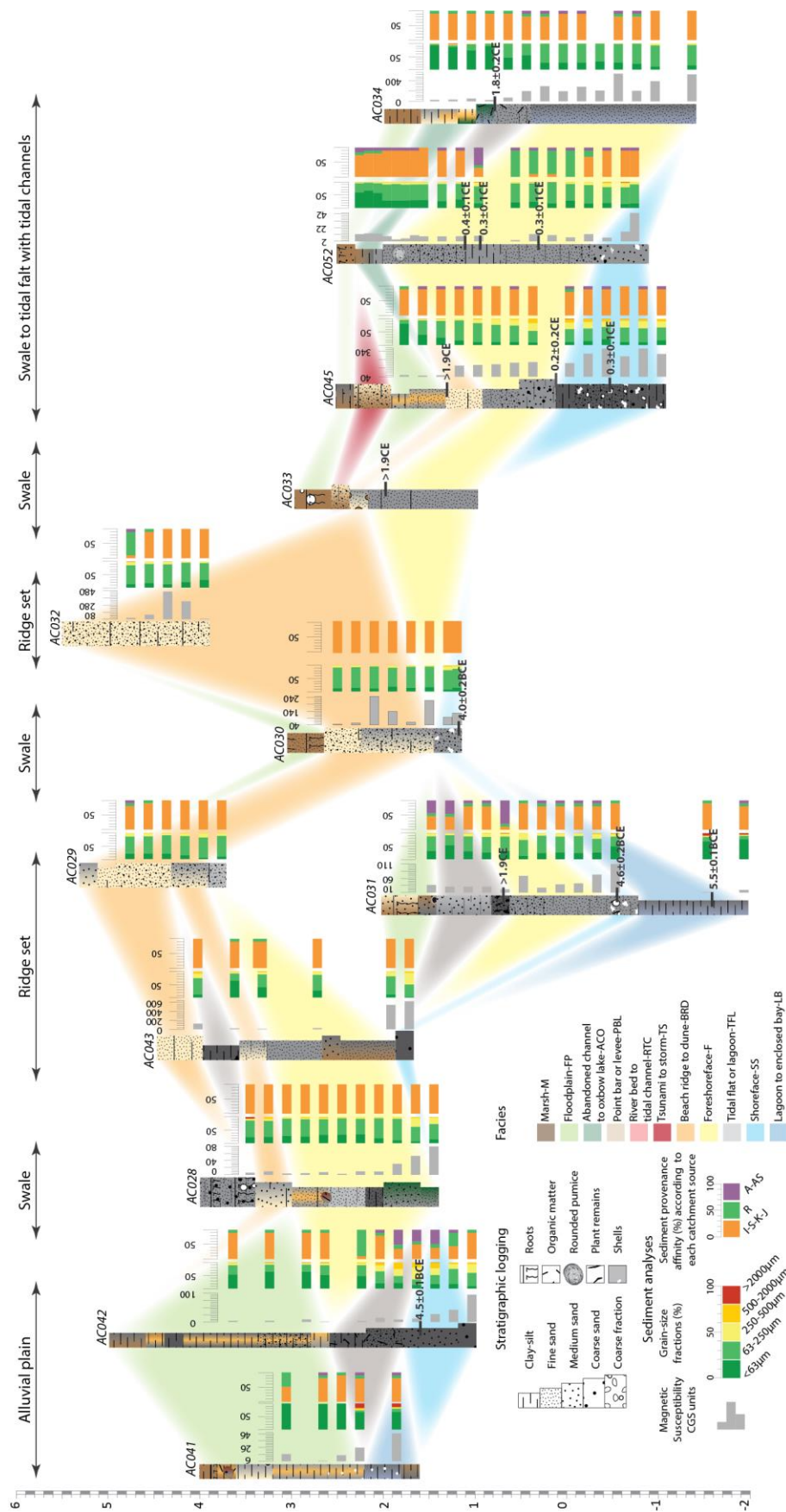


Figure VIII.8: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the strandplain of the eastern delta. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.

VIII.7. Discussion

VIII.7.1 Evolution of sediment sources during the formation of the Aceh River delta

Today, the foreshore of the delta is fed up to ~ 75% by sediments tracking from the ISKJ catchments, the headwaters of the Aceh River (Fig. 1-B). Inputs from the hills flanking the delta to the west (limestones, group-R) and to the east (volcanic, group-ASA) are only detected in the delta plain in close proximity to these areas. At the west end of the delta coast, in Pancu Bay, beach sand is ascribed by the affinity analysis to the distant ASA, likely as a result of heavy minerals hydrodynamic concentration in an area affected by coastal erosion and lighter sand elutriation over the past century (Chapkanski et al., 2022b, c).

This study of the ancient sediments of the delta indicates a dominance of ISKJ sources among delta sediments across space and time in all settings: ancient river channels and beaches, floodplains, foreshores, lagoons and tidal flats (Fig. 4, Supplemental-S7). Among the core samples, 83%, 11% and 6% have ISKJ, R and ASA sub-catchments affinities respectively. The apparent contribution of side tributaries is also inversely correlated to the distance to the delta margins. Besides, where the Aceh River course nears a margin, the contribution of delta side tributaries becomes detectable in the trunk stream. The close proximity of limestones to the westernmost branch of the Aceh River may thus account for the larger amount of carbonates (R-affinities) detected in this branch relative to the other branches. When the ancient branches of the Aceh River became abandoned, their oxbow lakes and the surrounding floodplains were filled by local sediments, reflected by a marked increase in side tributary contributions (Fig. 5; AC7, 37, 48, 53, Fig. 8; AC 31, 52).

Sediments in Pancu Bay and in the ancient strait of Lhok-Nga are rich in carbonate (R-catchments type). The MIRS analysis alone cannot discriminate whether these carbonates result from an influx of particulate limestone from the nearby catchments, from the precipitation of dissolved limestone, or from an ingress of marine bioclasts. Bioclasts are dominant in Lhok Nga beach sands, owing to the proximity of large bioherms offshore along the west coast. The composition of lagoon and tidal flat deposits in Lhok-Nga cannot be ascribed to any of the detrital sources documented around the delta by our affinity analysis, requiring substantial contributions from sources outside the compositional range of the Aceh River catchment. The 2004 (Paris et al., 2010, 2007) and 2.8 ka (Wassmer et al., 2015) tsunami deposits in Lhok-Nga, (core AC35, Fig. 7), appear in the affinity analysis as a mixture of carbonaceous foreshore sands and lagoonal to tidal flat clays (Fig. 4). The similar fingerprint of the two tsunami deposits points to a common source area that includes biogenic clasts and quartz grains from the foreshore.

VIII.7.2 Holocene growth of the Aceh River delta

We reconstructed the evolution of the delta over the past 6,500 years, by combining the 48 radiocarbon determinations, depositional environment interpretations of the cored sediments, and geophysical data that document buried channels and beach ridges throughout the delta plain (helicopter-borne electromagnetic, Chapkanski et al., 2023). The evolution of the delta is illustrated by five snapshots (Fig. 9) starting in the sixth millennium BCE.

VIII.7.2.1 Rapid delta progradation during the Mid-Holocene sea-level high stand (6-4 ka BCE)

The end of the last glaciation was marked by a 125 m rise in sea level after 18 ka BP, of which 40 m occurred during the early Holocene. Sea level rise slowed dramatically at 6-4 ka BCE, rising to within

a few meters from present-day sea level at most places on Earth (Stanley and Warne, 1994), and even reaching a higher elevation than present-day sea level at places during the so-called Mid-Holocene highstand (Mann et al., 2019). Such a + 3 m highstand has been documented a thousand kilometers to the southeast in the Malacca strait between ~ 5.5 and 3 ka BCE (Geyh et al., 1979). The Lhok-Nga sea cliff data (Fig. 2) indicate that low-tide sea level lied 1 to 3 m above present sea-level between 4.5 and 3.3 ± 0.2 ka BCE (Table 1, Fig. 1,2 and 9) assuming no later tectonic uplift of the sea-level indicators. Before the Holocene transgression, the Aceh River flew within a valley it had incised in its former interglacial delta. Marine to estuarine environment developed in this valley during the Holocene transgression. They are documented as far as 8 km inland from the current coastline (Culshaw et al., 1979). The Holocene delta nucleated in this estuary, presumably in the context of slowing sea-level rise before the mid-Holocene highstand, enhanced by subsequent sea level fall. Low-energy conditions of enclosed bay (core AC31) are recorded there in our dataset in 5.5 ± 0.1 ka BCE (Fig. 8 and 9-A). Elongate resistive sandy bodies perpendicular to the valley axis are imaged by resistivity maps 15-20 m below ground (10-15 m below the current sea level), 6-8 km from the sea, Supplemental S8-9). They likely represent sand banks or emerged sand barriers behind which the lagoon formed upstream (Fig. 9). The absence of identifiable older coast-parallel ridges below the enclosed bay may suggests that upstream of these sand bodies the estuary was filled by a river-dominated to slightly wave-influenced delta (Bhattacharya and Giosan, 2003) protected from swale at this confined location. Close to the eastern margin, our oldest shoreface sands with volcanic ASA affinities (core-AC42, Fig. 8) were deposited in swell-protected environments around 4.5 ± 0.1 ka BCE, at~ + 1.5m asl, 6 km inland of the current shoreline. Today, similar sands are deposited in back barrier mangrove tidal flats (Fig.1-C). The shore can therefore be expected to have been located ~ 6 km from the sea at the time. Progradation can be accounted for by the small accommodation space provided by the narrow (~ 6 km wide) and shallow (~20 m, Rusydy et al.,2020) drowned valley into which the delta was growing.

After filling this narrow valley, the delta expanded to the north-east, in front of the Pleistocene highstand delta strandplain. By doing so, its coast became more exposed to swell, and the architecture of the delta became wave-dominated. A large set of concave-seaward coast-parallel beach ridge plain then formed, down-drift of the Aceh River mouth (Fig. 9). Most of that strandplain was built with ISKJ sediments. Swell-exposed foreshore sands were deposited 4.5 and 3.5 km from the modern shore, between 0 and 1 m asl, from 4.6 ± 0.2 to 4 ± 0.2 ka BCE respectively (cores-AC30, 31). By then, the delta had already prograded ~2 km, ~25% of its total progradation length, while sea level was still rising. Assuming that the delta started to grow as early as 6 ka BCE, as did numerous deltas worldwide (Stanley and Warne, 1994), the initial rate of progradation of the delta would have been at least 1 km/ky.

Meanwhile, around 3.9 ± 0.1 ka BCE, the Lhok-Nga embayment was occupied by lagoons and tidal flats (core-AC35, Fig. 7), protected from the Indian Ocean in the west by a bioclastic sand barrier built in the back of coral reefs. The presence of this barrier is supported by the bioclastic-dominated composition (core-AC35, Fig. 7) of the 2.8 ka BCE tsunami deposit (Wassmer et al., 2015). The low to moderate contributions of the Aceh River headwaters (ISKJ-group) in Lhok-Nga records (Fig.7) nonetheless suggests that distal foreshore delta sediments managed to reach the Lhok-Nga embayment via the strait located in the back of the embayment.

VIII.7.2.2 Reduced progradation during sea-level fall (4-1 ka BCE)

Within 2 km inland of the modern coastline, the western strandplain (Fig. 9B) consists of a succession of subdued beach ridges separated by wide lagoons and tidal flats. There, the ancient position of the coast in western and eastern parts of the delta can be correlated laterally through the central part

delta at 0.5 ka BCE by combining topography (Fig.1-C) and ^{14}C ages (Fig. 9). Farther inland, such correlation is made more difficult as the topography of the western strandplain is buried under at least ~ 2-3 m of latter fluvial sediments. Nonetheless, airborne resistivity maps (Supplemental S7-8) reveal the presence of a ~3 km wide belt of buried resistive bodies striking subparallel to the modern coastline, from 3 to 10 m below the ground surface, 3 to 6 km from the current coastline. We interpret these as the sub-surface continuation of the beach ridges under the central delta plain.

In the eastern strandplain, beach ridges prograded at 0.5 km/ky from 6 km at ~ 4.5 - 4 ka BCE (cores-AC42,31,30) to 4 km from the present-day coast at 0.5 ka BCE, completing 25% of the total delta progradation over the period. Meanwhile, along the western side of the delta, the strait of Lhok Nga, ~3 km from the modern coastline, got filled between 1.1 and 0.6 ka BCE (core-AC37), as shown by the development of an organic-rich tidal flat. The coastline prograded rapidly at ~2 km/ky from 3 km at 1.1 ± 0.1 ka BCE to 2 km at 0.5 ka BCE, fed by ISKJ-sourced sediment (cores-AC06,14,37, Figs 6,7,9B). Closer to the current coastline (~1 km), the shoreface nearby Ulee Lheue was filled by subtidal sediments between 1.8 ± 0.1 ka BCE and 0.3 ± 0.1 ka CE. At the western end of the delta coast, Pancu Bay was eventually filled with sediments between 2.3 ± 0.3 ka BCE and 0.2 ± 0.1 ka CE (core-AC12). Its shoaling led to the development of mangrove swamps. Sediments in the bay are rich in carbonate relative to the average delta sediment, possibly indicating terrestrial supply from the surrounding Raba limestone (Fig. 7).

VIII.7.3 River avulsions of the past 2 ka years.

Resistivity maps reveal a series of sinuous resistive bodies stretching parallel to the delta axis, buried 3 to 10m below the delta plain (Fig.9; Supplemental S7-8). We interpret these as former courses of the Aceh River, some of which have left identifiable landforms in the delta plain: the western, central, and eastern paleobranches (Fig. 9B). We can gain insight into their relative age based on their rooting depth and from the location of their downstream termination toward the sea. The deeper bases of the west and central channels (~12m below ground level) suggest an earlier initiation than the eastern channel and of the modern course of the Aceh River (~6m below ground level). This is consistent with the ^{14}C abandonment ages of these branches (see below). The ^{14}C ages further suggest that these branches were active in succession rather than at the same time, although some transient synchronicity cannot be ruled out. One implication is that they represent successive courses of the Aceh River, rather than former distributary channels. This interpretation is further supported by their similar width and meandering wavelength, which suggests an absence of flow splitting between distributary channels of various sizes. Importantly, all channels extend downstream as far as the 4 ka BCE coastline, indicating that river rerouting in the delta occurred after 4 ka BCE. Conversely, the absence of shorter river courses suggests drainage stability before (Fig. 9A, E). Radiocarbon dating indicates that the western paleobranche was active from at least 0.4 ± 0.1 ka BCE until 1 ± 0.1 ka CE (core AC53), while the central paleobranche was active until 1.6 ± 0.1 ka CE (AC18, Fig.5, 9B, C).

Sediment provenance, ^{14}C ages, and resistivity maps (Supplemental S7-8) therefore indicate that the delta was fed by only one single dominant Aceh River, and not by multiple and variably sourced distributary channels. The river changed its course not by progressive lateral migration, but instead through a series of four discreet avulsions that occurred in the apex region of the delta, in the area where the first coastal sand barrier is imaged by resistivity maps (Fig. 9-A, supplemental S7-8). These avulsions resulted in a stepwise migration of the Aceh River from the west flank of the delta toward its center. The river remained located along the west flank of the delta during most of its progradation, from well before

4.5 ka BCE until 0.4 ka CE. The migration of the river appears to have occurred within the past 16 centuries.

VIII.7.4 5.4 Localized accelerated progradation after 1 ka BCE and retrogradation in the last centuries

The Aceh River flowed along the west flank of the delta during most (90%) of the delta progradation (Fig. 9). Aceh River sediments then reached the sea at the western end of the delta coast, and were redistributed eastward along the delta shoreface by long-shore drift. The coastal landscapes of tidal flats and lagoons that characterize the western side of the delta, in contrast with the tightly stacked high-standing beach ridges of the east, may indicate an eastward increase in wave amplitude, the western end of the coast being sheltered from east-directed waves by the cape of Pancu. Seaward of the 0.5 ka BCE coastline (Fig. 9), a 4 km-thick cusped promontory formed along the wave-dominated central part of the delta. The growth of this central promontory appears to follow the migration of the Aceh River toward the center of the delta. The associated river mouth migration along the delta was hindered by the presence of beach ridges. It may have occurred in one single step, the new branches draining either to the western outlet or to the present mouth. An intermediate mouth may be speculated at the present location of the Ulee Lheue tidal channel. The termination of river sediment delivery at the western end of the delta was marked by the cessation of sand deposition by 0.3 ka BCE (cores AC04,06; Fig. 6-7) and by the development of muddy tidal flats and lagoons starting around 0.1 to 0.9 ± 0.1 ka CE (cores AC12, 24, 48; Fig. 6), and a relative increase of carbonates (R affinities).

Meanwhile, in front of the eastern strandplain, the stacking of tall, closely-spaced ridges and swales that had characterized the period between 4.5 and 0.5 ka BCE (Fig. 9) gave way to the formation of lower-lying ridges and swales. The decrease in ridge and swale height (Chapkanski et al., 2023) may result from sea-level fall after the mid-Holocene high stand, which has reached current sea level at 1 ka CE elsewhere (Mann et al., 2019; Hanebuth et al., 2011; Horton et al., 2005; Geyh et al., 1979). However, the beach ridges younger than 0.5 ka BCE are also more widely spaced, and separated by extensive mud flats (Fig. 9C). This change in style can be produced by faster progradation (Taylor and Stone, 1996). The ^{14}C ages show that progradation indeed accelerated at 1 km/ky from 4 km inland at 0.5 ka BCE to 3 km from the present-day coast at 0.5 ka CE coastline (Fig. 9), achieving 1/8th of the total delta progradation length over the period (Fig. 9C). The beach ridges emplaced in the last growth stage of the delta are truncated by the present-day coast, as a result of coastal erosion (Fig. 1-C; 9E). Projecting the truncated ridges offshore suggests that the delta extended ~ 1km farther offshore in an area defined by an asymmetric cusped promontory shaped by the dominance of east-oriented drift, which apex was located offshore of the present-day Aceh River mouth. Historical maps indicate that this promontory partially eroded but still protruded offshore during the 18th century (Wulandari et al., 2017). In the area of the promontory, the delta therefore prograded from 3 km inland at 0.5 ka CE to a position offshore, and then back to 0 km in 1.9 ka CE, at an integrated rate > 2 km/ky over the past 1.5 ky. Maps and aerial photographs show that erosion prevails all along the delta coast since at least the late 19th Century, with ~100 m of average cumulated retreat before 2004. On average, the 2004 tsunami further eroded ~120 m of coast (Chapkanski et al., 2022b). Although some of the coastlines eroded by the tsunami in northern Sumatra tend to retrieved their pre-tsunami location within a few years after the tsunami (Liew et al., 2010), No such healing is observed in the Aceh River delta, where coastal erosion has continued.

VIII.7.5 Parameters controlling delta growth

We discuss here which combination of processes may explain the most salient characteristics of the Aceh River delta. We first discuss to which extent sea-level variations and the shape of the surface on which the delta prograded account for the large decrease in delta progradation rate over time. We then discuss whether tectonics and wave climate contributed to the strong morphological asymmetry of the delta. After, we discuss what drove the shift from protracted river course stability, to a series of avulsions and to the formation of a late cusped promontory, looking in particular at the potential contribution of climate change and eruptions. Finally, we discuss the contribution of recurring large tsunamis to delta architecture.

VIII.7.5.1 Sea-level variations vs pre-Holocene topography.

The Aceh River valley was flooded as far as 8 km inland during the Holocene transgression (Culshaw et al., 1979). The oldest shoreface deposits encountered in this study (4.5 ka BCE) are located 6 km from the current coastline, indicating that delta progradation started well before the mid-Holocene highstand, presumably when sea level rise slowed down markedly at 6-4 ka BCE. At Lhok Nga, sea level may have risen to > 3 m above present-day sea level between 4.5 and 3.1 ± 0.2 ka BCE, assuming no later tectonic uplift. By 4.5-4.0 ka BCE, subtidal sands were deposited at 1.5 m asl in an inter-ridge swale of the eastern delta strandplain, toward the end of the highstand. The increase in accommodation space provided by the mid-Holocene highstand did not prevent the delta from prograding rapidly, reaching 25% of its current length by 4 ka BCE. Likewise, the following sea-level draw down from 4 to 1 ka BCE does not appear to have contributed much the progradation of the delta, which rate decreased from 1 km/ky during the highstand to 0.5 km/ky during sea level fall. After 0.5 ka BCE, the progradation rates increased again up to > 2 km/ky locally. Sea level variations therefore had a limited effect on delta progradation, at most dampening variations that could have been sharper otherwise.

The dramatic slowing down of progradation and final retrogradation of the delta can be attributed to the growth of the delta in an initially confined and shallow valley, followed by the infilling of to a much broader and deeper embayment (Rusdy et al., 2020; Culshaw et al., 1979, Farr and Djaeni, 1975). The morphology of transgressive surface is indeed a key parameter of coastal evolution (Heap and Nichol, 1997; Dillenburg et al., 2000; Rossi et al., 2011). Besides, the slowing of the progradation may be also driven by increasing exposure to swell and shoreface sediment dispersal, which reduces the fraction of river sediment trapped in the delta and proximal submarine fan.

Progradation may have come close to a stop since the delta has almost completely filled the bay of Aceh. The eastern strandplain lies now flush with Cape Batee, which bounds the bay to the northeast, allowing longshore drift to disperse sediment beyond the cape, effectively pinning the north coast of the delta to Cape Batee. The current phase of delta retrogradation may indicate that most sediment is now dispersed and that no further growth of the delta will occur. In the Bay of Pancu, however, where the coast line is not graded to the western-bounding cape, ample fluctuations of the coast are documented, indicating that such slowing down, or stalling of progradation, is associated to short-lived alternations of progradation and retrogradation. In less sheltered locations such as the mouth of the Aceh River, the growth and subsequent erosion of the Aceh River mouth cusped promontory over the past few centuries also reveals substantial fluctuations. In this regard, the current phase of generalized coastal erosion, which started more than a century ago (Chapkanski et al., 2022b, Meilianda et al., 2021), may not be the first of its kind, as such phases are too short-lived to be detectable in our older records.

VIII.7.6 Delta asymmetry: contributions of waves, subsidence, and tectonics

The delta is characterized by a notable change in architecture from the west to the east, with a dominance of coastal landforms in the east and a dominance of fluvial landforms in the west. The eastern part of the delta is essentially a large strandplain made of more tightly packed, and higher-standing beach ridges than in the west. The first half of it accreted while the mouth of the Aceh River was located far up-drift, along the western margin of the delta, and the second half after the Aceh River moved closer, with a marked change in style to less tightly-packed ridges and faster progradation. The western strandplain, which was initially in a close location down-drift of the river mouth, was nonetheless constituted of lower-lying and more loosely spaced beach ridges than even the youngest parts of the eastern strandplain, and trend which persisted, if not amplified, after the Aceh River moved at the center of the delta. Historical sources suggest that the coast has retreated 1.5 km in Pancu Bay since 1.5 ka CE (Dos Santos Alves and Manguin, 1997). That part of the coastline has also experienced the highest retreat in the 20th century CE (Chapkanski et al., 2022b) and is where recent beach ridges are the smallest (Chapkanski et al., 2023).

The initial location of the river mouth against the western margin implies that, of the two alternating drift direction that affect the delta (section 2), only the SE-directed swell (Fig. 1C) was able to disperse sediment to the east along the delta shoreface. In closer proximity to the river mouth, the eastern strandplain accreted faster relative to the western strandplain. Dispersal by SE-directed swell was limited in the wave shadow of cape Batee. The wave force increases to the east as the shore gets more exposed, which can account for the increase in height of the beach ridges along the fully exposed eastern strandplain. The delivery of river sediment to the central part of the delta led to the development of a cusped promontory which dominant swale skewed toward the down drift side (Korus and Fielding, 2015), showing that SE-directed swell is dominant over SW-directed swell. The higher concentration of heavy minerals in Pancu Bay, in a context of coastal erosion, reflect the starvation of the western half of the delta since the Aceh River has moved to its central part.

The burial of the western strandplain into fluvial sediment result in part from the progressive downward progression of the fluvial apron on top of the strandplain, as the Aceh River maintained its course in the west. It also likely results from the initial lower prominence of its beach ridges. One likely feedback is that the migration of the Aceh River toward the east was restricted by the tall elevation of the beach ridges of the eastern strandplain, while facilitated in the east by the lower prominence of the ridges and their partial burial under floodplain sediments.

The difference in elevation between the western and eastern strandplain could also result from differential subsidence, which is regarded as faster in the west (Meilianda, 2010; 2021). Some subsidence is likely driven by sediment compaction, which is the fastest where the Holocene sediment accumulation is the thickest, namely in the axis of the flooded Aceh River valley. The lower reaches of this valley have not been mapped, but they are most likely located in the downstream continuation of its upper reaches, that is namely, below the western part of delta. This is also where the buried beach ridges are the most deeply buried under fluvial deposits, their crests remaining 2 m deeper than those of the eastern strandplain.

Another possible source of subsidence of the delta is associated to tectonic slip on the Aceh fault, one of the two active splays of the left-lateral, Great Sumatra fault, which may develop a vertical component of slip through the Aceh trough basin. The Aceh fault affects the foothills of the Raba mountains along the western flank of the delta (Haridhi et al., 2023; Hady and Marliyani, 2020). It then crosses the Holocene delta plain between Pancu Bay and the Ulee Lheue estuary, without generating a scarp, suggesting either that vertical slip is absent, or that floodplain sedimentation quickly buries any

formed fault scarp. Normal faults branching at depth on the Aceh fault may also be present at the base of the Raba mountains, as suggested by prominent topographic scarps bordering the mountains to the east (Fig. 1B). It is unclear, however, whether such faults have been active during the Holocene. The ancient sea cliff of Lhok Nga, which provides elevation constraints on of the mid-Holocene highstand, is located in the footwall of these normal faults and may therefore have experienced differential uplift relative to the delta if these faults are active. Over the long term, the Aceh fault and the bordering normal faults of the basin define an asymmetric trough, or negative flower structure, dominated by normal faulting in the west, and inward tilting of the volcanic substrate that bounds the delta in the east. In this respect, long-term subsidence increases from east to west across the delta region, and might account for the higher elevation of the beach ridges in the east, provided that such differential subsidence occurred in Holocene time. Nonetheless, its effect on the current delta asymmetry might be more indirect. The greater amount of subsidence in the west over the long term may account for the location of the Pleistocene valley of the Aceh River along the west flank of the basin, allowing the preservation of a Pleistocene strandplain in the eastern part of the basin. It may therefore also account for the initial location of the Holocene course of the Aceh River. The persistence of the river course in very close proximity to the delta west flank, during most of the delta existence (from 6 ka BCE to 1.2 ka CE), despite become unconfined, maybe account for by greater land subsidence in this area, either as a result of larger sediment compaction in the paleovalley, or from faster tectonic subsidence there.

Faster subsidence in the west, by creating accommodation space, could have contributed to reduced progradation rates of the delta between 4 and 1 ka BCE. Subsidence-driven flooding could contribute to the faster coastal erosion affecting the western coast today. Last, if the lower elevation of the ancient beach ridges in the west is due to subsidence, then subsidence also contributed to confining the Aceh River avulsions to the western and central parts of the delta.

VIII.7.7 River avulsions and cusped promontory formation: influence of climate and eruptions

The formation of a protruding cusped promontory at the mouth of the Aceh River was coeval to the series of avulsions which affected the Aceh River course starting around 0.5 ka CE in the lower delta and 1 ka CE in the upper delta. As a result, the eastern strandplain, slowly accreted between 4 and 1 ka BCE, significantly prograded down-drift of the river mouth after 0.5 ka CE, faster progradation being marked by an increase in ridge spacing and a decrease in their height. Progradation stalled and the cusped promontory started to erode, sapping a fortress and a mosque built on the promontory in the 16th century (Dos Santos Alves and Manguin, 1997). The relocation of the river was thus accompanied by a short-lived pulse of delta outgrowth now largely resorbed, superposed to stalled progradation over the past two millennia.

During the 20th Century, the evolution of fluvial and coastal landforms has been tightly coupled in the Aceh River delta, where channel size, meander amplitude, coastal advance and retreat have evolved in concert, likely as a result of sediment discharge fluctuations (Chapkanski et al., 2022b). The temporal coincidence of the cusped promontory and of river avulsions also suggest that avulsion and progradation resulted by a short-lived increase in sediment delivery to the delta.

This event occurred at a time when land use was intensifying in the delta, with the settlement of the great sultanate of Aceh in the 16th Century. Although the development of the city was likely associated with a sharp intensification of land use, there is so far no known description or study documenting deforestation to a scale such that it would cause massive soil erosion. On the other hand, the catchment of the Aceh River drains the southern flank of the active Seulawah Agam stratovolcano (Fig.1B), which

last erupted in 1,839 CE and in the early 16th century CE (Barber et al., 2005; Rock et al., 1982). Youthful-looking pyroclastic aprons, covered with thin soils, blanket the south flank of the volcano, all the way down to the main tributaries of the Aceh River. The transport of volcanic material, either directly injected into the tributaries during an eruption, or reworked from pyroclastic deposits and ashfall layers before vegetation colonized the deposits, may have yielded a large volume of sediments. Besides, ashfall can damage vegetation over extensive parts of the Aceh River catchment, accelerating soil erosion of soils over large swaths of its catchment, and providing non-volcanic sediment to the river. Cores from the western floodplain preserve subtle (AC16,18, 50) to strong (AC1, 27,37,53) pulses of volcanic material (ASA affinities, Fig. 5, 7), which may result from these eruptions. In core AC37, the increase postdates the 7th century BCE; in core AC53 it occurs during the 12th century CE, and in core AC18 it occurs prior to the 16th century CE. These later are consistent with the occurrence of an eruption that would have caused avulsions in the delta, and the formation of the cusped promontory (Fig. 9C). Earthquakes on the Great Sumatra fault, affecting large areas of the Aceh River catchment with intensities > VI, have the potential of triggering hundreds to thousands of landslides, especially if they occur after large rainfalls, when soils are water-saturated (Sassa: Landslides Induced by a Combined Effect of Earthquake and Rainfall). Ascribing the pulse of sediment to such an earthquake remains speculative in the absence of earthquake record over the period of interest. However, considering the lack of major earthquakes in the past 170 years of archival records along the Aceh and Seulimeum faults, and their large potential rupture length able of generating M 8 earthquakes (Sieh and Natawidjaja, 2000), the occurrence of major to great earthquakes able to generate a large sediment pulse cannot be ruled out.

The long-term evolution of delta progradation could, likewise, be affected by long-period fluctuations in sediment supply, modulated by climate. The H and C isotopic compositions of plant wax in NW Sumatra, show two distinct periods of high rainfall from 6 ka to 4.5 ka BCE and from 0 ka to 1 ka CE (Niedermeyer et al., 2014). This more recent wet period (0-1.5 ka CE) probably accounted for an increase of sediment supply and acceleration of coastal progradation. It appears as coeval to the increase of ridge spacing in the eastern strandplain, observed from the 0.5 ka CE coastline. Precipitation started decreasing after the 10th century CE (Niedermeyer et al., 2014) a trend continuing up to the 20th century (Tan et al., 2019). Although climate alone cannot be held responsible for the stalling of progradation in the delta, we can expect the reduction in sediment supply observed in the 20th century (Chapkanski et al., 2022b) to accelerate coastal erosion.

VIII.7.8 Tsunami influence on delta evolution and human settlements

The delta of the Aceh River lies close to the Sunda subduction zone, which recurrently generates megathrust earthquakes (Kelsey et al., 2015; Meltzner et al., 2010; Pre et al., 2012). These are expected to have produced tsunamis similar in size to the 2004 tsunami (35 m-high waves, run-up distance of 3 km in the delta, Lavigne et al., 2009) with a return period of 450 years (Rubin et al. 2017). In Northern Sumatra, tsunamis with large run-up distances occurred in 2.8 ka BCE (Wassmer et al. 2015), 1.0 ka BCE (Monecke et al., 2008) and 1.4 ka CE (Sieh et al., 2015). We only found deposits of the 2.8 ka BCE tsunami in our 50 boreholes. The 2004 tsunami induced an instantaneous and irreversible retreat of the coastline of 120 m on average (Chapkanski et al., 2022b). Assuming a return period of 450 years, tsunami erosion would have contributed to < 20% of the coastline retreat, if the current phase in coastal erosion started early enough (1.5 ka CE) for two tsunamis to contribute to the retreat. Therefore, their effects remain relatively small, and are mostly felt during the periods of slowest advance or retreat of the coastline.

Human settlements in the delta are attested at coastal locations by 0.9 ka CE. Maritime trade has driven harbor activities since at least 1.2 ka CE (Daly et al., 2019), with some 16th century texts mentioning the existence of a harbor named Lamri in the delta (McKinnon, 2015). Early ports were settled in Pancu Bay, which provides natural sheltering from swell. Many structures have been exposed by coastal erosion within the bay since the late 19th century. Old stories tell that Tuan Island, which is currently located 1.5 km offshore, was accessed by foot at low tide during the 15th century (Dos Santos Alves and Manguin, 1997), which, if true, implies coastal erosion at 3 km/ky over the past 500 years. The city of Aceh was built as a fluvial port in the 16th century, the palace of the sultans being built 3 km from the sea (Fig. 1C, 9). The fluvial location certainly offered better protection from waves or marine attacks than the Bay of Pancu. It also offered a better protection from tsunamis, although it is difficult to determine whether the foreknowledge of earlier tsunamis contributed to the choice of the location of Aceh, considering that the 2004 tsunami hardly reached the city center. Our study shows that coastal erosion may have also been instrumental in deterring the building of port structures in Pancu Bay.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

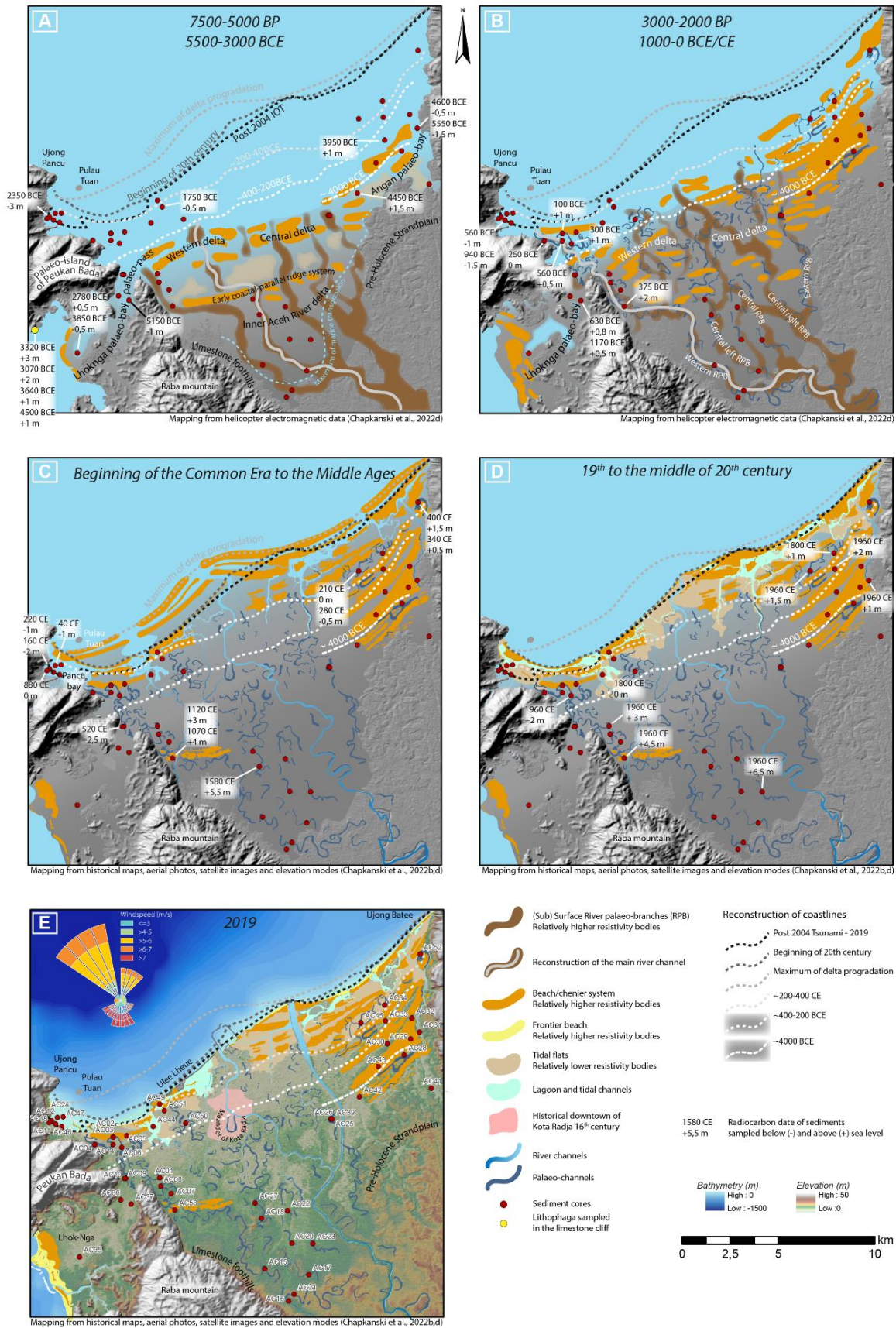


Figure VIII.9: Palaeogeographic evolution of the Aceh River delta since the last seven millennium.

VIII.8. Conclusion

Sediment core samples were collected and analyzed through an integrated multi-proxy approach including radiocarbon determinations, grain-size, magnetic susceptibility, X-Ray Fluorescence geochemistry and Mid-Infrared spectroscopic mineralogy, to investigate the fluvial and coastal landscape evolution in the Aceh River delta over the past 7 kyrs.

Using these proxies, we documented the mid-Holocene sea-level high stands, and the chronostratigraphy of the fluvial and coastal subsurface depositional environments including the ancient fluvial channels, the lagoons and tidal flats of the western delta and Lhok-Nga strait, as well as strand plain of the eastern delta. We then combined the data to feed uni- and multivariate statistics to cross-correlate the sedimentological, geochemical and mineralogical signatures of these depositional environments. The statistics revealed covariations between the finest sediments, Al, Fe, Ti, Zn, Y, V and phyllosilicates from onshore, and medium sized sands, Si, K, Zr, Cl, S, carbonates and feldspars from offshore. We attributed these covariations to the delta floodplain and foreshore depositional environments respectively. Sub-clustering of foreshore deposits was attributed to Na-K feldspar-dominated sands in the delta and carbonate-dominated sands in the Lhok-Nga embayment.

The mid-infrared spectral data from sediment core samples also fed a previously established discriminant analysis with reference samples from the upstream feeding catchments to track the spatial and temporal changes of sediment provenances in the delta deposits. The results revealed that most samples are mixtures, in average proportions of 83%, 11% and 6% from the (i) headwater tributaries: Inong, Seulimuem, Keumireu and Jreue (ISKJ), (ii) left-lateral carbonate Raba (R) and (iii) right-lateral Angan, Aneuk, Khea, and Seulawah Agam sub-catchments (ASA), respectively.

All new results were integrated together with previously published helicopter-borne electromagnetic (HEM) surveys, as well as earlier geomorphological descriptions and short-term coastal reconstructions to propose an integral reconstruction of the delta palaeogeographic evolution over the past 7 kyrs. We found that the Aceh River delta initiated in a drowned narrow and shallow valley presumably during the deceleration of the mid-Holocene sea-level rise by 6 ka BCE. Early phase of progradation reached ~1/4 of the total delta length by 4.5 ka BCE, despite a continuing sea-level rise and highstand of ~ 3m above present. Succession of single Aceh River channels, rather than multiple distributaries, evolved in the west delta during most of the progradation and buried the strandplain with floodplain deposits sourced from the headwater or/and lateral mountain sub-catchments. Cyclic discontinuous shift to the shoreline, from 4 to 1 ka BCE, generated high staked beach-ridge strandplain in the eastern delta at relatively slower progradation rate of 0.5 km/ka year. From 0.5 ka BCE, the rate of delta progradation enhanced to 1 km/ka year and even increased to 2 km/ka year after 0.5 ka CE, generating lower-laying spaced ridges. Stepwise avulsion, from west toward the center of the delta, occurred from 0.5 ka to 1.6 ka CE. Delta progradation continued after 0.5 ka CE up to 1km seaward from the current coastline, then stalled and retrograded in the last centuries.

The combined effect of sea-level variations, antecedent topography, tectonics, climate change, sediment influx, eruptions and recurrence of tsunamis, explain most salient characteristics of the Aceh River delta, including strong morphological asymmetry, protracted river course stability and cusped promontory. We briefly outline the social-environment co-evolution and human adaptation to delta geomorphology and processes during the last millennium.

VIII.9. Acknowledgements

Permit to conduct field work was granted by the Ministry of Research and Technology of the republic of Indonesia in cooperation with the Universitas Syiah Kuala. This study was funded by the French Ministry of Foreign Affairs, through a Partenariat Hubert Curien - Nusantara grant, by the University of Paris 1 Panthéon-Sorbonne, through an International Mobility Grant awarded to S. Chapkanski, by the Institut Universitaire de France (IUF) attributed to F. Lavigne and by the Laboratory of Physical Geography (LGP), UMR 8591. The radiocarbon dating was supported by the Artemis – CNRS - SHS bi-annual calls from 2019 to 2021. BPH, PD, AS, and JM are supported by the Singapore Ministry of Education Academic Research Fund MOE2019 T3-1-004, the National Research Foundation Singapore, and the Singapore Ministry of Education, under the Research Centers of Excellence initiative. Their contribution to this paper comprises Earth Observatory of Singapore contribution number 431. The authors are grateful to Kristi Anastasi, Camille Conçalves, Amber Goyon and Marie Tallon for the help with the sieving and magnetic susceptibility measurements. We thank Fatima Mokadem and Ségolène Saulnier Copard, responsible of geochemical and sedimentological platforms of LGP, as well as Damase Mouralis to provide training and access to X-Ray facilities. We warmly thank Tarmizi, Fajarul Aulia, Rifqi Irvansyah, Junaidi Saman, Hestia Melani, Nila Kanti, Andreas Surya Adiwinata Suherman and Febri Adi Kusuma for field work logistical and technical assistance as well as Veronique Degroot and Diah Novitasari from the French School for Far East Studies (EFEO) in Jakarta for the collaboration and all the help with the administrative procedure and research permit authorizations. Further support was received from the LabCom Geo-Heritage (ANR-15-LCV4-0002).

Data availability statement

All the data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper

VIII.10. Supplementary information and data

VIII.10.1 S1. Material and methods: Grain-size narrowing

Thirty-four randomly selected samples were sub-sieved through 0.25 mm and 0.5 mm-mesh size stainless steel sieves to test whether mineralogical and chemical composition differs substantially across sand fractions, such as to affect provenance determinations (Lacey et al., 2017; Collins et al., 2020; Gholami et al., 2019). Provenance determinations in narrow size fractions assume that their composition does not evolve significantly between source areas and the sites of deposition, that is, that attrition of the coarser load during transport represents a marginal contribution to the stock of sand.

VIII.10.2 S2. Material and methods: Quantification of mineral abundances from mid-infrared spectroscopic data

During exposure of the sample to the mid-infrared light, infrared radiation triggers interatomic bonds, leading to light absorbance at specific wavenumbers between 4,000 and 450 cm^{-1} , which depend of the atomic mass, length, strength and force constants of the interatomic bonds. In mineral lattices, absorbance peaks position is also influenced by the size, shape and degree of crystalline order of minerals (Farmer, 1974; Repacholi, 2012), while peak intensity is influenced by mineral species abundance. Mid-infrared spectra are very effective to quantify carbonates (So et al., 2020; Henry et al., 2017), phyllosilicates (Madejova and Komadel, 2001), quartz (Bertaux et al., 1998) and other tectosilicates and sulfates (Muller et al., 2014).

VIII.10.3 S3. Material and methods: Discriminant analyses

The reference spectra dataset from Chapkanski et al. (2022c) includes bulk sediment samples (< 2mm, n=147), clay to fine sand (< 0.25 mm, n = 147), medium sand (0.25 – 0.5 mm, n= 94) and coarse sand (0.5 – 2 mm, n = 84). The new data and reference spectra (n=886) were subjected to three discriminant analyses (DA) using a stepwise selection algorithm with the software IBM SPSS statistics 20.0 (Armonk, NY, USA). To reduce the effects of organic matter and hydroxyl bonds, only the mid-infrared range from 1,500 to 450 cm^{-1} was used. Three DA analyses were applied to each analyzed sub-fraction. The DA calculates the Mahalanobis distances between the source groups and the cored fluvial and coastal sediments, which receive contributions from these upstream sources. They plot between the source groups. Samples far from any source (Mahalanobis scores of ± 10) are likely derived from unreferenced sources. The provenance affinity of core samples to each source, expressed in percentage, is computed by the DA, based on the Mahalanobis distance, and regarded as the relative contribution of each source (De Maesschalck et al., 2000).

Three reference groups were set: the Inong, Seulimuem, Keumireu and Jreue tributary catchments (ISKJ group), the Raba sub-catchments (R group) and the Angan, Aneuk, Khea, and Seulawah Agam tributary catchments (ASA group). This grouping discriminates sediments from: (i) the limestones on the left side of the delta (R), (ii) the andesitic to dacitic volcanics (ASA) on the right side of the delta, and (iii) the main Aceh River sub-catchments (ISKJ). Quantifying the relative contributions of these sources aims at detecting changes in sediment provenance between and within ancient channels which could result from changes in fluvial dynamics, identify if surges in volcanic sediment contributions are detected following eruptions, and changes in the composition of coastal sand tracts that could reflect changes in fluvial and littoral dynamics.

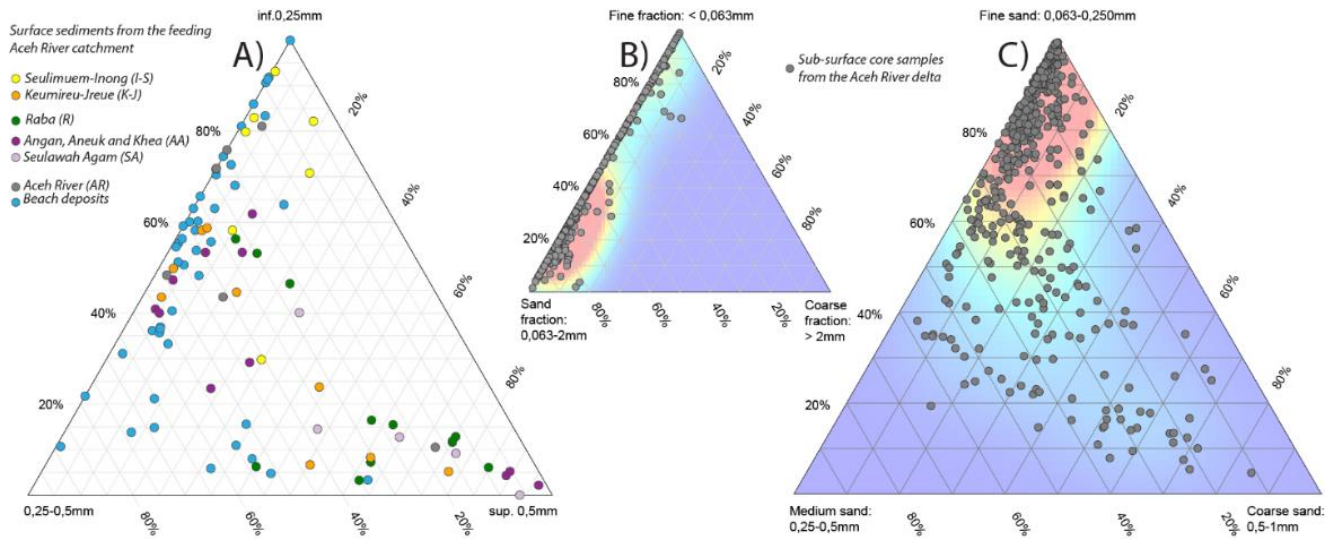


Figure: VIII.S5-Fig.1: Ternary plots indicating the grain-size distributions of surface-collected sediments in the Aceh River catchment (A) and sub-surface borehole samples from the Aceh River delta (B-C).

VIII.10.4 S4. Helicopter-borne electromagnetic (HEM) data

Resistivity map derived from 1D inversion models at 10, 8, 5, 3 and 2 meters below ground level (BGL, Siemon and Ploethner, 2006a; Siemon et al., 2007; Siemon and Steuer, 2011) was reused from Chapkanski et al. (2023), to gain insight into the underground architecture of the delta, using the difference in resistivity between floodplains (relatively lower resistivity values of finer sediments) and sand bodies (relatively higher resistivity values of coarser sediments) such as river channels and beach ridges. Geophysical data processing is detailed in Siemon et al. (2006b). Correspondence between the resistivity maps and stratigraphic data (sediment texture: clay-silt, sand and gravel) was performed in Chapkanski et al., 2023 from extensive sub-surface database consisting 890 stratigraphic layers from 206 core logs (including cores from this study; Chapkanski et al., 2022d; Culshaw et al., 1979; Farr and Djaeni, 1975; Iwaco, 1993).

VIII.10.5 S5. Results: Grain-size and magnetic susceptibility

Ternary diagrams (S5-1) display the grain-size variations in modern fluvial and coastal sediments (S5-Fig.1A, Chapkanski et al., 2022c) together with the newly analyzed cored sediments (S5-Fig.1B-C).

VIII.10.6 6. Results: Mineralogical deciphering of mid-infrared spectra

Example of mid-infrared spectra of sediment cores collected along the Aceh River delta are presented in supplemental (S6-Fig.1). Carbonates, either calcite or/and aragonite (CaCO_3), represent absorbance peaks at 2,986, 2,874, 2,640-2,460, 1,500-1,450, 874, and 730-710 cm^{-1} . Variations in apportionment of calcite and aragonite produce a slight drift of the peaks between 2,522 and 2,512 cm^{-1} . A small peak at 2,960 cm^{-1} corresponds to C-H aliphatic methyl. The kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), which is abundantly produced in wet tropical soils (Lehmann et al., 2021) produces absorbance peaks at 3,706-3,690, 1,114 and 922 cm^{-1} . In association to kaolinite, the nitrogen bond N-H, most commonly present in amides,

produce absorbance peaks at 3,226 and 1,642 cm^{-1} . The quartz (SiO_2) produces peaks at 1,338, 1,160 and 696 cm^{-1} . Ca-plagioclases, clinopyroxenes, and illite are suspected to produce the absorbance peaks at 778, 730, 650 and 538 cm^{-1} . The absorbance peaks at 2,922 and 2,858 are diagnostic for C-H aliphatic methylene. Mineral compounds such as biotite at 3706 and 954 cm^{-1} , Na-feldspar at 794 cm^{-1} and heavy minerals (pyroxenes, amphibole, olivine and zircon) at 1034, 938, 842 cm^{-1} could be deciphered. Absorbance peaks related to organic compounds, such as Oxygen Group O-H at 3386 cm^{-1} and unsaturated alkenes C-C at 1658 cm^{-1} are identified.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

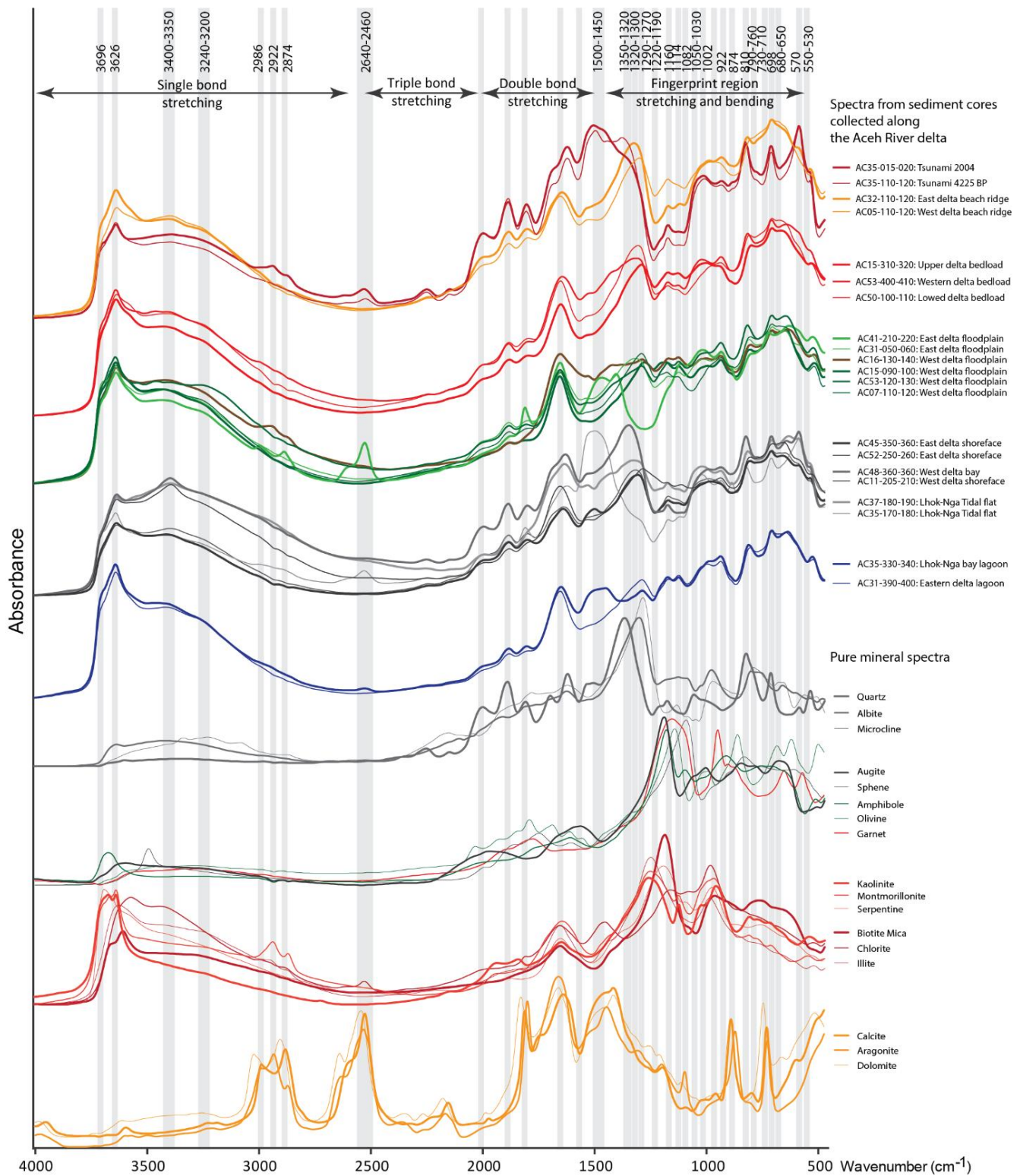


Figure: VIII.S6-Fig.1: Examples of mid-infrared spectra from sediment cores collected along the Aceh River delta and pure mineral spectra. Grey bands show the main absorbance peaks and specific wavenumbers.

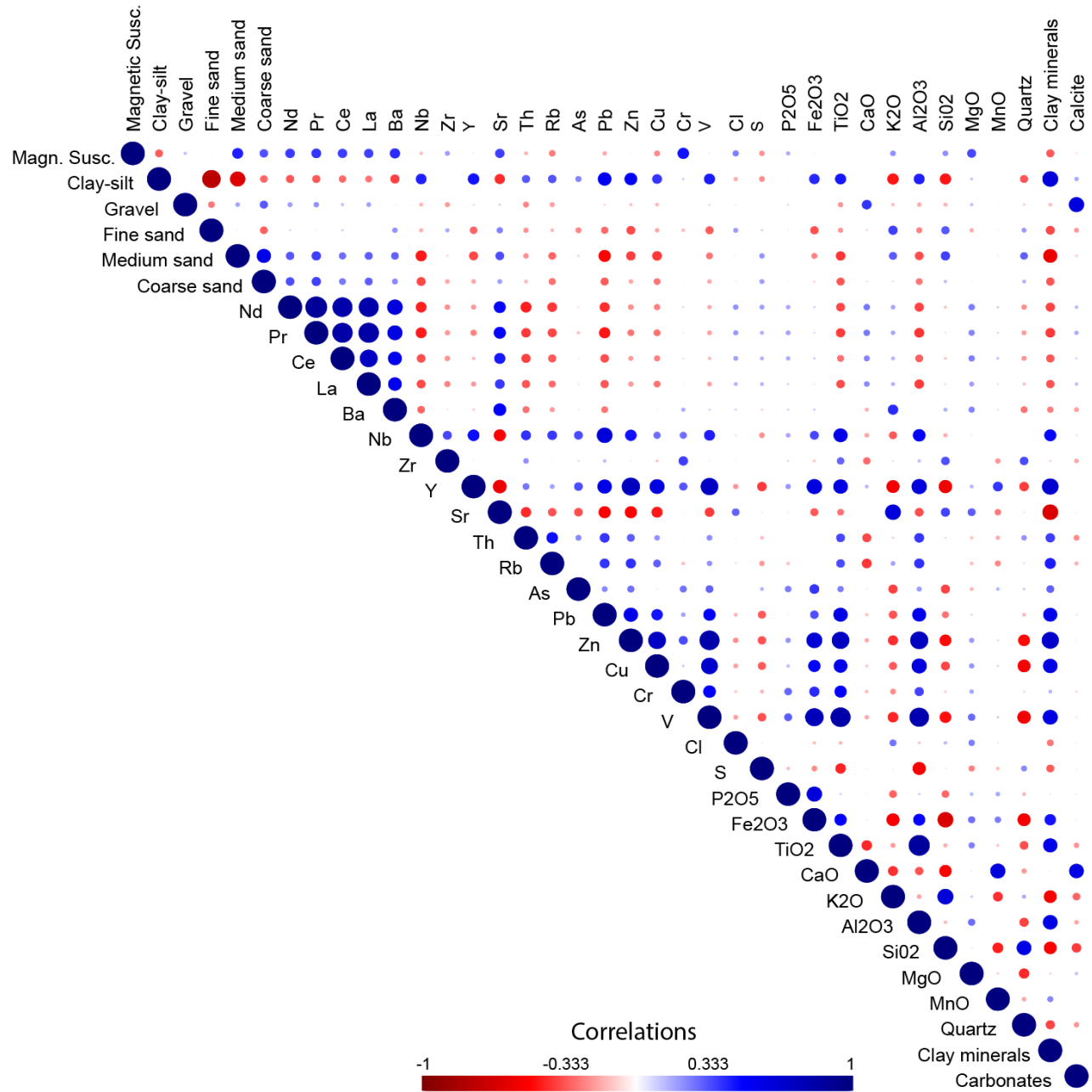


Figure VIII. S6-Fig.2: Correlation matrix of different properties including: grain-size, mineralogy, geochemistry and sediment provenance determination.

VIII.10.7 S7. Sediment provenance fingerprinting with MIRS-DA

The discriminant analysis was conducted using sediment source references consisting of modern river sediments from these sources, for the grain-size fractions (<0.250mm, 0.250-0.500mm and >0.500-2mm). To test the reliability of the approach, we first made sure that the analysis successfully ascribes other modern river sediments to their correct source. The analysis successfully ascribed these modern sediments to the headwater tributaries of the Aceh River forming the Inong, Seulimuem, Keumireu and Jreue (ISKJ) group, to the western limestone belt in the Raba range catchments (R) in the southwest, and to the north-eastern volcanics of the Angan, Aneuk, Khea, and Seulawah Agam sub-catchments (ASA). On 2D scatter plots in supplemental (S7-Fig.1), the first discriminant function (DF1) in the three grain-size fractions summarize 62-81% of the total variance and generate the largest intergroup distances between the two most opposite clusters. Regardless of grain size, DF1 most strongly separates the carbonates (R group) from the andesitic volcanics (ASA group). DF2 summarizes 28-38% of the total variance and discriminates the less contrasted upstream sandstones, metamorphic and ultramafic rocks (ISKJ group), from the R and/or ASA groups. The most discriminant wavenumbers, with higher positive and negative coefficients, are 1,226, 1,194, 1,098, 1,034, 954, 922, 842, 810 and 746 cm^{-1} . Based on previous established pure mineral spectra database (Chapkanski et al., 2021a; b), these wavenumbers could be associated to clinopyroxenes (1,226 cm^{-1}), carbonates (1,434 and 1,194 cm^{-1}), Na-feldspars (1,098 cm^{-1}), chlorite (1,034 cm^{-1}), biotite (954 cm^{-1}), garnet (922 cm^{-1}), olivine (842 cm^{-1}), quartz (1,066 and 810 cm^{-1}), and kaolinite or serpentine (746 cm^{-1}).

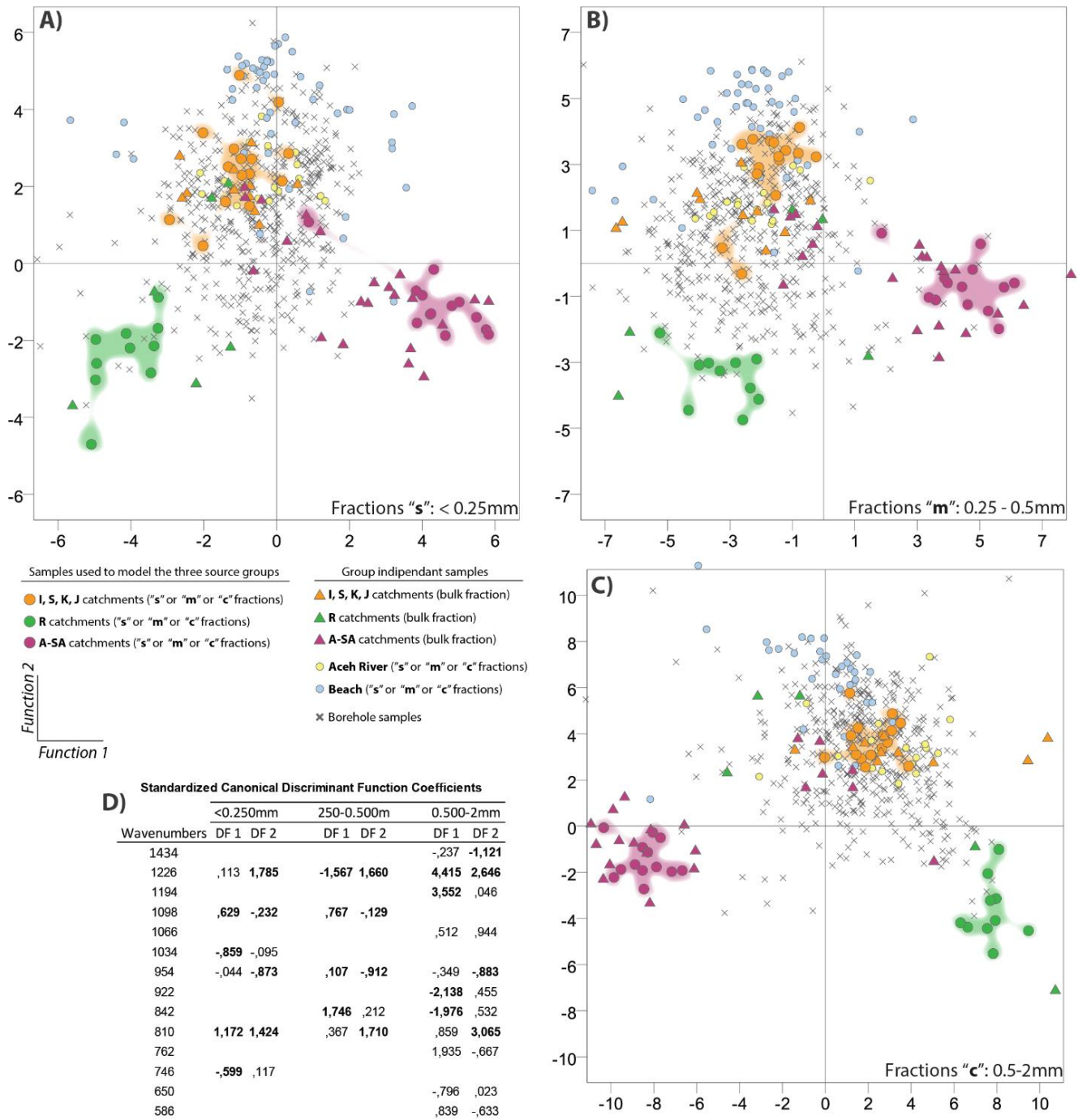


Figure VIII.S7-Fig.1: Two-dimensional scatter plots of the first and second discriminant functions derived from discriminant analysis models performed on the mid-infrared dataset for specific grain-size fractions. Big circles indicate reference samples and their respective groups. Triangles indicate bulk reference samples. Small circles indicate the samples from the Aceh River and the delta beach. X-symbols indicate the sub-surface borehole samples. Barycentric coordinates of each reference group are reported.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

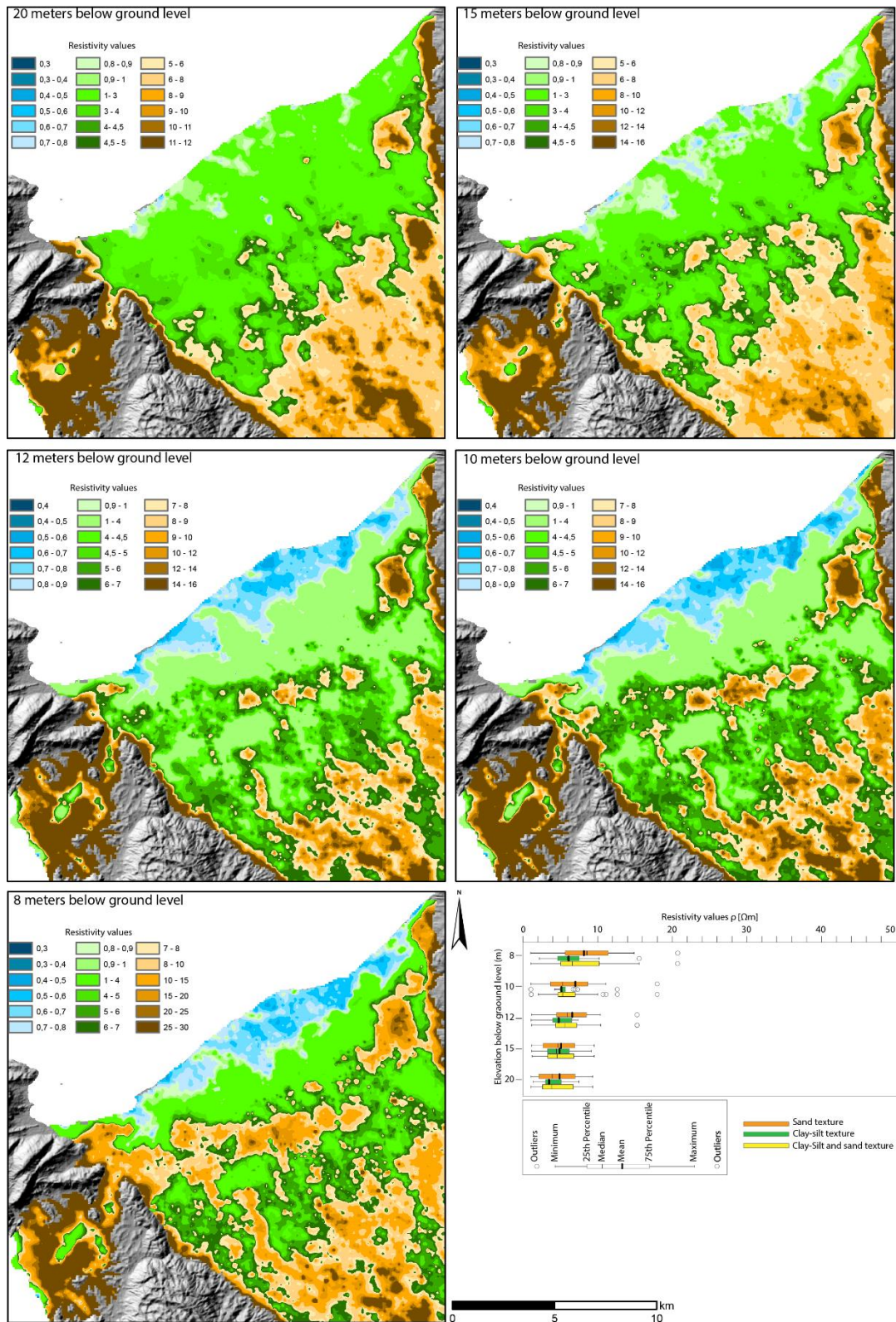


Figure VIII. S8: Resistivity maps at 20m, 15m, 12m, 10m and 8m below ground level. The map discretization was reused from Chapkanski et al., 2023.

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

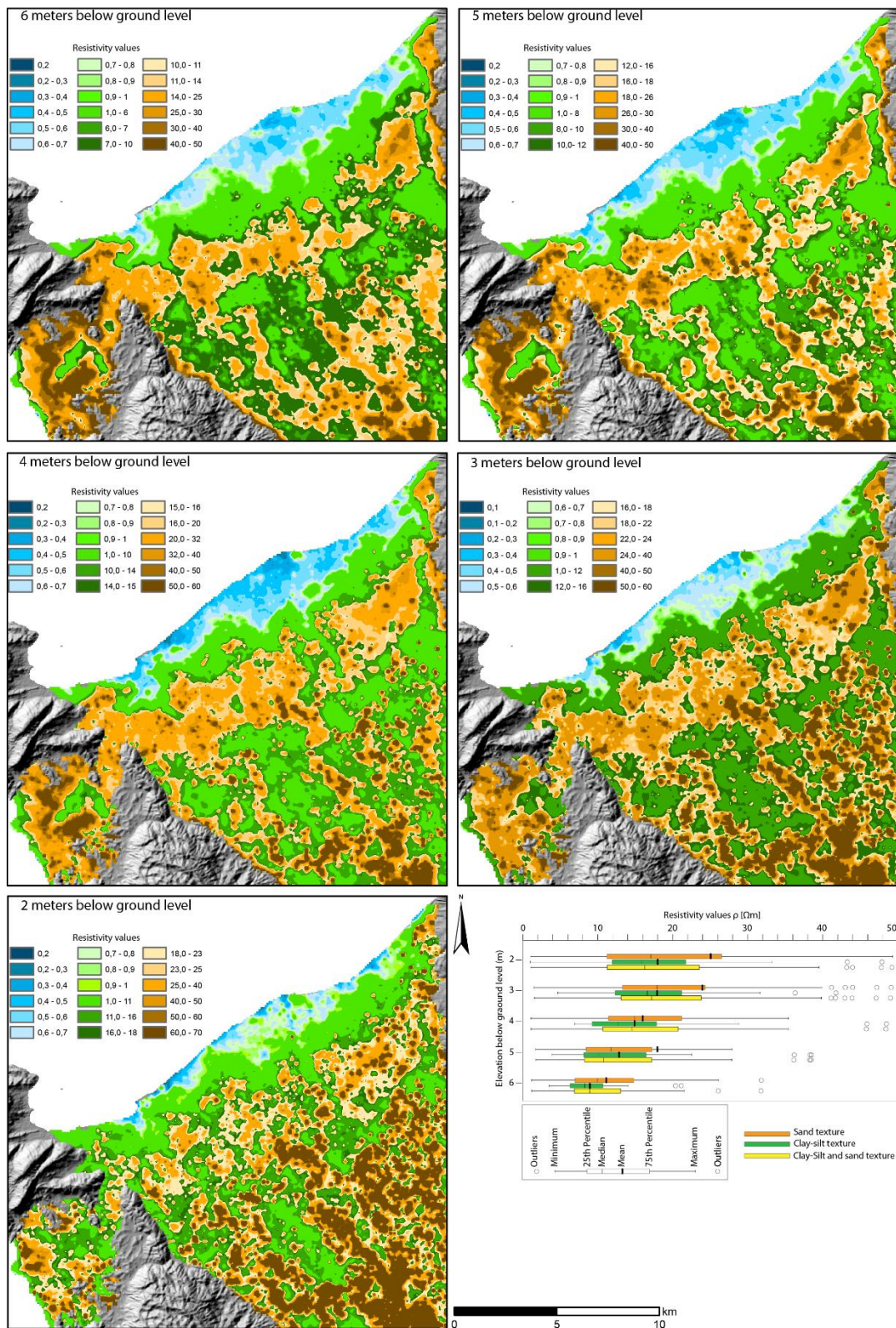
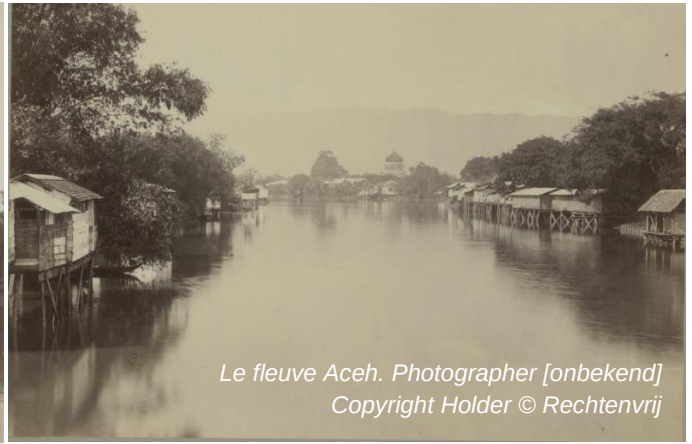


Figure VIII. S9: Resistivity maps at 6m, 5m, 4m, 3m and 2m below ground level. The map discretization was reused from Chapkanski et al., 2023.



Le fleuve Aceh au XIX^{ème} siècle. Photographer Lambert, Gustav Richard. Copyright Holder © Rechtenvrij



Le fleuve Aceh. Photographer [onbekend] Copyright Holder © Rechtenvrij



*Le fleuve Aceh à l'aval de la ville de Banda Aceh.
Photo : S. Chapkanski*

SYNTHESE, CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Rappel du contexte de recherche scientifique

Aujourd'hui, ~ 10% de la population mondiale occupe les basses zones côtières situées à moins de 10 m au-dessus du niveau marin (McGranahan et al., 2007) et environ 6% vit dans les deltas alors qu'ils couvrent moins de 1% de la surface terrestre (Haq et Milliman, 2023 ; Safrade Campos et al., 2020 ; Ericson et al., 2006). Les deltas constituent ainsi des territoires à forts enjeux sociétaux et environnementaux, et ce, depuis le Néolithique, lorsque les premières sociétés se sont installées, attirées par des conditions climatiques, écosystémiques et géographiques favorables à l'agriculture, la pêche et le commerce (Small and Nicholls, 2003 ; Stanley and Warne, 1997).

Cependant, dans le contexte actuel d'accélération globale du changement climatique et d'amplification des processus à la surface terrestre, les littoraux deltaïques évoluent très rapidement avec d'importantes pertes de terre sur les rivages meubles (Nienhuis et van der Wal., 2021). En effet, de par leur position à l'interface terre-mer, les environnements deltaïques sont particulièrement sensibles aux aléas dans un contexte de changements environnementaux. En particulier, l'érosion côtière est induite par l'effet combiné de l'augmentation progressive du niveau marin mondial, en même temps que la subsidence accélérée par la compaction naturelle. Ces ajustements sont accentués et parfois bouleversés par la pression anthropique, notamment la densification de la population, l'urbanisation intensive (McGranahan et al., 2007), la diminution des sédiments retenus dans les barrages (Syvitski et al., 2005), l'extraction de sédiments dans les lits fluviaux, la subsidence des terrains par le captage des eaux souterraines et l'extraction des hydrocarbures (Nicholls et Cazenave, 2010). Connaître les effets du changement climatique et l'influence de l'homme sur les ajustements environnementaux le long des littoraux deltaïques est alors essentiel pour réduire la vulnérabilité des côtes, améliorer la résilience et orienter les programmes d'investissement et les projets de restauration (Syamsidik et al., 2019 ; Hijma et al., 2017 ; Allison et al., 2012 ; Paola et al., 2011).

Améliorer la compréhension des ajustements environnementaux actuels et futurs nécessite cependant la connaissance des évolutions morpho-sédimentaires à des échelles spatiales et temporelles annuelles, séculaires et millénaires. En outre, les processus, moteurs des évolutions deltaïques, ne peuvent être compris qu'à travers une prise en compte systémique de l'action combinée de l'apport en sédiments (Vakarelov and Ainsworth, 2013), du régime hydrologique des fleuves contributeurs (Yang et al., 2006a; 2002; Roberts, 1997), des conditions de la houle (Anthony, 2005; Nienhuis et al., 2015), du régime tidal (Goodbred and Saito, 2012), des variations du niveau marin (Stanley and Warne, 1994), de la tectonique (Mathers and Zalasiewicz, 1999, Higgins, 2016) et l'influence des activités humaines.

Les études paléoenvironnementales en contexte deltaïque ont majoritairement ciblé les systèmes deltaïques majeurs (Caldwell et al., 2019 ; Anthony, 2015 ; Korus and Fielding, 2015 ; Anthony et al., 2014 ; Ericson et al., 2005 ; Amorosi and Milli, 2001 ; Stanley and Warne, 1994). En revanche, les trajectoires environnementales millénaires des deltas de l'Asie du Sud-est insulaire, à l'exception des grands deltas comme celui de la Mahakam (Storms et al., 2005), demeurent méconnues. L'archipel indonésien compte cependant parmi les régions du monde les plus densément peuplées le long des littoraux, qui d'après les projections globales, vont enregistrer de très importantes pertes en terre à cause de l'élévation du niveau marin mondial (Nienhuis et van der Wal., 2021). Parmi les deltas, nombreux se situent à proximité des régions volcaniques et tectoniques actives, évoluant au gré du temps sous l'influence de puissants séismes (Kelsey et al., 2015 ; Meltzner et al., 2010 ; Pre et al., 2012), de submersion par des tsunamis (Rubin et al., 2017 ; Sieh et al., 2015 ; Wassmer et al., 2015 ; Monecke et al., 2008 ; Latief et al., 2000) et d'éruptions volcaniques (Beselly et al., 2021 ; Kuenzi et al., 1979).

Hypothèses de départ et axes scientifiques

Dans ce contexte de recherche, le travail de thèse a alors été structuré autour d'un axe thématique principal afin d'améliorer la connaissance de l'évolution paléogéographique fluviale et côtière de delta du fleuve Aceh, ainsi que l'influence des différents facteurs de contrôle sur les rythmes et les modes de progradation. Il repose sur l'hypothèse thématique que le delta du fleuve Aceh a évolué sous le contrôle dominant des facteurs communs des autres systèmes deltaïques (la taille et la géologie du bassin versant, l'apport en sédiments, les conditions de la houle, les variations du niveau marin et la tectonique), mais sa trajectoire d'évolution, ainsi que les rythmes et les modes d'ajustements morphologiques fluviaux et côtiers, ont été influencés par la fréquence des forçages telluriques (forts séismes, tsunamis et éruptions volcaniques). Une deuxième hypothèse de travail, a porté sur la technique de la spectroscopie infrarouge, qui pourrait constituer un outil robuste pour décrypter la composition et la provenance d'un grand nombre d'échantillons de sédiments en contexte deltaïque. En effet, cette étude s'est fortement appuyée sur une approche méthodologique, fondée sur l'analyse de sédiments par la spectroscopie moyen infrarouge (SMIR). Cette technique moléculaire présente l'avantage d'être efficace, rapide, relativement peu coûteuse et non-destructive. Elle s'est avérée efficace pour la détermination de la provenance des sédiments inorganiques à l'échelle des bassins versants montagneux et agricoles (Poulenard et al., 2009, 2012 ; Tiecher et al., 2017) et des larges plaines alluviales (Chapkanski et al., 2020, Abdulkarim et al., 2022). En contexte deltaïque, la SMIR a aussi montré sa capacité à caractériser précisément la composition minéralogique des échantillons issus des carottes sédimentaires (Chapkanski et al., 2022a). La synthèse et les conclusions issues des résultats et des discussions des différents chapitres de ce travail de thèse ont été présentées par progression rétrospective.

Cartographier les modelés de surface et de subsurface deltaïque

La compréhension globale de la dynamique sédimentaire des systèmes deltaïques ne peut se faire qu'à travers la compréhension de l'interaction entre les processus fluviaux et côtiers. La cartographie spatio-temporelle des modelés deltaïques de surface et de subsurface a été alors un point d'ancrage pour ce travail de thèse. La cartographie des différentes formes du relief (levées fluviales, paléo-chenaux, chenaux tidaux, lagunes, plaine tidale, cordons littoraux et inter-cordons) à partir des données multi-sources (cartes historiques, photos aériennes, images satellites, modèles numériques de surface et données de résistivité électromagnétique) a permis la réalisation d'une carte géomorphologique du delta à l'échelle de 1 : 75.000 (Chapkanski et al., 2023). Elle renseigne l'état actuel du delta et constitue un aperçu de sa trajectoire d'évolution à long terme, décrypté à partir des modelés de surface et de subsurface fossiles. Les résultats de cette étude ont permis de segmenter le delta aérien autour de quatre sous-compartiments géomorphologiques :

- Une large bande côtière du delta inférieur constituée d'une plaine tidale, chenaux tidaux, étangs d'aquaculture et lagunes ;
- Une plaine deltaïque à l'ouest du fleuve Aceh constituée de quatre ceintures de chenaux distributaires et levées associées entrecoupant des cheniers fossiles ;
- Une plaine côtière à l'est du fleuve composée de cordons sableux et inter-cordons, dont la hauteur et la largeur diminuent en direction de la côte ;
- Une plaine côtière pré-holocène légèrement surélevée et incisée par le réseau hydrographique, située au sud.

Au sein de cette configuration, le recouvrement entre les formes fluviales de surface et les sédiments enfouis, détectés par les cartes de résistivité magnétique, montre que le fleuve Aceh a évolué principalement dans la partie ouest du delta, alors qu'il est actuellement situé au centre du delta. La succession de cordons sableux à l'est du delta montre une progradation significative au cours de l'Holocène. La variation de leur morphologie est indicative du changement du niveau marin et/ou des différents rythmes et modes de progradation. Le delta présente une forme asymétrique, qui semble contrôlée par la direction de la houle (principalement vers le sud-est avec une dérive littorale vers le nord-est) et qui va générer des cordons sableux concaves à l'ouest et convexes vers l'est. La troncature de certains cordons met en évidence une érosion actuelle de la côte et suggère une asymétrie plus importante, ainsi qu'une forme cuspidée davantage prononcée durant des périodes plus anciennes, possiblement en raison d'une sédimentation plus importante. Ainsi, la cartographie géomorphologique fournit une première idée des principaux paramètres de contrôle durant l'évolution du delta et son architecture sédimentaire, notamment les variations holocènes du niveau marin, la direction de la houle et des variations de flux de sédiments. Elle constitue ainsi la base de réflexion pour les autres chapitres.

Tracer les sources des sédiments constituant le littoral deltaïque actuel

Un delta est constitué d'accumulation de sédiments inorganiques ou organiques, solides ou dissous, à l'embouchure des cours d'eau et redistribués ensuite par la dérive littorale le long de la côte (Bird, 2011). Ils sont généralement d'origine terrigène et proviennent de l'amont du bassin versant. Cependant, les sédiments peuvent aussi, dans des proportions variées, provenir des falaises en érosion ou des fonds proches, transportés par la dérive littorale (Wang et al., 2020). Déterminer l'origine de sédiments qui alimentent les systèmes deltaïques est essentiel pour la compréhension globale des ajustements côtiers, notamment par progradation ou rétrogradation en réponse aux fluctuations des flux sédimentaires. Dans un contexte de reconstruction littorale après le tsunami de 2004, la rétrogradation de la côte actuelle est hypothétiquement le résultat d'une érosion due à la retenue de sédiments dans le bassin versant, à la stabilisation des versants et/ou au changement progressif des pratiques agricoles. La détermination de la contribution respective des différents sous-bassins versants du fleuve Aceh au stock de sédiments constituant le littoral deltaïque actuel, a alors été réalisé par la mise en place d'une approche multi-proxy. Cette dernière a intégré des mesures minéralogiques et géochimiques de sédiments sources (le fleuve Aceh et ses affluents) et de sables de plage, qui ont été ensuite analysés à l'aide de statistiques multivariées. Les résultats de ces analyses ont été comparés avec ceux issus d'une approche géomatique simplifiée permettant d'estimer, de manière théorique, les contributions des sous-bassins versants au littoral.

Du point de vue méthodologique, la détermination de la provenance des sédiments actuels le long du littoral du delta a tout d'abord montré la capacité de la spectroscopie moyen infrarouge (SMIR) et de la fluorescence de Rayons-X (XRF), en combinaison des analyses discriminantes (AFD), de tracer, de manière efficace, peu coûteuse et rapide, la provenance sédimentaire d'une grande quantité d'échantillons en contexte côtier. Le sous-fractionnement de sédiments a amélioré significativement la détermination de la provenance en réduisant des biais de variations de texture des roches sources, de l'érosion mécanique et chimique différentielle des grains et du tri hydrodynamique. D'une manière générale, les estimations tirées de l'approche in-situ (SMIR-XRF-AFD) et celles obtenues par l'approche géomatique théorique, ont montré une forte corrélation.

Du point de vue thématique, les résultats des analyses ont montré que la redistribution des sédiments ne s'effectue pas de manière homogène le long de la côte deltaïque. Elle semble plutôt

organisée en segments côtiers, qui sont induits par des variations : (i) de l'approvisionnement en sédiments, (ii) du tri hydro-sédimentaire différentiel et (iii) de la direction de la dérive littorale. Concrètement, la signature minéralogique du fleuve Aceh, de loin le contributeur majeur du delta, domine les sédiments littoraux de part et d'autre de son embouchure et décroît vers les extrémités du delta au profit d'une signature volcanique et/ou calcaire. À l'est, les sédiments volcaniques proviennent des apports latéraux des collines volcaniques et à l'ouest elle est plutôt le résultat d'un tri hydro-sédimentaire et de la conservation des minéraux lourds au profit des grains plus légers. La signature carbonatée vient essentiellement de la production biogénique.

Covariation des environnements fluviaux et côtiers du delta d'Aceh durant les deux derniers siècles

À la suite du tsunami de l'Océan Indien en 2004, considéré comme la plus grande catastrophe de l'histoire humaine causée par des vagues, un effort scientifique considérable a été mobilisé pour investiguer des besoins sanitaires (Prasetyawan et al., 2006 ; Redwood-Campbell and Riddez, 2006), sociaux (Scawthorn et al., 2006) et environnementaux (Paris et al., 2009 ; McLeod et al., 2010 ; Siemon et al., 2007) sur la pointe nord de Sumatra. Du point de vue géomorphologique, les effets directs et indirects sur la morphologie de la côte (Umitsu et al., 2007) et de son érosion (Meilianda et al., 2010) ont également suscité de l'intérêt. Néanmoins, comme évoqué précédemment dans le texte, la compréhension des rythmes et des tendances de la dynamique deltaïque morpho-sédimentaire actuelle et future, ne peut se faire sans une investigation rétrospective. Elle permet notamment de replacer un événement à une échelle d'intensité ou de récurrence sur une longue période. Pour comprendre l'effet post-tsunami de 2004 sur la morphologie du littoral deltaïque, il est alors essentiel de reconstruire l'évolution de la côte durant les décennies ou les siècles qui précèdent l'évènement. En outre, comme la mobilité littorale deltaïque est étroitement liée à la dynamique fluviale, il est également important d'investiguer l'interaction fluviale et côtière. Au-delà de la période de la surveillance spatiale, la compréhension globale de la dynamique côtière à l'échelle historique est réalisée par l'analyse diachronique des cartes anciennes. Par conséquent, la base de données SIG, constitué pour la carte géomorphologique du chapitre V, a été complétée par une série temporelle de cartes historiques, photos aériennes et images satellites afin de reconstituer, de manière quantitative, la chronologie de l'évolution du paysage littoral du delta d'Aceh. Compte tenu du fait que les cartes antérieures au XIX^{ème} siècle ne permettent pas une analyse précise du paysage, la profondeur d'investigation temporelle est alors restreinte entre les XIX et XXI^{ème} siècles. La qualité des cartographies du XX^{ème} siècle est néanmoins remarquable, en partie grâce à la position économique stratégique de la ville de Banda Aceh. Cette étude s'est alors basée sur les cartographies et photographies du XIX et XX^{ème} siècles afin de documenter le rythme des changements fluviaux et côtiers du delta durant le siècle avant le tsunami de 2004 et les décennies d'après sur des intervalles d'environ 15 ans. L'analyse temporelle a permis de documenter et comparer à travers des analyses multivariées, les avancées et les retraits de la côte, ainsi que l'élargissement et le rétrécissement du cordon sableux actif, des chenaux tidaux, des lagunes et aquacultures, en parallèle à l'évolution de la sinuosité, à la longueur et à la largeur du fleuve Aceh. Les résultats ont révélé une covariation entre la longueur du fleuve, contrôlée par les variations de sa sinuosité, de la largeur de son chenal principal et de la migration de la côte. En outre, les analyses mettent en évidence une certaine covariation entre la taille de surface des lagunes et des cordons sableux. Les covariations entre la largeur du chenal, sa sinuosité et la migration de la côte ont été interprétées comme le résultat de fluctuations de flux sédimentaires. La covariation entre les formes fluviales et côtières suggère alors que les variations de l'apport en sédiments par le fleuve Aceh à

l'embouchure, contrôlent la dynamique côtière à des échelles décennales. De manière générale, ces analyses ont alors révélé que, au moins depuis le XX^{ème} siècle, le retrait de la côte, la diminution de la taille des lagunes, le rétrécissement du chenal du fleuve et l'augmentation de sa sinuosité, pourraient s'expliquer par la réduction de la charge sédimentaire à l'échelle du delta. Cette baisse d'apport en sédiments pourrait être induite par les activités anthropiques, notamment la construction des retenues d'eau et des barrages le long des affluents du fleuve Aceh, en relation avec des changements de pratiques agricoles et de gestion de l'eau au sein du bassin versant d'Aceh. En 2004, le tsunami de l'Océan Indien a induit une érosion immédiate et spectaculaire de la côte deltaïque qui représente environ 53% du recul total du trait de côte à l'échelle des derniers 130 ans (1884-2019). Depuis, la bande côtière, n'a pas pu retrouver sa position pré-tsunami, notamment en raison du déficit sédimentaire et la subsidence pendant le séisme. L'événement apparaît alors comme une accélération des tendances en place plutôt qu'un point de basculement dans la dynamique côtière.

Retracer l'évolution paléogéographique et la trajectoire temporelle holocène du delta.

L'ensemble des avancées scientifiques décrites précédemment, ont permis : (i) de constituer le cadre géomorphologique du delta et son architecture sédimentaire de subsurface, (Chapitre V), (ii) de mettre en évidence des variations de la provenance des sédiments qui composent les plages actuelles (Chapitre VI) et (iii) d'estimer les rythmes d'évolution fluviale et côtière au cours des derniers 130 ans (Chapitre VII). Néanmoins, ce travail de thèse a montré que les connaissances de l'évolution deltaïque à long terme demeurent très lacunaires en raison de l'absence de sédiments datés (Rusydy et al., 2020 ; Culshaw et al., 1979). Il est apparu alors qu'une reconstitution de l'évolution du delta à haute résolution spatiale et temporelle soit nécessaire afin d'améliorer la compréhension de la trajectoire holocène du delta, ainsi que les facteurs environnementaux et anthropiques qui contrôlent cette évolution. Pour ce faire, les résultats obtenus ont été complétés par les analyses chronostratigraphique, minéralogique et physico-géochimique de 50 carottes sédimentaires extraites de modelés fluviaux et côtiers du delta, ainsi que la datation des organismes biologiques, indicateurs du niveau marin. L'ensemble de données a été synthétisé pour constituer une base de données qui a elle-même été analysée à travers des statistiques multivariées. Les résultats ont montré que le delta d'Aceh a débuté sa construction dans une vallée ennoyée du fleuve Aceh, probablement lors du ralentissement de l'augmentation post-glaciaire du niveau marin à l'Holocène moyen, il y a environ 8 000 ans avant l'actuel (BP). Ensuite, le delta semble prograder rapidement pour atteindre environ un quart de sa longueur il y a 6000 ans BP, bien que des hauts niveaux marins à environ 3 m plus haut que l'actuel devaient subsister. La progradation du delta en direction de la mer a davantage exposé la côte à la houle, ce qui a induit la construction des séries de cordons sableux à partir de 6 000 jusqu'à 3 000 ans BP. Le delta a alors évolué de manière asymétrique, avec des hauts cordons sableux imbriqués à l'est qui ont progradé à un rythme d'environ 0.5 km par millénaire. Le fleuve Aceh semble évoluer le long des marges ouest du delta, ayant une dynamique à chenal unique plutôt que de nombreux chenaux distributaires. Cette stabilité a probablement contribué davantage à l'enfouissement et/ou la destruction des cordons sableux à ouest par la dynamique fluviale. Les sédiments constituant les cordons sableux et les alluvions semblent provenir des mêmes sources. À partir de 2 500 ans BP, le rythme de progradation semble augmenter pour atteindre environ 1 km par millénaire, ce qui induit des dépôts de bas cordons sableux davantage espacés. Des déplacements latéraux par défluviation du chenal actif du fleuve, de l'ouest vers le centre du delta, semblent se produire à partir du V^{ème} siècle avant l'ère actuelle jusqu'au XVII^{ème} siècle de notre ère. À partir du V^{ème} siècle avant notre ère, un promontoire sableux asymétrique cuspidé semble se déposer à l'embouchure du fleuve à un rythme d'environ 2 km par millénaire. La projection des cordons sableux érodés permet de

reconstituer la côte en direction de la mer à environ 1 km plus au large que l'actuel. Cette avancée côtière a été érodée depuis par une rétrogradation qui a été accélérée par le tsunami de l'Océan Indien en 2004.

Paramètres de contrôle de la dynamique deltaïque

La reconstitution de la trajectoire temporelle et l'évolution des deltas holocènes impliquent nécessairement la compréhension des facteurs de contrôle qui gouvernent les dynamiques fluviales et côtières. Le ralentissement de l'augmentation post-glaciaire du niveau marin, le régime de la houle (Anthony, 2015), les précipitations (Zong et al., 2012 ; 2009), les variations des flux de sédiments, la subsidence (Allison et al., 2013 ; Samoza et al., 1998), la tectonique (Berendsen and Stouthamer, 2000) et les activités humaines (Nageswara Rao et al., 2015 ; Tanabe et al., 2006 ; Bellotti et al., 2004) sont considérés comme les principaux facteurs de contrôle des dynamiques deltaïques, notamment la progradation / rétrogradation des côtes (Wei et al., 2016 ; Panin et al., 2016 ; Milli et al., 2013 ; Song et al., 2013 ; Ta et al., 2005 ; Vella et al., 2005 ; Mathers et al., 1999). En outre, des paramètres de contrôle spécifiques à certains sites tels que des changements de la provenance de sédiments (Oliver et al., 2022), des éruption volcaniques (Nooren et al., 2017 ; Milli et al., 2013) ou des tsunamis pourraient influencer de manière significative les deltas, notamment en d'Asie du Sud-Est, sujet à l'érosion des côtes, les éruptions volcaniques, les séismes récurrents, liquéfaction et tsunamis avec une période de retour d'un demi-millénaire (Rubin et al., 2017). La prise en compte et la meilleure compréhension de ces facteurs pourraient éclairer la fréquence et la magnitude des changements environnementaux au sein des deltas. L'ensemble des résultats de cette étude a permis de discuter les effets des paramètres de contrôle qui ont influencé les dynamiques fluviales et côtières durant l'évolution du delta d'Aceh. En effet, le ralentissement du rythme de progradation deltaïque durant la période de stabilisation ou de baisse du niveau marin, est induit par la topographie du substrat sur lequel le delta se développe, ainsi que l'exposition à la houle qui augmente la dispersion des sédiments. L'asymétrie de l'architecture deltaïque est majoritairement contrôlée par le régime de la houle. La stabilité du fleuve Aceh dans la partie ouest du delta semble le résultat de la subsidence, contrôlée par l'accumulation de sédiments et possiblement l'activité de la grande faille de Sumatra. Ensuite, les défluviations successives du fleuve Aceh de l'ouest vers le centre du delta, coexistantes avec la formation du promontoire cuspidé semblent contrôlés par l'augmentation de l'apport en sédiments au delta. Leur signature volcanique suggère que l'augmentation de la charge alluviale pourrait être induite par des éruptions holocènes du volcan Seulawah Agam au sein du bassin versant. D'autres paramètres potentiels, tels que des forts séismes, un climat plus humide et/ou des changements d'occupation du sol, pourraient avoir contribué par alternance ou simultanément à l'augmentation de l'apport en sédiments. Inversement, l'érosion du delta durant le dernier siècle est le résultat d'une diminution de l'apport des sédiments au delta, induite par l'endiguement du fleuve, la construction des retenues d'eau et la stabilisation des versants, possiblement amplifiés par une baisse des précipitations. En outre, l'analyse pré- et post-tsunami de la bande côtière du delta a montré que les tsunamis antérieurs à celui de 2004, n'ont influencé durablement l'évolution du delta. De tels événements destructeurs ou extrêmes, ont néanmoins auraient été pris en compte pour déterminer l'implantation des installations humaines à partir de XIV^{ème} siècle.

Au terme de ces recherches, les perspectives qui se dégagent pourraient s'organiser sur un plan thématique et méthodologique.

Sur un plan thématique, il serait important de compléter le maillage de carottages notamment de part et d'autre de l'embouchure actuelle du fleuve Aceh. Ils permettraient de dater les derniers cordons sableux, en partie érodés, afin de renseigner davantage les rythmes de progradation deltaïque entre les VI^{ème} et XVIII^{ème} siècles. Ces données permettraient également de dater la période de progradation maximale du delta qui demeure aujourd'hui méconnue. En outre, il serait intéressant de réaliser des carottages plus profonds à l'intérieur de delta, afin de renseigner la chronostratigraphie durant l'initiation du delta, entre 6-8 ka avant le présent. Des axes de recherches géoarchéologiques pourraient être développés en réalisant des carottages dans les méandres abandonnés du fleuve Aceh à proximité de la ville. Des analyses biotiques, telles que des phytolithes pourraient renseigner l'évolution socio-environnementale de la ville à partir du XIV^{ème} siècle. La recherche des ostracodes dans les sédiments n'a pas abouti, probablement en raison de l'acidité de l'environnement qui est de manière générale décarbonaté. En outre, des travaux plus poussés dans la baie de Pancu ou de manière plus générale à l'ouest du delta, pourraient viser des thématiques géoarchéologiques portuaires. En effet, les lagunes et chenaux tidaux de cette zone prédisposent l'installation des activités portuaires et probablement ont servi en tant que tel entre les IX^{ème} et XIV^{ème} siècles avant l'établissement de la ville de Roi dans l'actuel centre de Banda Aceh.

Sur un plan méthodologique, bien que les datations par radiocarbone aient été très pertinentes dans le contexte côtier, grâce à la présence de matière datable (restes végétaux et coquilles), leur application dans le contexte paléo-fluvial du l'ouest du delta s'est avérée très limitée. En effet, les sédiments fluviaux sont généralement dépourvus de matière organique ce qui a été un facteur limitant pour mieux renseigner la chronologie de la dynamique fluviale et plus précisément des rythmes des défluviations du fleuve de l'ouest vers le centre du delta. Des carottages en tubes opaques permettraient de réaliser des datations par luminescence stimulée optiquement (OSL) et de mieux renseigner les séquences fluviales. Ces recherches ont également montré l'efficacité de la Spectroscopie Moyen Infrarouge pour décrypter la composition minéralogique des sédiments et déterminer la provenance d'un grand nombre d'échantillons. En revanche, bien que la signature volcanique ait pu être tracée dans les dépôts de plages actuelles et les dépôts fossiles de subsurface, nous n'avons pas pu isoler la signature des sédiments provenant spécifiquement du volcan Seulawah Agam de ceux provenant des affluents qui drainent les collines volcaniques à l'est du delta. Cette limite méthodologique ne permet pas d'affirmer avec certitude que l'augmentation relative des sédiments est plutôt le résultat d'une éruption du volcan Seulawah Agam qu'une accélération de l'érosion sur l'ensemble des affleurements volcaniques. Par conséquent, il serait intéressant de compléter les analyses par Spectroscopie Moyen Infrarouge avec un certain nombre d'analyses isotopiques pour mieux différencier la source des sédiments et alors de mieux tracer la provenance au niveau des dépôts deltaïques.

BIBLIOGRAPHIE

- Aagaard, T., Hughes, M., Baldock, T., Greenwood, B., Kroon, A., & Power, H. (2012). Sediment transport processes and morphodynamics on a reflective beach under storm and non-storm conditions. *Marine Geology*, 326, 154-165.
- Abdulkarim, M., Chapkanski, S., Ertlen, D., Mahmood, H., Obioha, E., Preusser, F., Rambeau, C., Salomon, F., Schiemann, M. & Schmitt, L. (2022). Morpho-sedimentary characteristics of Holocene paleochannels in the Upper Rhine alluvial plain, France. *E&G Quaternary Science Journal*, 71(2), 191-212.
- Abdulkarim, M., Schmitt, L., Fülling, A., Rambeau, C., Ertlen, D., Mueller, D., Chapkanski, S. & Preusser, F. (2024). Late glacial to Holocene fluvial dynamics in the Upper Rhine alluvial plain, France. *Quaternary Research*, 1-23.
- Abu, M., & Sunkari, E. D. (2020). Geochemistry, grain size characterization and provenance of beach sands along the Central Coast of Ghana. *Adv Res Chem Appl Sci*, 2, 15-26.
- Adger, W. N., Hughes, T. P., Folke, C., Carpenter, S. R., & Rockström, J. (2005). Social-ecological resilience to coastal disasters. *Science*, 309(5737), 1036-1039.
- Adojoh, O. C., Marret, F., Duller, R., Osterloff, P. L., Oboh-Ikuenobe, F. E., & Saylor, B. Z. (2023). Stages of palaeoenvironmental evolution, climate and sea level change of the Niger Delta, east Equatorial Atlantic: Novelty from elemental tracers, sedimentary facies and pollen records. *The Holocene*, 33(7), 781-790.
- Aiello, A., Canora, F., Pasquariello, G., & Spilotro, G. (2013). Shoreline variations and coastal dynamics: A space–time data analysis of the Jonian littoral, Italy. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 129, 124-135.
- Ainsworth, R. B., Vakarelov, B. K., & Nanson, R. A. (2011). Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG bulletin*, 95(2), 267-297.
- Alaoui, G., Léger, M. N., Gagné, J. P., & Tremblay, L. (2011). Assessment of estuarine sediment and sedimentary organic matter properties by infrared reflectance spectroscopy. *Chemical Geology*, 286(3-4), 290-300.
- Alberico, I., Cavuoto, G., Di Fiore, V., Punzo, M., Tarallo, D., Pelosi, N., Ferraro, L., & Marsella, E. (2018). Historical maps and satellite images as tools for shoreline variations and territorial changes assessment: the case study of Volturno Coastal Plain (Southern Italy). *Journal of Coastal Conservation*, 22(5), 919-937.
- Alizai, A., Carter, A., Clift, P. D., VanLaningham, S., Williams, J. C., & Kumar, R. (2011). Sediment provenance, reworking and transport processes in the Indus River by U–Pb dating of detrital zircon grains. *Global and Planetary Change*, 76(1-2), 33-55.

- Allison, M. A. (1998). Historical changes in the Ganges-Brahmaputra delta front. *Journal of Coastal Research*, 1269-1275.
- Allison, M. A., Demas, C. R., Ebersole, B. A., Kleiss, B. A., Little, C. D., Meselhe, E. A., Powell, N. J., Pratt, T. C., & Vosburg, B. M. (2012). A water and sediment budget for the lower Mississippi–Atchafalaya River in flood years 2008–2010: implications for sediment discharge to the oceans and coastal restoration in Louisiana. *Journal of Hydrology*, 432, 84-97.
- Allison, M. A., Khan, S. R., Goodbred Jr, S. L., & Kuehl, S. A. (2003). Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges–Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary Geology*, 155(3-4), 317-342.
- Amorosi, A. (2012). Chromium and nickel as indicators of source-to-sink sediment transfer in a Holocene alluvial and coastal system (Po Plain, Italy). *Sedimentary Geology*, 280, 260-269.
- Amorosi, A., & Milli, S. (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary geology*, 144(3-4), 357-375.
- Amorosi, A., & Sammartino, I. (2007). Influence of sediment provenance on background values of potentially toxic metals from near-surface sediments of Po coastal plain (Italy). *International journal of earth sciences*, 96, 389-396.
- Amorosi, A., Centineo, M. C., Dinelli, E., Lucchini, F., & Tateo, F. (2002). Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. *Sedimentary Geology*, 151(3-4), 273-292.
- Anderson, D. G., Maasch, K., & Sandweiss, D. H. (Eds.). (2007). *Climate change and cultural dynamics: a global perspective on mid-Holocene transitions*. Elsevier. 575 p.
- Andò, S., Vignola, P., & Garzanti, E. (2011). Raman counting: a new method to determine provenance of silt. *Rendiconti Lincei*, 22, 327-347.
- Andrews, J. T., & Eberl, D. D. (2012). Determination of sediment provenance by unmixing the mineralogy of source-area sediments: the “SedUnMix” program. *Marine Geology*, 291, 24-33.
- 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(3-4), 204-214.
- Anthony, E. J. (2005). Wave and tide-dominated coasts. In: Schawrtz, M. L. (Eds) *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Science Series Springer, Dordrecht.
- 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., Marriner, N., & 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-Science Reviews*, 139, 336-361.

- Anthony, E., Syvitski, J., Zăinescu, F., Nicholls, R. J., Cohen, K. M., Marriner, N., Saito, Y., Day, J., Minderhoud, P.S.J., Amorosi, A., Chen, Z., Morhange, C., Tamura, T., Vespremeanu-Stroe, A., Besset, M., Sabatier, F., Kaniewski, D., & Maselli, V. (2024). Delta sustainability from the Holocene to the Anthropocene and envisioning the future. *Nature Sustainability*, 1-12.
- Aqrabi, A. A. (2001). Stratigraphic signatures of climatic change during the Holocene evolution of the Tigris–Euphrates delta, lower Mesopotamia. *Global and Planetary Change*, 28(1-4), 267-283.
- Arjasakusuma, S., Kusuma, S. S., Saringatin, S., Wicaksono, P., Mutaqin, B. W., & Rafif, R. (2021). Shoreline dynamics in East Java Province, Indonesia, from 2000 to 2019 using multi-sensor remote sensing data. *Land*, 10(2), 100.
- Badan Pusat Statistik (2017). Tingkat Pengangguran Terbuka Menurut Provinsi 1986 - 2016. <https://www.bps.go.id>
- Baihaqi, A., Hamid, A. H., Zikri, I., Kurniawan, D., Fazlina, Y. D., Wardhana, M. Y., & Bahri, T. S. (2021). The performance of paddy farming in Aceh province. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 667 (1), 012083. IOP Publishing.
- Bandopadhyay, A. K. (2010). Determination of quartz content for Indian coals using an FTIR technique. *International Journal of Coal Geology*, 81(1), 73-78.
- Barber, A. J., Crow, M. J., & Milsom, J. (Eds.). (2005). *Sumatra: Geology, resources and tectonic evolution*. Geological Society of London. 290 p.
- Bataille C. (2019). *Étude cartographique des environnements fluvio-lagunaires actuels et passés dans le bassin versant d'Aceh (Sumatra, Indonésie)*. Projet tutoré, Licence professionnelle, Parcours Environnement. École Nationale des Sciences Géographiques. Paris. 23 p.
- Bellon-Maurel, V., & McBratney, A. (2011). Near-infrared (NIR) and mid-infrared (MIR) spectroscopic techniques for assessing the amount of carbon stock in soils—Critical review and research perspectives. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(7), 1398-1410.
- Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M. G., Di Bella, L., Tortora, P., Valeri, P., & Zernitskaya, V. (2007). Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and ¹⁴C dating. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(4), 505-534.
- Bellotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F., & Valeri, P. (2004). Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology*, 61(1-2), 71-90.
- Bellotti, P., Milli, S., Tortora, P., & Valeri, P. (1995). Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology*, 42(4), 617-634.
- Bellwood, P. (2007). *Prehistory of the Indo-Malaysian Archipelago: revised edition*. ANU Press. 384 p.
- Bennett, J.D., Bridge, D. McC., Cameron, N.R., Djunuddin, A., Ghazali, S.A., Jeffery, D.H., Keats, W., Rock, N.M.S., Thompson, S.J. & Whandoyo, R. (1981). *The Geology of the Banda Aceh*

Quadrangle, Sumatra. Geological Research and Development Centre, Bandung. Explanatory note, 19 p., and geological map, quadrangle 0421, scale 1:250.000.

- Berendsen, H. J., & Stouthamer, E. (2000). Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine–Meuse delta, the Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 311-335.
- Bertaux, J., Froehlich, F., & Ildefonse, P. (1998). Multicomponent analysis of FTIR spectra; quantification of amorphous and crystallized mineral phases in synthetic and natural sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 68(3), 440-447.
- Beselly, S. M., van der Wegen, M., Grueters, U., Reyns, J., Dijkstra, J., & Roelvink, D. (2021). Eleven years of mangrove–mudflat dynamics on the mud volcano-induced prograding delta in east Java, Indonesia: integrating UAV and satellite imagery. *Remote Sensing*, 13(6), 1084.
- Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50(1), 187-210.
- Bhuiyan, M. A. H., Rahman, M. J. J., Dampare, S. B., & Suzuki, S. (2011). Provenance, tectonics and source weathering of modern fluvial sediments of the Brahmaputra–Jamuna River, Bangladesh: Inference from geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 111(3), 113-137.
- Bird, E. C. (2011). *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons. 411 p.
- Bird, E. C. F. (1982). Changes on barriers and spits enclosing coastal lagoons. *Oceanologica Acta, Special issue*.
- Biserni, G., & van Geel, B. (2005). Reconstruction of Holocene palaeoenvironment and sedimentation history of the Ombrone alluvial plain (South Tuscany, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 136(1-2), 16-28.
- Bisson, M., & Bini, M. (2012). A multidisciplinary approach to reveal palaeo-hydrographic features: the case study of Luna archaeological site surroundings. *International Journal of Geographical Information Science*, 26(2), 327-343.
- Boggs, S., (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*, 4th ed., Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J. 662 p.
- Boix-Fayos, C., Barberá, G. G., López-Bermúdez, F., & Castillo, V. M. (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology*, 91(1-2), 103-123.
- Bolshiyarov, D., Makarov, A., & Savelieva, L. (2015). Lena River delta formation during the Holocene. *Biogeosciences*, 12(2), 579-593.
- Bondesan, A., & Furlanetto, P. (2012). Artificial fluvial diversions in the mainland of the Lagoon of Venice during the 16th and 17th centuries inferred by historical cartography analysis. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 18(2), 175-200.

- Bosch-Reig, F., Gimeno-Adelantado, J. V., Bosch-Mossi, F., & Doménech-Carbó, A. (2017). Quantification of minerals from ATR-FTIR spectra with spectral interferences using the MRC method. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 181, 7-12.
- Brandolini, F., Reynard, E., & Pelfini, M. (2020). Multi-temporal mapping of the Upper Rhone Valley (Valais, Switzerland): fluvial landscape changes at the end of the Little Ice Age (18th–19th centuries). *Journal of Maps*, 16(2), 212-221.
- Breda, A., Amorosi, A., Rossi, V., & Fusco, F. (2016). Late-glacial to Holocene depositional architecture of the Ombrone palaeovalley system (Southern Tuscany, Italy): Sea-level, climate and local control in valley-fill variability. *Sedimentology*, 63(5), 1124-1148.
- Bridge, J., & Demicco, R. (2008). *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press. 815 p.
- Brückner, H., Vött, A., Schriever, A., & Handl, M. (2005). Holocene delta progradation in the eastern Mediterranean—case studies in their historical context. *Méditerranée*, 104, 95-106.
- Cailleux, A. (1939). Sur quelques sables des environs de Lyon. Essai d'expertise. *Bulletin mensuel de la Société Linnéenne de Lyon*, 8(6), 166–169.
- Cailleux, A., & Tricart, J. (1965a). *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Centre de documentation universitaire. Paris. 376 p.
- Cailleux, A., & Tricart, J. (1965b). *Initiation à l'étude des sables et des galets, Valeurs numériques, Morphoscopie des sables*, Centre de documentation universitaire. Paris. 194 p.
- Caitcheon, G. G. (1998). The significance of various sediment magnetic mineral fractions for tracing sediment sources in Killimicat Creek. *Catena*, 32(2), 131-142.
- Caldwell, R. L., Edmonds, D. A., Baumgardner, S., Paola, C., Roy, S., & Nienhuis, J. H. (2019). A global delta dataset and the environmental variables that predict delta formation on marine coastlines. *Earth Surface Dynamics*, 7(3), 773-787.
- Canicio, A. (1999). The holocene evolution of the Ebre delta catalonia, Spain. *Acta Geographica Sinica*, 5, 462-469.
- Caputo, M., & Pieri, L. (1976). Eustatic sea variation in the last 2000 years in the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 81(33), 5787-5790.
- Cattaneo, A., & Steel, R. J. (2003). Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4), 187-228.
- Cawood, P. A., Nemchin, A. A., Freeman, M., & Sircombe, K. (2003). Linking source and sedimentary basin: Detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 259-268.

- Cearreta, A., Benito, X., Ibáñez, C., Trobajo, R., & Giosan, L. (2016). Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): Evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *The Holocene*, 26(9), 1438-1456.
- Cecil, M. R., Ducea, M. N., Reiners, P., Gehrels, G., Mulch, A., Allen, C., & Campbell, I. (2010). Provenance of Eocene river sediments from the central northern Sierra Nevada and implications for paleotopography. *Tectonics*, 29(6), 1-13.
- Center for International Earth Science Information Network - CIESIN - Columbia University (2012). National Aggregates of Geospatial Data Collection: Population, Landscape, And Climate Estimates, Version 3 (PLACE III). Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). <https://doi.org/10.7927/H4F769GP>
- Chakrapani, G. J. (2005). Factors controlling variations in river sediment loads. *Current science*, 88(4) 569-575.
- Chang, C. W., Laird, D. A., Mausbach, M. J., & Hurburgh, C. R. (2001). Near-infrared reflectance spectroscopy–principal components regression analyses of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 65(2), 480-490.
- Chapkanski, S. (2017). *Détermination de la provenance des sédiments fins comblant les paléo-chenaux par Spectroscopie Moyen InfraRouge (SMIR). Consolidation méthodologique et application à l'étude de la paléo-dynamique holocène ello-rhénane*, Mémoire de Master 2, Géographie Environnementale. Faculté de Géographie et d'Aménagement, Strasbourg. 136 p.
- Chapkanski, S., Brocard, G., Lavigne, F., Meilianda, E., Ismail, N., Darusman, D., & Goiran, J. P. (2022c). Fingerprinting sources of beach sands by grain-size, using mid-infrared spectroscopy (MIRS) and portable XRF. Implications for coastal recovery along a tsunami-struck delta coastline. *CATENA*, 219, 106639.
- Chapkanski, S., Brocard, G., Lavigne, F., Tricot, C., Meilianda, E., Ismail, N., Majewski, J., Goiran, J., Alfian, D., Daly, P., Horton, B., Switzer, A., Degroot, V., Steuer, A., Siemon, B., Cavero, J., Vermoux, C., & Darusman, D. (2022b). Fluvial and coastal landform changes in the Aceh River delta (Northern Sumatra) during the century leading to the 2004 Indian Ocean Tsunami. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(5), 1127-1146.
- Chapkanski, S., Ertlen, D., Rambeau, C., & Schmitt, L. (2020). Provenance discrimination of fine sediments by mid-infrared spectroscopy: Calibration and application to fluvial palaeo-environmental reconstruction. *Sedimentology*, 67(2), 1114-1134.
- Chapkanski, S., Goiran, J. P., Rosa, C., Keay, S., Kay, S., Ertlen, D., & Gallet, X. (2021a). Analyses des matériaux de construction bruts de Portus par la Spectroscopie Moyen InfraRouge (SMIR). Application à l'étude du môle nord du port antique de Rome et création d'une base minéralogique spectrale. *Bulletin archéologique des Écoles françaises à l'étranger*.
- Chapkanski, S., Goiran, J.-P., Rosa, C., Kay, S., de Graauw, A., Gallet, X., d'Ottavio, D., & Keay, S. (2021b). Infrared spectroscopic investigations of the Northern Mole of Portus, the Ancient harbour

of Rome. Insights for stratigraphy and provenance of raw materials for construction. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 21(2), 227-240.

- Chapkanski, S., Jacq, K., Brocard, G., Vittori, C., Debret, M., De Giorgi, A. U., D'Ottavio, D., Giuffré, E. M., & Goiran, J.-P. (2022a). Calibration of Short-Wave InfraRed (SWIR) hyperspectral imaging using Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform spectroscopy (DRIFTS) to obtain continuous logging of mineral abundances along sediment cores. *Sedimentary Geology*, 428, 106062.
- Chapkanski, S., Le Doaré, M., Brocard, G., Steuer, A., Siemon, B., Lavigne, F., Ismail, N., Meilianda, E., Vermoux, C., Darusman, D. & Goiran, J. P. (2023). Distribution of landforms and buried sedimentary deposits during the growth of the Aceh River delta (Sumatra, Indonesia). *Journal of Maps*, 19(1), 2139203.
- Charlton, R. (2007). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge. 234 p.
- Chaussard, E., Amelung, F., Abidin, H., & Hong, S. H. (2013). Sinking cities in Indonesia: ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction. *Remote sensing of environment*, 128, 150-161.
- Chukanov, N. V., & Chervonnyi, A. D. (2016). *Infrared spectroscopy of minerals and related compounds*. Springer, 1726 pp.
- Ciavola, P., Mantovani, F., Simeoni, U., & Tessari, U. (1999). Relation between river dynamics and coastal changes in Albania: an assessment integrating satellite imagery with historical data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(3), 561-584.
- Clavé, E., Cattedra, R., Denain, J. C., Gaillard, J. C., & Vinet, F. (2011). Aceh: les déséquilibres et les tensions de la province à la veille du tsunami. *Géographie*, 29, 199-212.
- Coleman, J. M., & Wright, L. D. (1975). *Modern river deltas: variability of processes and sand bodies*.
- Collins, A. L., & Walling, D. E. (2002). Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of hydrology*, 261(1-4), 218-244.
- Collins, A. L., Blackwell, M., Boeckx, P., Chivers, C.-A., Emelko, M., Evrard, O., Foster, I., Gellis, A., Gholami, H., Granger, S., Harris, P., Horowitz, A. J., Laceby, J. P., Martinez-Carreras, N., Minella, J., Mol, L., Nosrati, K., Pulley, S., Silins, U., da Silva, Y. J., Stone, M., Tiecher, T., Upadhayay, & H. R., Zhang, Y. (2020). Sediment source fingerprinting: Benchmarking recent outputs, remaining challenges and emerging themes. *Journal of Soils and Sediments*, 20(12), 4160-4193.
- Cooper, R. J., Krueger, T., Hiscock, K. M., & Rawlins, B. G. (2015). High-temporal resolution fluvial sediment source fingerprinting with uncertainty: A Bayesian approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(1), 78-92.
- Cowell, P. J., Stive, M. J., Niedoroda, A. W., de Vriend, H. J., Swift, D. J., Kaminsky, G. M., & Capobianco, M. (2003). The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 812-827.

- Cremonini, S., & Samonati, E. (2009). Value of ancient cartography for geoenvironmental purposes: a case study from the Po River delta coast (Italy)". *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 32, 135-144.
- Crowell, M., Leatherman, S. P., & Buckley, M. K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of coastal research*, 7(3) 839-852.
- Culshaw, M. G., Duncan, S. V., & Sutarto, N. R. (1979). Engineering geological mapping of the Banda Aceh alluvial basin, Northern Sumatra, Indonesia. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 19(1), 40-47.
- Cunningham, L., Tibby, J., Forrester, S., Barr, C., & Skjemstad, J. (2016). Mid-infrared spectroscopy as a potential tool for reconstructing lake salinity. *Water*, 8(11), 479.
- Curzi, P. V., Dinelli, E., Lucchi, M. R., & Vaiani, S. C. (2006). Palaeoenvironmental control on sediment composition and provenance in the late Quaternary deltaic successions: a case study from the Po delta area (Northern Italy). *Geological Journal*, 41(5), 591-612.
- D'Haen, K., Verstraeten, G., & Degryse, P. (2012). Fingerprinting historical fluvial sediment fluxes. *Progress in Physical Geography*, 36(2), 154-186.
- Dai, S. B., Yang, S. L., & Li, M. (2009). The sharp decrease in suspended sediment supply from China's rivers to the sea: anthropogenic and natural causes. *Hydrological Sciences Journal*, 54(1), 135-146.
- Daly, P., Halim, A., Hundlani, D., Ho, E., & Mahdi, S. (2017). Rehabilitating coastal agriculture and aquaculture after inundation events: Spatial analysis of livelihood recovery in post-tsunami Aceh, Indonesia. *Ocean & Coastal Management*, 142, 218-232.
- Daly, P., Sieh, K., Seng, T. Y., McKinnon, E. E., Parnell, A. C., Feener, R. M., Ismail, N., Nizamuddin, N., & Majewski, J. (2019). Archaeological evidence that a late 14th-century tsunami devastated the coast of northern Sumatra and redirected history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(24), 11679-11686.
- Davidson-Arnott, R. G., & Bauer, B. O. (2021). Controls on the geomorphic response of beach-dune systems to water level rise. *Journal of Great Lakes Research*, 47(6) 1594-1612.
- Davidson-Arnott, R., Bauer, B., & Houser, C. (2019). *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press, 458 p.
- De Beaulieu, A. (1996). *Mémoires d'un voyage aux Indes Orientales, 1619-1622. Un marchand normand à Sumatra*, Lombard. D., EFEO, Maisonneuve et Larose. 260 p..
- De Fátima Rossetti, D., Polizel, S. P., Cohen, M. C. L., & Pessenda, L. C. R. (2015). Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, 367, 171-190.

- De Maesschalck, R., Jouan-Rimbaud, D., & Massart, D. L. (2000). The mahalanobis distance. *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 50(1), 1-18.
- Dearing, J. (1999). *Environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system*. Bartington Instruments Ltd. British Library London. 54 p.
- Dearing, J., Hu, Y., Doody, P., James, P. A., & Brauer, A. (2001). Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *Journal of Paleolimnology*, 25, 245-258.
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., & Winiarski, T. (2011). Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram". *Earth-Science Reviews*, 109(1-2), 1-19.
- Delile, H., Goiran, J. P., & Blichert-Toft, J. (2018). The contribution of geochemistry to ancient harbor geoarcheology: The example of Ostia Antica. *Quaternary Science Reviews*, 193, 170-187.
- Di Bella, L., Frezza, V., Bergamin, L., Carboni, M. G., Falese, F., Martorelli, E., Tarragoni, C., & Chiocci, F. L. (2014). Foraminiferal record and high-resolution seismic stratigraphy of the Late Holocene succession of the submerged Ombrone River delta (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Quaternary International*, 328, 287-300.
- Di Giuseppe, D., Tessari, U., Faccini, B., Coltorti, M., Vaccaro, C., & Marin, E. (2016). Multiple X-ray approaches to discriminate the origin of liquefied sand erupted during the 2012 Emilia Romagna earthquake. *X-Ray Spectrometry*, 45(1), 19-27.
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., & Tomazelli, L. J. (2000). Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16(1), 71-81.
- Diposaptono, S., & Mano, A. (1998). Near-shore current analysis around Krueng Aceh river mouth, Indonesia. *Proceedings of Civil Engineering in the Ocean*, 14, 107-112.
- Doocy, S., Rofi, A., Moodie, C., Spring, E., Bradley, S., Burnham, G., & Robinson, C. (2007). Tsunami mortality in Aceh province, Indonesia. *Bulletin of the World Health Organization*, 85, 273-278.
- Dos Santos Alves, J. (1990). Une Ville inquiète et un Sultan barricadé: Aceh vers 1588 d'après le Roteiro das Cousas do Achem de l'Evêque de Malaka. *Archipel*, 39(1), 93-112.
- Dos Santos Alves, J. M., & Manguin, P. Y. (1997). *O roteiro das cousas do Achem de D. João Ribeiro Gaio: um olhar português sobre o norte de Samatra em finais do século XVI*. Comissão Nacional para as Comemorações dos Descobrimentos Portugueses, Lisboa
- Dou, Y., Li, J., Zhao, J., Wei, H., Yang, S., Bai, F., Zhang, D., Ding, X., & Wang, L. (2014). Clay mineral distributions in surface sediments of the Liaodong Bay, Bohai Sea and surrounding river sediments: Sources and transport patterns. *Continental Shelf Research*, 73, 72-82.

- Dou, Y., Yang, S., Lim, D. I., & Jung, H. S. (2015). Provenance discrimination of last deglacial and Holocene sediments in the southwest of Cheju Island, East China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 422, 25-35.
- Dou, Y., Yang, S., Shi, X., Clift, P. D., Liu, S., Liu, J., Li, C., Bi, L., & Zhao, Y. (2016). Provenance weathering and erosion records in southern Okinawa Trough sediments since 28ka: geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic evidences. *Chemical Geology*, 425, 93-109.
- Duée, C., Orberger, B., Maubec, N., Laperche, V., Capar, L., Bourguignon, A., Bourrat, X., El Mendili, Y., Chateigner, D., Gascoin, S., Le Guen, M., Rodriguez, C., Trotet, F., Kadar, M., Devaux, K., Ollier, M., Pillière, H., Lefèvre, T., Harang, D., Eijkelkamp, F., Nolte, H., & Koert, P. (2019). Impact of heterogeneities and surface roughness on pXRF, pIR, XRD and Raman analyses: Challenges for on-line, real-time combined mineralogical and chemical analyses on drill cores and implication for “high speed” Ni-laterite exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 198, 1-17.
- Elias, S., & Noone, C. (2011). The Growth and Development of the Indonesian Economy. *RBA Bulletin*, 33-43.
- Eme, A. (2019). *Étude géomatique des paléo-environnements fluviaux dans le bassin versant d’Aceh (Sumatra, Indonésie)*. Projet tutoré, Licence professionnelle, Parcours Environnement. École Nationale des Sciences Géographiques. Paris. 23 p.
- 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. *Global and Planetary Change*, 50(1-2), 63-82.
- Ertlen, D., Schwartz, D., Trautmann, M., Webster, R., & Brunet, D. (2010). Discriminating between organic matter in soil from grass and forest by near-infrared spectroscopy. *European Journal of Soil Science*, 61(2), 207-216.
- Evrard, O., Poulenard, J., Nemery, J., Ayrault, S., Gratiot, N., Duvert, C., Prat, C., Lefevre, I., Bonte, P. & Esteves, M. (2012). Tracing sediment sources in a tropical highland catchment of central Mexico by using conventional and alternative fingerprinting methods. *Hydrological Processes*, 27(6), 911–922.
- Fang, Q., Hong, H., Zhao, L., Kukolich, S., Yin, K., & Wang, C. (2018). Visible and near-infrared reflectance spectroscopy for investigating soil mineralogy: A review. *Journal of Spectroscopy*.
- Fanget, A. S., Bassetti, M. A., Fontanier, C., Tudryn, A., & Berné, S. (2016). Sedimentary archives of climate and sea-level changes during the Holocene in the Rhône prodelta (NW Mediterranean Sea). *Climate of the Past*, 12(12), 2161-2179.
- Faral, A., Lavigne, F., Mutaqin, B. W., Mokadem, F., Achmad, R., Ningrum, R. W., Lahitte, P., Hadmoko, D. S., & Mei, E. T. W. (2022). A 22,000-year tephrostratigraphy record of unidentified volcanic eruptions from Ternate and Tidore islands (North Maluku, Indonesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 423, 107474.
- Farmer, V. C. (1974). *Infrared spectra of minerals*. Mineralogical society, 539 p.

- Farmer, V. T., & Russell, J. D. (1964). The infra-red spectra of layer silicates. *Spectrochimica acta*, 20(7), 1149-1173.
- Farr, J. L., & Djaeni, A. (1975). *A Reconnaissance Hydrogeological Study of the Kreung Aceh Basin North Sumatra*. Direktorat Geologi, Sub Direktorat Geologi Teknik Hydrogeologi, Laporan No. 1909. Institute of Geological Sciences, London, Report No. WD/OS/75/8 (unpublished).
- Feener, R. M., Daly, P., & Reed, A. (Eds.) (2011). Mapping the Acehnese past. Leiden, The Netherlands, Brill, 293 p.
- Fernández-Blanco, D., Philippon, M., & Von Hagke, C. (2016). Structure and kinematics of the Sumatran fault system in North Sumatra (Indonesia). *Tectonophysics*, 693, 453-464.
- Flemming, N. C. (1969). Archaeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the Western Mediterranean during the last 2000 years. *Geological Society of America*, 109.
- Flenley, J. R. (1988). Palynological evidence for land use changes in South-East Asia. *Journal of Biogeography*, 15(1), 185-197.
- Forestier, H. (2007). Les éclats du passé préhistorique de Sumatra: une très longue histoire des techniques. *Archipel*, 74(1), 15-44.
- Forestier, H., Driwantoro, D., Guillaud, D., & Siregar, D. (2006). New data for the prehistoric chronology of south Sumatra. *Archaeology: Indonesian Perspective. RP Soejono's Festschrift*. LIPI Press, Jakarta, 177-192.
- Forestier, H., Simanjuntak, T., Guillaud, D., Driwantoro, D., Wiradnyana, K., Siregar, D., & Awe, R. D. (2005). Le site de Tögi Ndrawa, île de Nias, Sumatra nord: les premières traces d'une occupation hoabinhienne en grotte en Indonésie. *Comptes Rendus Palevol*, 4(8), 727-733.
- Frei, R. W. (2019). *Diffuse Reflectance Spectroscopy Environmental Problem Solving*. CRC press. 228 p.
- Friedman, G. M. (1961). Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 31(4), 514-529.
- Frihy, O. E., & Dewidar, K. M. (2003). Patterns of erosion/sedimentation, heavy mineral concentration and grain size to interpret boundaries of littoral sub-cells of the Nile Delta, Egypt. *Marine Geology*, 199(1-2), 27-43.
- Frihy, O. E., & Lotfy, M. F. (1994). Mineralogy and textures of beach sands in relation to erosion and accretion along the Rosetta promontory of the Nile Delta, Egypt. *Journal of coastal research*, 10(3), 588-599.
- Fuchs, R., Conran, M., & Louis, E. (2011). Climate change and Asia's coastal urban cities: Can they meet the challenge? *Environment and Urbanization Asia*, 2(1), 13-28.

- Fujimoto, K., Miyagi, T., Murofushi, T., Mochida, Y., Umitsu, M., Adachi, H., & Pramojanee, P. (1999). Mangrove Habitat Dynamics and Holocene Sea-level changes in the Southwestern Coast of Thailand. *Tropics*, 8, 239-255.
- Funabiki, A., Haruyama, S., Van Quy, N., Van Hai, P., & Thai, D. H. (2007). Holocene delta plain development in the Song Hong (Red River) delta, Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4), 518-529.
- Gaillot, S., Tronchère, H., & Vera, R. (2012). Discriminating the fine alluvia from the Rhône and the Saône rivers inundation layers in Lyon in archaeological context with Xray Diffractometry. 39th International Symposium for Archaeometry, Poster.
- Galloway, W. E. (1975). *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems*.
- Galloway, W. E., & Hobday, D. K. (2012). *Terrigenous clastic depositional systems: applications to fossil fuel and groundwater resources*. Springer Science & Business Media.
- Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. *Developments in sedimentology*, 58, 517-545.
- Garzanti, E., Andó, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V., & Lupker, M. (2011). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 107-120.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., & Najman, Y. (2010). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 368-381.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Andò, S., Lustrino, M., Padoan, M., & Vezzoli, G. (2014). Ultra-long distance littoral transport of Orange sand and provenance of the Skeleton Coast Erg (Namibia). *Marine Geology*, 357, 25-36.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J. L., Darozzes, J., & Bourrel, L. (2007). Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(2), 230-248.
- Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Prawirodirdjo, L., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O., Subarya, S. S. O., & Wdowski, S. (2000). Distribution of slip at the northern Sumatran fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28327-28341.
- Geslin, J. K., Karl Link, P., & Mark Fanning, C. (1999). High-precision provenance determination using detrital-zircon ages and petrography of Quaternary sands on the eastern Snake River Plain, Idaho. *Geology*, 27(4), 295-298.
- Geyh, M. A., Streif, H., & Kudrass, H. R. (1979). Sea-level changes during the late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca. *Nature*, 278(5703), 441-443.

- Ghinassi, M., Ielpi, A., Aldinucci, M., & Fustic, M. (2016). Downstream-migrating fluvial point bars in the rock record. *Sedimentary Geology*, 334, 66-96.
- Gholami, H., Jafari TakhtiNajad, E., Collins, A. L., & Fathabadi, A. (2019). Monte Carlo fingerprinting of the terrestrial sources of different particle size fractions of coastal sediment deposits using geochemical tracers: some lessons for the user community. *Environmental Science and Pollution Research*, 26(13), 13560-13579.
- Gholami, H., Mohamadifar, A., & Collins, A. L. (2020). Spatial mapping of the provenance of storm dust: Application of data mining and ensemble modelling. *Atmospheric Research*, 233, 104716.
- Giacomelli, S., Rossi, V., Amorosi, A., Bruno, L., Campo, B., Ciampalini, A., Civa, A., Hong, W., Sgavetti, M., & de Souza Filho, C. R. (2018). A mid-late Holocene tidally-influenced drainage system revealed by integrated remote sensing, sedimentological and stratigraphic data. *Geomorphology*, 318, 421-436.
- Giosan, L., Naing, T., Min Tun, M., Clift, P. D., Filip, F., Constantinescu, S., S., Khonde, N., Blusztajn, J., Buylaert, J.-P., Stevens, T., & Thwin, S. (2018). On the Holocene evolution of the Ayeyawady megadelta. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 451-466.
- Goiran, J. P., Tronchère, H., Collalelli, U., Salomon, F., & Djerbi, H. (2009). Découverte d'un niveau marin biologique sur les quais de Portus: le port antique de Rome. *Méditerranée*, 112, 59-67.
- Gómez-Pujol, L., Roig-Munar, F. X., Fornós, J. J., Balaguer, P., & Mateu, J. (2013). Provenance-related characteristics of beach sediments around the island of Menorca, Balearic Islands (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 33(2), 195-208.
- Goodbred Jr, S. L., & Saito, Y. (2011). Tide-dominated deltas. In *Principles of tidal sedimentology* (129-149). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Gouw, M. J. P., & Erkens, G. (2007). Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (the Netherlands)-a result of changing external controls. *Netherlands Journal of Geosciences*, 86(1), 23-54.
- Griffin, C., Ellis, D., Beavis, S., & Zoleta-Nantes, D. (2013). Coastal resources, livelihoods and the 2004 Indian Ocean tsunami in Aceh, Indonesia. *Ocean & Coastal Management*, 71, 176-186.
- Groparu, T. (2020). *Trajectoire d'évolution d'un système deltaïque anthropisé : le delta du Danube: étude couplée par les archives cartographiques et sédimentaires* (Doctoral dissertation, Université Toulouse le Mirail-Toulouse II). 481 p.
- Guelorget, O. & Perthuisot, J.-P. (1983). *Le domaine Paralique. Expressions géologiques, biologiques et économique du confinement*. Presse de l'École Normal Supérieure, Paris, 136p.
- Gupta, A. (Ed.). (2005). *The physical geography of Southeast Asia* (Vol. 4). Oxford University Press. 440 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, 447-458.

- Gurnell, A. M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946–1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research & Management: An International Journal Devoted to River Research and Management*, 13(1), 13-26.
- Haddadchi, A., Olley, J., & Pietsch, T. (2015). Quantifying sources of suspended sediment in three size fractions. *Journal of Soils and Sediments*, 15(10), 2086-2100.
- Haddadchi, A., Ryder, D. S., Evrard, O., & Olley, J. (2013). Sediment fingerprinting in fluvial systems: review of tracers, sediment sources and mixing models. *International Journal of Sediment Research*, 28(4), 560-578.
- Hady, A. K., & Marliyani, G. I. (2020). Updated Segmentation Model of the Aceh Segment of the Great Sumatran Fault System in Northern Sumatra, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 5(2), 84-100.
- Hagedorn, E. M. (2004). *Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet* (Doctoral dissertation, Universität zu Köln). 310 p.
- Hagedorn, E. M., & Boenigk, W. (2008). The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses. *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 87(1), 21.
- Hahn, A., Compton, J. S., Meyer-Jacob, C., Kirsten, K. L., Lucasssen, F., Mayo, M. P., Schefub, E., & Zabel, M. (2016). Holocene paleo-climatic record from the South African Namaqualand mudbelt: A source to sink approach. *Quaternary International*, 404, 121-135.
- Hahn, A., Gerdts, G., Völker, C., & Niebühr, V. (2019). Using FTIRS as pre-screening method for detection of microplastic in bulk sediment samples. *Science of the total environment*, 689, 341-346.
- Hahn, A., Rosen, P., Kliem, P., Ohlendorf, C., & Zolitschka, B. (2011). Comparative study of infrared techniques for fast biogeochemical sediment analyses. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(10).
- Hahn, A., Vogel, H., Andó, S., Garzanti, E., Kuhn, G., Lantzsich, H., Schuuman, J., Vogt, C., & Zabel, M. (2018). Using Fourier transform infrared spectroscopy to determine mineral phases in sediments. *Sedimentary Geology*, 375, 27-35.
- Hamdan, M. A., Hassan, F. A., Flower, R. J., Leroy, S. A. G., Shallaly, N. A., & Flynn, A. (2019). Source of Nile sediments in the floodplain at Saqqara inferred from mineralogical, geochemical, and pollen data, and their palaeoclimatic and geoarchaeological significance. *Quaternary international*, 501, 272-288.
- Hanebuth, T. J., Stattegger, K., & Bojanowski, A. (2009). Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: The Sunda-Shelf data revisited. *Global and Planetary Change*, 66(1-2), 76-84.

- Hanebuth, T. J., Voris, H. K., Yokoyama, Y., Saito, Y., & Okuno, J. I. (2011). Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 92-110.
- Hanebuth, T., Stattegger, K., & Grootes, P. M. (2000). Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record. *Science*, 288(5468), 1033-1035.
- Hapke, C. J., Himmelstoss, E. A., Kratzmann, M. G., List, J. H., & Thieler, E. R. (2010). *National assessment of shoreline change: Historical shoreline change along the New England and Mid-Atlantic coasts*. US Geological Survey. 57 p.
- Haq, B., & Milliman, J. (2023). Perilous future for river deltas. *GSA Today*, 33(10), 4-12.
- Haridhi, H. A., Huang, B. S., Wen, K. L., Mirza, A., Rizal, S., Purnawan, S., S., Fajri, I., Klingelhofer, F., Liu, C.S., Lee, C.S., Wilson, C.R., Wu, T.-R., Setiawan, I., & Phung, V. B. (2023). Tsunami scenario triggered by a submarine landslide offshore of northern Sumatra Island and its hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(2), 507-523.
- Harmar, O. P., & Clifford, N. J. (2006). Planform dynamics of the lower Mississippi River. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(7), 825-843.
- Hawkins, S., O'Connor, S., Maloney, T. R., Litster, M., Kealy, S., Fenner, J. N., Aplin, K., Boulanger, C., Brockwell, S., Willan, R., Piatto, E., & Louys, J. (2017). Oldest human occupation of Wallacea at Laili Cave, Timor-Leste, shows broad-spectrum foraging responses to late Pleistocene environments. *Quaternary Science Reviews*, 171, 58-72.
- He, J., Garzanti, E., Dinis, P., Yang, S., & Wang, H. (2020). Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-1. Geochemistry and clay mineralogy. *Chemical Geology*, 558, 119860.
- Heap, A. D., & Nichol, S. L. (1997). The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. *Marine Geology*, 144(1-3), 229-252.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J., & Skinner, L. C. (2020). Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Helmi, H., Basri, H., & Sufardi, S. (2019). Flood vulnerability level analysis as a hydrological disaster mitigation effort in Krueng Jreue Sub-Watershed, Aceh Besar, Indonesia. *Jàmbá: Journal of Disaster Risk Studies*, 11(1), 1-8.
- Henry, D. G., Watson, J. S., & John, C. M. (2017). Assessing and calibrating the ATR-FTIR approach as a carbonate rock characterization tool. *Sedimentary geology*, 347, 36-52.

- Heroy, D. C., Kuehl, S. A., & Goodbred Jr, S. L. (2003). Mineralogy of the Ganges and Brahmaputra Rivers: implications for river switching and Late Quaternary climate change. *Sedimentary Geology*, 155(3-4), 343-359.
- Higgins, S. A. (2016). Advances in delta-subsidence research using satellite methods. *Hydrogeology Journal*, 24(3), 587-600.
- Hijma, M. P., & Cohen, K. M. (2011). Holocene transgression of the Rhine river mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy. *Sedimentology*, 58(6), 1453-1485.
- Hijma, M. P., Shen, Z., Törnqvist, T. E., & Mauz, B. (2017). Late Holocene evolution of a coupled, mud-dominated delta plain–chenier plain system, coastal Louisiana, USA. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 689-710.
- Hillier, S. (2001). Particulate composition and origin of suspended sediment in the R. Don, Aberdeenshire, UK. *Science of the total Environment*, 265(1-3), 281-293.
- Hohensinner, S., Lager, B., Sonnlechner, C., Haidvogel, G., Gierlinger, S., Schmid, M., Karausmann, F., & Winiwarter, V. (2013). Changes in water and land: the reconstructed Viennese riverscape from 1500 to the present. *Water History*, 5(2), 145-172.
- Hope, G. (2005). The Quaternary in Southeast Asia. In *The physical geography of Southeast Asia* (24-37), Oxford Academic.
- Hori, K. (2022). Deltas. In *Treatise on Geomorphology* (527-543). Elsevier.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., & Wang, P. (2002). Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, 146(3-4), 249-264.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y., & Li, C. (2001). Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. *Geomorphology*, 41(2-3), 233-248.
- Horton, B. P., Gibbard, P. L., Mine, G. M., Morley, R. J., Purintavaragul, C., & Stargardt, J. M. (2005). Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula, southeast Asia. *The Holocene*, 15(8), 1199-1213.
- Hotelling, H. (1936). Relations between two sets of variates. *Biometrika*, 28 (3-4), 321 -377.
- Huete, A. R. (2004). Remote Sensing for Environmental Monitoring. In: Artiola J.F., Pepper I.L. and Brusseau M.L. (Eds), *Environmental Monitoring and Characterization*. Academic Press, 183-206.
- Huggett, R.J. (2007). *Fundamentals of geomorphology*, 2. ed., 1. publ. ed, Routledge fundamentals of physical geography series. Routledge, London. 458 p.

- Hughes, M. L., McDowell, P. F., & Marcus, W. A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74(1-4), 1-16.
- Irham, M., Fadhla, Y., & Setiawan, I. (2018). The spatial distribution of suspended sediment analysis along Krueng Cut River, Banda Aceh. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 106(1), 1.
- Ito, T., Gunawan, E., Kimata, F., Tabei, T., Simons, M., Meilano, I., Augustan, A., Ohta, Y., Nurdin, I., & Sugiyanto, D. (2012). Isolating along-strike variations in the depth extent of shallow creep and fault locking on the northern Great Sumatran Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Iwaco B.V. (1993). Kotamadya Banda Aceh: Planning for Water Supply Development and Raw Water Sources Allocation. In: *Study of Water Sources Allocation for Water Supply for D.I. Aceh Province*, prepared in association with COWI Consulting Engineers and Planners AS, PT YODYA KARYA Architects & Consulting Engineers & PT GAMMA EPSILON Consulting Engineers for Government of Indonesia, Ministry of Public Works, Directorate General of Directorate General of Human Settlements, Directorate of Water Supply, Banda Aceh. 93 p.
- Jabaloy-Sánchez, A., Lobo, F. J., Azor, A., Martín-Rosales, W., Pérez-Peña, J. V., Bárcenas, P., Macias, J., & Vázquez-Vílchez, M. (2014). Six thousand years of coastline evolution in the Guadalfeo deltaic system (southern Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 206, 374-391.
- Jain, N., Virmani, D., & Abraham, A. (2021). Tsunami in the last 15 years: a bibliometric analysis with a detailed overview and future directions. *Natural Hazards*, 106, 139-172.
- Jana, A., & Bhattacharya, A. K. (2013). Assessment of coastal erosion vulnerability around Midnapur-Balasore Coast, Eastern India using integrated remote sensing and GIS techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 41(3), 675-686.
- Janik, L. J., Merry, R. H., & Skjemstad, J. O. (1998). Can mid infrared diffuse reflectance analysis replace soil extractions? *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 38(7), 681-696.
- Jonah, F. E., Boateng, I., Osman, A., Shimba, M. J., Mensah, E. A., Adu-Boahen, K., Chuku, E. O., & Effah, E. (2016). Shoreline change analysis using end point rate and net shoreline movement statistics: An application to Elmina, Cape Coast and Moree section of Ghana's coast. *Regional studies in marine science*, 7, 19-31.
- Joussein, E., Petit, S., & Decarreau, A. (2001). Une nouvelle méthode de dosage des minéraux argileux en mélange par spectroscopie IR. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 332(2), 83-89.
- Kajita, R. (2019). Historical precipitation data in Sumatra and Kalimantan from 1879 to 1900, by using Dutch colonial materials. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 361(1), 012003.

- Kankara, R. S., Selvan, S. C., Markose, V. J., Rajan, B., & Arockiaraj, S. (2015). Estimation of long and short term shoreline changes along Andhra Pradesh coast using remote sensing and GIS techniques. *Procedia engineering*, 116, 855-862.
- Kaufhold, S., Hein, M., Dohrmann, R., & Ufer, K. (2012). Quantification of the mineralogical composition of clays using FTIR spectroscopy. *Vibrational Spectroscopy*, 59, 29-39.
- Kelsey, H. M., Engelhart, S. E., Pilarczyk, J. E., Horton, B. P., Rubin, C. M., Daryono, M. R., Ismail, N., Hawkes, A. D., & Cahill, N. (2015). Accommodation space, relative sea level, and the archiving of paleo-earthquakes along subduction zones. *Geology*, 43(8), 675-678.
- Kershaw, P. K. A. P., van der Kaars, S., Moss, P. T., & Wang, X. (2002). Quaternary records of vegetation, biomass burning, climate and possible human impact in the Indonesian-Northern Australian region. In *Bridging Wallace's Line: the environmental and cultural history and dynamics of the Australian-Southeast Asian region*. *Advances in Geoecology*, 34, 360 p.
- Kershaw, S., & Guo, L. (2001). Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece. *Marine Geology*, 179(3-4), 213-228.
- Klecka, W.R. (1980). *Discriminant analysis*. SAGE Publications. 69 p.
- Koiter, A. J., Owens, P. N., Petticrew, E. L., & Lobb, D. A. (2013). The behavioural characteristics of sediment properties and their implications for sediment fingerprinting as an approach for identifying sediment sources in river basins. *Earth-Science Reviews*, 125, 24-42.
- Kong, P., Zheng, Y., & Caffee, M. W. (2012). Provenance and time constraints on the formation of the first bend of the Yangtze River. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6), 1-15.
- Korus, J. T., & Fielding, C. R. (2015). Asymmetry in Holocene river deltas: patterns, controls, and stratigraphic effects. *Earth-Science Reviews*, 150, 219-242.
- Krippner, A., & Bahlburg, H. (2013). Provenance of Pleistocene Rhine River Middle Terrace sands between the Swiss–German border and Cologne based on U–Pb detrital zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 917-932.
- Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A. C., Russell, E., & von Eynatten, H. (2015). Grain-size dependence of garnet composition revealed by provenance signatures of modern stream sediments from the western Hohe Tauern (Austria). *Sedimentary Geology*, 321, 25-38.
- Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A. C., Schöning, J., & von Eynatten, H. (2016). Heavy minerals and garnet geochemistry of stream sediments and bedrocks from the Almklovdalen area, Western Gneiss Region, SW Norway: Implications for provenance analysis. *Sedimentary geology*, 336, 96-105.
- Kuenzi, W. D., Horst, O. H., & McGehee, R. V. (1979). Effect of volcanic activity on fluvial-deltaic sedimentation in a modern arc-trench gap, southwestern Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 827-838.

- Kumar, A., Narayana, A. C., & Jayappa, K. S. (2010). Shoreline changes and morphology of spits along southern Karnataka, west coast of India: A remote sensing and statistics-based approach. *Geomorphology*, 120(3-4), 133-152.
- Kunz, Y., Steinebach, S., Dittrich, C., Hauser-Schäublin, B., Rosyani, I., Soetarto, E., & Faust, H. (2017). 'The fridge in the forest': Historical trajectories of land tenure regulations fostering landscape transformation in Jambi Province, Sumatra, Indonesia. *Forest Policy and Economics*, 81, 1-9.
- Laag, C., Hambach, U., Zeeden, C., Lagroix, F., Guyodo, Y., Veres, D., Jovanovic, M., & Marković, S. B. (2021). A detailed paleoclimate proxy record for the Middle Danube Basin over the last 430 kyr: a rock magnetic and colorimetric study of the Zemun loess-paleosol sequence. *Frontiers in Earth Science*, 9, 600086.
- Laborel, J., & Laborel-Deguen, F. (1994). Biological indicators of relative sea-level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region. *Journal of coastal research*, 10(2), 395-415.
- Laborel, J., & Laborel-Deguen, F. (1996). Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary International*, 31, 53-60.
- Laceyby, J. P., Evrard, O., Smith, H. G., Blake, W. H., Olley, J. M., Minella, J. P., & Owens, P. N. (2017). The challenges and opportunities of addressing particle size effects in sediment source fingerprinting: a review. *Earth-Science Reviews*, 169, 85-103.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., & Silenzi, S. (2004). Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23(14-15), 1567-1598.
- Larkin, P. (2017). *Infrared and Raman spectroscopy: principles and spectral interpretation*. Elsevier. 228 p.
- Latief, H., Puspito, N. T., & Imamura, F. (2000). Tsunami catalog and zones in Indonesia. *Journal of Natural Disaster Science*, 22(1), 25-43.
- Latorre, B., Lizaga, I., Gaspar, L., & Navas, A. (2021). A novel method for analysing consistency and unravelling multiple solutions in sediment fingerprinting. *Science of The Total Environment*, 789, 147804.
- Laumonier, Y. (1997). *The Vegetation and Physiography of Sumatra: Maps* (Vol. 22). Springer Science & Business Media. 222 p.
- Lavigne F., & Paris R. (eds), 2011. *Tsunarisque : le tsunami du 26 décembre 2004 à Aceh, Indonésie*. Publications de la Sorbonne, Paris, 324 p.
- Lavigne F., Paris R., Grancher D., Wassmer P., Brunstein D., Vautier F., Leone F., Flohic F., De Coster B., Gunawan T., Gomez C., Setiawan A., Cahyadi R., & Fachrizal (2009). Reconstruction of Tsunami Inland Propagation on December 26, 2004 in Banda Aceh, Indonesia, through Field Investigations. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 259-281.

- Lavigne F., Paris R., Wassmer P., Gomez C., Brunstein D., Grancher D., Vautier F., Sartohadi J., Setiawan A., Syahnan, Gunawan T., Fachrizal, Waluyo B., Mardiatno D., Widagdo A., Cahyadi R., Lespinasse N., & Mahieu L. (2006). Learning from a major disaster (Banda Aceh, December 26th, 2004): a methodology to calibrate simulation codes for tsunami inundation models. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl. 146, 253-265.
- Lawrence, A., & Djaeni, A. (1977). *Reconnaissance study of the groundwater resources of the Krueng Aceh basin, N. Sumatra*. Institute of Geological Sciences, London, Report No. WD/OS/77/7 (unpublished).
- Legout, C., Poulenard, J., Nemery, J., Navratil, O., Grangeon, T., Evrard, O., & Esteves, M. (2013). Quantifying suspended sediment sources during runoff events in headwater catchments using spectrophotometry. *Journal of soils and sediments*, 13(8), 1478-1492.
- Lehmann, P., Leshchinsky, B., Gupta, S., Mirus, B. B., Bickel, S., Lu, N., & Or, D. (2021). Clays are not created equal: How clay mineral type affects soil parameterization. *Geophysical Research Letters*, 48(20), e2021GL095311.
- Levoy, F., Anthony, E. J., Dronkers, J., Monfort, O., & Montreuil, A. L. (2019). Short-term to decadal-scale sand flat morphodynamics and sediment balance of a megatidal bay: Insight from multiple LiDAR datasets. *Journal of Coastal Research*, 88(SI), 61-76.
- Levy, J. K., & Gopalakrishnan, C. (2005). Promoting disaster-resilient communities: the Great Sumatra–Andaman earthquake of 26 December 2004 and the resulting Indian Ocean tsunami. *Water Resources Development*, 21(4), 543-559.
- Leyk, S., Boesch, R., & Weibel, R. (2005). A conceptual framework for uncertainty investigation in map-based land cover change modelling. *Transactions in GIS*, 9(3), 291-322.
- Li, J., Hu, B., Wei, H., Zhao, J., Zou, L., Bai, F., Dou, Y., Wang, L., & Fang, X. (2014a). Provenance variations in the Holocene deposits from the southern Yellow Sea: clay mineralogy evidence. *Continental Shelf Research*, 90, 41-51.
- Li, Y., Li, A. C., Huang, P., Xu, F. J., & Zheng, X. F. (2014b). Clay minerals in surface sediment of the north Yellow Sea and their implication to provenance and transportation. *Continental Shelf Research*, 90, 33-40.
- Liew, S. C., Gupta, A., Wong, P. P., & Kwok, L. K. (2010). Recovery from a large tsunami mapped over time: the Aceh coast, Sumatra. *Geomorphology*, 114(4), 520-529.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2015). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons, 770 p.
- Link, P. K., Fanning, C. M., & Beranek, L. P. (2005). Reliability and longitudinal change of detrital-zircon age spectra in the Snake River system, Idaho and Wyoming: An example of reproducing the bumpy barcode. *Sedimentary Geology*, 182(1-4), 101-142.

- Liquete, C., Piroddi, C., Drakou, E. G., Gurney, L., Katsanevakis, S., Charef, A., & Egoh, B. (2013). Current status and future prospects for the assessment of marine and coastal ecosystem services: a systematic review. *PLoS One*, 8(7).
- Liu, J., Saito, Y., Kong, X., Wang, H., Xiang, L., Wen, C., & Nakashima, R. (2010). Sedimentary record of environmental evolution off the Yangtze River estuary, East China Sea, during the last~ 13,000 years, with special reference to the influence of the Yellow River on the Yangtze River delta during the last 600 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18), 2424-2438.
- Liu, J., Saito, Y., Wang, H., Zhou, L., & Yang, Z. (2009). Stratigraphic development during the Late Pleistocene and Holocene offshore of the Yellow River delta, Bohai Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(4-5), 318-331.
- Liu, J., Zhang, J., Miao, X., Xu, S., & Wang, H. (2020). Mineralogy of the core YRD-1101 of the Yellow River Delta: Implications for sediment origin and environmental evolution during the last~ 1.9 Myr. *Quaternary International*, 537, 79-87.
- Liu, X., Colman, S. M., Brown, E. T., Minor, E. C., & Li, H. (2013). Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 50, 387-398.
- Longhitano, S., & Colella, A. (2007). Geomorphology, sedimentology and recent evolution of the anthropogenically modified Simeto River delta system (eastern Sicily, Italy). *Sedimentary Geology*, 194(3-4), 195-221.
- López-González, N., Borrego, J., Ruiz, F., Carro, B., Lozano-Soria, O., & Abad, M. (2006). Geochemical variations in estuarine sediments: Provenance and environmental changes (Southern Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67(1-2), 313-320.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Gaillardet, J., Gajurel, A. P., Guilmette, C., Rahman, M., Singh, S.K., & Sinha, R. (2012). Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 84, 410-432.
- Mack, G. H. (1978). The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah. *Sedimentology*, 25(5), 587-604.
- Madejová, J. J. V. S. (2003). FTIR techniques in clay mineral studies. *Vibrational spectroscopy*, 31(1), 1-10.
- Madejova, J., & Komadel, P. (2001). Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods. *Clays and clay minerals*, 49(5), 410-432.
- Magliulo, P., Bozzi, F., & Pignone, M. (2016). Assessing the planform changes of the Tammara River (southern Italy) from 1870 to 1955 using a GIS-aided historical map analysis. *Environmental Earth Sciences*, 75(4), 355.
- Malavoi, J. R., & Bravard, J. P. (2010). *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. Onema. 228 p.

- Malawani, M. N., Sunarto, S., Handayani, T., & Yoga, A. G. H. (2018). Recent delta evolution based on mollusk shell record on sediment in Delta Wulan, Demak, Indonesia. *Geo Media: Majalah Ilmiah dan Informasi Kegeografian*, 16(2).
- Maloney, B. K. (1980). Pollen analytical evidence for early forest clearance in North Sumatra. *Nature*, 287(5780), 324-326.
- Mange, M. A., & Otvos, E. G. (2005). Gulf coastal plain evolution in West Louisiana: heavy mineral provenance and Pleistocene alluvial chronology. *Sedimentary Geology*, 182(1-4), 29-57.
- Mann, T., Bender, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Vacchi, M., Switzer, A. D., & Rovere, A. (2019). Holocene sea levels in southeast Asia, Maldives, India and Sri Lanka: the SEAMIS database. *Quaternary Science Reviews*, 219, 112-125.
- Martinelli, L. A., Victoria, R. L., Dematte, J. L. I., Richey, J. E., & Devol, A. H. (1993). Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, 8(4), 391-402.
- Martínez, C., Rojas, D., Quezada, M., Quezada, J., & Oliva, R. (2015). Post-earthquake coastal evolution and recovery of an embayed beach in central-southern Chile. *Geomorphology*, 250, 321-333.
- Martínez-Carreras, N., Krein, A., Gallart, F., Iffly, J. F., Pfister, L., Hoffmann, L., & Owens, P. N. (2010a). Assessment of different colour parameters for discriminating potential suspended sediment sources and provenance: a multi-scale study in Luxembourg. *Geomorphology*, 118(1-2), 118-129.
- Martínez-Carreras, N., Krein, A., Udelhoven, T., Gallart, F., Iffly, J. F., Hoffmann, L., Pfister, L., & Walling, D. E. (2010b). A rapid spectral-reflectance-based fingerprinting approach for documenting suspended sediment sources during storm runoff events. *Journal of Soils and Sediments*, 10, 400-413.
- Martinez-Carreras, N., Udelhoven, T., Krein, A., Gallart, F., Iffly, J.F., Ziebel, J., Hoffmann, L., Pfister, L. & Walling, D. E. (2010c). The use of sediment colour measured by diffuse reflectance spectrometry to determine sediment sources: application to the Attert River catchment (Luxembourg). *Journal of Hydrology*, 382(1-4), 49-63.
- Mathers, S., & Zalasiewicz, J. (1999). Holocene sedimentary architecture of the Red River delta, Vietnam. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 314-325.
- Mathers, S., Brew, D. S., & Arthurton, R. S. (1999). Rapid Holocene evolution and neotectonics of the Albanian Adriatic coastline. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 345-354.
- Matteson, A., & Herron, M. M. (1993). Quantitative mineral analysis by Fourier transform infrared spectroscopy. *SCA conference paper*, 9308, 1-16.
- May, S. M., Brill, D., Engel, M., Scheffers, A., Pint, A., Opitz, S., Wennrich, V., Squire, P., Kelletat, D., & Brückner, H. (2015). Traces of historical tropical cyclones and tsunamis in the Ashburton Delta (north-west Australia). *Sedimentology*, 62(6), 1546-1572.

- May, S. M., Gelhausen, H., Brill, D., Callow, J. N., Engel, M., Opitz, S., Scheffers, A., Joannes-Boyau, R., Leopold, M., & Brückner, H. (2018). Chenier-type ridges in Giralda Bay (Exmouth gulf, Western Australia)-processes, chronostratigraphy, and significance for recording past tropical cyclones. *Marine Geology*, 396, 186-204.
- McCarty, G. W., Reeves, J. B., Reeves, V. B., Follett, R. F., & Kimble, J. M. (2002). Mid-infrared and near-infrared diffuse reflectance spectroscopy for soil carbon measurement. *Soil Science Society of America Journal*, 66(2), 640-646.
- 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.
- McKinnon E.E., (1990). "The Hoabinhian in the Wampu/Lau Biang valley of North-Eastern Sumatra: an Update". *Bulletin of the Indo-Pacific Prehistory Association*, 10(1), 132-142.
- McKinnon, E. E. (2015). Aceh and the Maritime Silk Route: Aceh and Northern Sumatra, Key Locations on the Ancient Maritime Silk Route. In *Ancient Silk Trade Routes: Selected Works from Symposium on Cross Cultural Exchanges and Their Legacies in Asia* (149-168).
- McKinnon, E. E. (1988). Beyond Serandib: A note on Lambri at the northern tip of Aceh. *Indonesia*, 46, 103-121.
- McKinnon, E. E. (2009). Aceh's defences. *Indonesia and the Malay World*, 37(109), 345-373.
- McKinnon, E. E., & Nurdin, A. R. (2020). Mediaeval Fansur: a long-lost harbor in Aceh. In *EurASEAA14 Volume I: Ancient and Living Traditions: Papers from the Fourteenth International Conference of the European Association of Southeast Asian Archaeologists* (p. 174). Archaeopress Publishing Ltd.
- McLeod, M. K., Slavich, P. G., Irhas, Y., Moore, N., Rachman, A., Ali, N., Iskandar, T., Hunt, C., & Caniago, C. (2010). Soil salinity in Aceh after the December 2004 Indian Ocean tsunami. *Agricultural Water Management*, 97(5), 605-613.
- Meilianda, E., Dohmen-Janssen, C. M., Maathuis, B. H. P., Hulscher, S. J., & Mulder, J. P. M. (2010). Short-term morphological responses and developments of Banda Aceh coast, Sumatra Island, Indonesia after the tsunami on 26 December 2004. *Marine geology*, 275(1-4), 96-109.
- Meilianda, E., Pradhan, B., Comfort, L. K., Alfian, D., Juanda, R., Syahreza, S., & Munadi, K. (2019). Assessment of post-tsunami disaster land use/land cover change and potential impact of future sea-level rise to low-lying coastal areas: A case study of Banda Aceh coast of Indonesia. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 41, 101292.
- Meilianda, E., Lavigne, F., Pradhan, B., Wassmer, P., Darusman, D., & Dohmen-Janssen, M. (2021). Barrier Islands Resilience to Extreme Events: Do Earthquake and Tsunami Play a Role? *Water*, 13, 178.

- Meltzner, A. J., Sieh, K., Abrams, M., Agnew, D. C., Hudnut, K. W., Avouac, J. P., & Natawidjaja, D. H. (2006). Uplift and subsidence associated with the great Aceh-Andaman earthquake of 2004. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2).
- Meltzner, A. J., Sieh, K., Chiang, H. W., Shen, C. C., Suwargadi, B. W., Natawidjaja, D. H., Philibosian, B. E., & Galetzka, J. (2010). Coral evidence for earthquake recurrence and an AD 1390–1455 cluster at the south end of the 2004 Aceh–Andaman rupture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10).
- Melucci, D., Zappi, A., Poggioli, F., Morozzi, P., Giglio, F., & Tositti, L. (2019). ATR-FTIR spectroscopy, a new non-destructive approach for the quantitative determination of biogenic silica in marine sediments. *Molecules*, 24(21), 3927.
- Miller, C., Hahn, A., Liebrand, D., Zabel, M., & Schefuß, E. (2020). Mid-and low latitude effects on eastern South African rainfall over the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106088.
- Milli, S., D'Ambrogio, C., Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M. G., Celant, A., Di Bella, L., Di Rita, F., Frezza, V., Magri, D., Pichezzi, R. M., & Ricci, V. (2013). The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy). *Sedimentary Geology*, 284, 159-180.
- Milliman, J. D., & Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91(1), 1-21.
- Milne, G. A., & Mitrovica, J. X. (2008). Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, 27(25-26), 2292-2302.
- Milosevic, M. (2004). Internal reflection and ATR spectroscopy. *Applied Spectroscopy Reviews*, 39(3), 365-384.
- Minderhoud, P. S. J., Coumou, L., Erkens, G., Middelkoop, H., & Stouthamer, E. (2019). Mekong delta much lower than previously assumed in sea-level rise impact assessments. *Nature communications*, 10(1), 3847.
- Miskovsky, J.-C. (2002). *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Maison de la géologie. Paris. 1519 p.
- Mitrovica, J. X., & Milne, G. A. (2002). On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews*, 21(20-22), 2179-2190.
- Mitrovica, J. X., & Peltier, W. R. (1991). On postglacial geoid subsidence over the equatorial oceans. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 20053-20071.
- Mohammadifar, A., Gholami, H., Comino, J. R., & Collins, A. L. (2021). Assessment of the interpretability of data mining for the spatial modelling of water erosion using game theory. *Catena*, 200, 105178.

- Moldenhauer, K. M., Zielhofer, C., & Faust, D. (2008). Heavy metals as indicators for Holocene sediment provenance in a semi-arid Mediterranean catchment in northern Tunisia. *Quaternary International*, 189(1), 129-134.
- Monecke, K., Finger, W., Klarer, D., Kongko, W., McAdoo, B. G., Moore, A. L., & Sudrajat, S. U. (2008). A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. *Nature*, 455(7217), 1232-1234.
- Monecke, K., Meilianda, E., Walstra, D. J., Hill, E. M., McAdoo, B. G., Qiu, Q., Storms, J. E. A., Masputri, A. S., Mayasari, C. D., Nasir, M., Riandi, I., Setiawan, A., & Templeton, C. K., (2017). Postseismic coastal development in Aceh, Indonesia-Field observations and numerical modeling. *Marine Geology*, 392, 94-104.
- Montagne, D. G. (1963). *Het terrassenlandschap van de Atjeh vallei tussen Seulimeum en Indrapuri, gezien vanuit de lucht* (No. 3). Kementerian Pertahanan, Djawatan Topografi Angkatan Darat, Instituut Geografi.
- Montana, S. (1997). Nouvelles données sur les royaumes de Lamuri et Barat. *Archipel*, 53(1), 85-95.
- Moore, D. M., & Reynolds, R. J. (1989). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 332 p.
- Morhange, C. (1994). *La mobilité récente des littoraux provençaux : éléments d'analyse géomorphologique* (Doctoral dissertation, Université de Provence-Aix-Marseille I). 202 p.
- Morhange, C., Laborel, J., & Hesnard, A. (2001). Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 166(3-4), 319-329.
- Morley, R. J. (1982). A palaeoecological interpretation of a 10,000 year pollen record from Danau Padang, Central Sumatra, Indonesia. *Journal of Biogeography*, 9(2), 151-190.
- Moros, J., Barciela-Alonso, M. C., Pazos-Capeáns, P., Bermejo-Barrera, P., Peña-Vázquez, E., Garrigues, S., & de la Guardia, M. (2008b). Characterization of estuarine sediments by near infrared diffuse reflectance spectroscopy. *Analytica chimica acta*, 624(1), 113-127.
- Moros, J., Herbello-Hermelo, P., Moreda-Piñeiro, A., Bermejo-Barrera, P., Garrigues, S., & de la Guardia, M. (2008a). Screening of humic and fulvic acids in estuarine sediments by near-infrared spectrometry. *Analytical and bioanalytical chemistry*, 392, 541-549.
- Moros, J., Vallejuelo, S. F. O. D., Gredilla, A., Diego, A. D., Madariaga, J. M., Garrigues, S., & Guardia, M. D. L. (2009). Use of reflectance infrared spectroscopy for monitoring the metal content of the estuarine sediments of the Nerbioi-Ibaizabal River (Metropolitan Bilbao, Bay of Biscay, Basque Country). *Environmental science & technology*, 43(24), 9314-9320.
- Morton, A. C. (1985). Heavy minerals in provenance studies. In *Provenance of arenites* (249-277). Dordrecht: Springer Netherlands.

- Muis, B. A., Murtalaksono, K., Suratijaya, I. N., & Haridjaja, O. (2016). Analysis potency of water availability and water demand in Krueng Aceh watershed. *International Journal of Sciences: Basic and Applied Research*, 29(1), 191-201.
- Müller, C. M., Pejčić, B., Esteban, L., Piane, C. D., Raven, M., & Mizaikoff, B. (2014). Infrared attenuated total reflectance spectroscopy: an innovative strategy for analyzing mineral components in energy relevant systems. *Scientific reports*, 4(1), 1-11.
- Munoz, P. M. (2006). *Early kingdoms of the Indonesian Archipelago and the Malay Peninsula*. Editions Didier Millet.
- Nanson, R. A., Vakarelov, B. K., Ainsworth, R. B., Williams, F. M., & Price, D. M. (2013). Evolution of a Holocene, mixed-process, forced regressive shoreline: the Mitchell River delta, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 339, 22-43.
- Nemec, W. (1990). *Deltas—remarks on terminology and classification*. Coarse-grained deltas, 1-12.
- Nguyen, T., Janik, L., & Raupach, M. (1991). Diffuse reflectance infrared Fourier-transform (DRIFT) Spectroscopy in soil studies. *Australian Journal of soil research*, 29, 49–67.
- Nicholls, R. J., & Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328(5985), 1517-1520.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons. 419 p.
- Niedermeyer, E. M., Sessions, A. L., Feakins, S. J., & Mohtadi, M. (2014). Hydroclimate of the western Indo-Pacific Warm Pool during the past 24,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(26), 9402-9406.
- Nienhuis, J. H., & van de Wal, R. S. (2021). Projections of global delta land loss from sea-level rise in the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 48(14), e2021GL093368.
- Nienhuis, J. H., Ashton, A. D., & Giosan, L. (2015). What makes a delta wave-dominated? *Geology*, 43(6), 511-514.
- Nittrover, C. A., Kuehl, S. A., DeMaster, D. J., & Kowsmann, R. O. (1986). The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 444-458.
- Nooren, K., Hoek, W. Z., Winkels, T., Huizinga, A., Van der Plicht, H., Van Dam, R. L., Van Heteren, S., Van Bergen, M. J., Prins, M. A., Reimann, T., Wallinga, J., Cohen, K. M., Minderhoud, P., & Middelkoop, H. (2017). The Usumacinta-Grijalva beach-ridge plain in southern Mexico: a high-resolution archive of river discharge and precipitation. *Earth Surface Dynamics*, 5(3), 1-44.
- Nukazawa, K., Itakiyo, T., Ito, K., Sato, S., Oishi, H., & Suzuki, Y. (2021). Mineralogical fingerprinting to characterize spatial distribution of coastal and riverine sediments in southern Japan. *CATENA*, 203, 105323.

- Oberthür, T., Melcher, F., Goldmann, S., Wotruba, H., Gerdes, A., Dijkstra, A., & Dale, C. W. (2016). Mineralogy and mineral chemistry of detrital heavy minerals from the Rhine River in Germany as evidence to their provenance, sedimentary and depositional history: focus on platinum-group minerals and remarks on cassiterite, columbite-group minerals and uraninite. *International Journal of Earth Sciences*, 105(2), 637-657.
- Oldfield, F., & Crowther, J. (2007). Establishing fire incidence in temperate soils using magnetic measurements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249(3-4), 362-369.
- Oliver, T. S., Murray-Wallace, C. V., & Woodroffe, C. D. (2020). Holocene shoreline progradation and coastal evolution at Guichen and Rivoli Bays, southern Australia. *The Holocene*, 30(1), 106-124.
- Omura, A., Maeda, Y., Kawana, T., Siringan, F. P., & Berdin, R. D. (2004). U-series dates of Pleistocene corals and their implications to the paleo-sea levels and the vertical displacement in the Central Philippines. *Quaternary International*, 115, 3-13.
- Orton, G. J., & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512.
- Otvos, E. G. (2000). Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2), 83-108.
- Overeem, I., Kroonenberg, S. B., Veldkamp, A., Groenesteijn, K., Rusakov, G. V., & Svitoch, A. A. (2003). Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sedimentary Geology*, 159(3-4), 133-157.
- Owens, P. N., Blake, W. H., Gaspar, L., Gateuille, D., Koiter, A. J., Lobb, D. A., Petticrew, E. L., Reiffarth, D. G., Smith, H. G., & Woodward, J. C. (2016). Fingerprinting and tracing the sources of soils and sediments: Earth and ocean science, geoarchaeological, forensic, and human health applications. *Earth-Science Reviews*, 162, 1-23.
- Özpolat, E., Şahiner, E., Özcan, O., Demir, T., & Owen, L. A. (2021). Late-Holocene landscape evolution of a delta from foredune ridges: Seyhan Delta, Eastern Mediterranean, Turkey. *The Holocene*, 31(5), 760-777.
- Padmalal, D., Maya, K., Sreebha, S., & Sreeja, R. (2008). Environmental effects of river sand mining: a case from the river catchments of Vembanad lake, Southwest coast of India. *Environmental geology*, 54(4), 879-889.
- Painter, P. C., Coleman, M. M., Jenkins, R. G., Whang, P. W., & Walker Jr, P. L. (1978). Fourier Transform Infrared study of mineral matter in coal. A novel method for quantitative mineralogical analysis. *Fuel*, 57(6), 337-344.
- Palayangoda, S. S., & Nguyen, Q. P. (2012). An ATR-FTIR procedure for quantitative analysis of mineral constituents and kerogen in oil shale. *Oil Shale*, 29(4), 344.
- Panin, N., Tiron Duțu, L., & Duțu, F. (2016). The Danube Delta. An Overview of Its Holocene Evolution. *Méditerranée*, (126), 37-54.

- Panuju, D. R., Mizuno, K., & Trisasongko, B. H. (2013). The dynamics of rice production in Indonesia 1961–2009. *Journal of the Saudi Society of Agricultural Sciences*, 12(1), 27-37.
- Paola, C., Twilley, R. R., Edmonds, D. A., Kim, W., Mohrig, D., Parker, G., Viparelli, E., & Voller, V. R. (2011). Natural processes in delta restoration: Application to the Mississippi Delta. *Annual review of marine science*, 3, 67-91.
- Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., & Wassmer, P. (2010). Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore–onshore model. *Marine Geology*, 268(1-4), 43-54.
- Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., & Sartohadi, J. (2007). Coastal sedimentation associated with the december 26, 2004 tsunami in lhok nga, west banda aceh (sumatra, indonesia). *Marine Geology*, 238(1-4), 93-106.
- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D., & Gomez, C. (2009). Tsunamis as geomorphic crises: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104(1-2), 59-72.
- Paskoff, R. (2010). 8. Les deltas. In. *Les Littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*. Collection U, 3, 176-208.
- Passmore, D. G., & Macklin, M. G. (1994). Provenance of fine-grained alluvium and late Holocene land-use change in the Tyne basin, northern England. *Geomorphology*, 9(2), 127-142.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., & Vassilopoulos, A. (2009). *Mapping geomorphological environments*. Springer Science & Business Media.
- Pennington, B. T., Sturt, F., Wilson, P., Rowland, J., & Brown, A. G. (2017). The fluvial evolution of the Holocene Nile Delta. *Quaternary Science Reviews*, 170, 212-231.
- Pe-Piper, G., Piper, D. J., Wang, Y., Zhang, Y., Trottier, C., Ge, C., & Yin, Y. (2016). Quaternary evolution of the rivers of northeast Hainan Island, China: tracking the history of avulsion from mineralogy and geochemistry of river and delta sands. *Sedimentary Geology*, 333, 84-99.
- Perret, D. (2011). Aceh as a field for ancient history studies. *Mapping the Acehnese past*, 25-38.
- Pirazzoli, P. A. (1976). Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times. *Science*, 194(4264), 519-521.
- Pirazzoli, P. A. (1991). *World atlas of Holocene sea-level changes*. Elsevier Oceanography Series. 300 p.
- Pirazzoli, P. A. (1996). Sea-level Changes. The last 20.000 Years., 211 p.
- Pirazzoli, P., & Thommeret, J. (1973). Une donnée nouvelle sur le niveau marin à Marseille à l'époque romaine. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 277, 2125-2128.

- Pleuger, E., Goiran, J. P., Mazzini, I., Delile, H., Abichou, A., Gadhoun, A., Djerbi, H., Piotrowska, N., Wilson, A., Fentress, E., Ben Jerbania, I., & Fagel, N. (2019). Palaeogeographical and palaeoenvironmental reconstruction of the Medjerda delta (Tunisia) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 220, 263-278.
- Ploethner, D., & Siemon, B. (2006). Hydrogeological reconnaissance survey in the Province Nanggroe Aceh Darussalam Northern Sumatra, Indonesia survey area: Banda Aceh/Aceh Besar 2005. *Report BGR Project, HELP ACEH, Helicopter Project Aceh C, 1*, 1-33.
- Polo, M. (1903). *The Book of Ser Marco Polo: The Venetian* (Vol. 1). J. Murray. 790 p.
- Porebski, S. J., & Steel, R. J. (2006). Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, 76(3), 390-403.
- Poulenard, J., Legout, C., Nemery, J., Bramorski, J., Navratil, O., Douchin, A., Fanget, B., Perrette, Y., Evrard, O., & Esteves, M. (2012). Tracing sediment sources during floods using Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform Spectrometry (DRIFTS): A case study in a highly erosive mountainous catchment (Southern French Alps). *Journal of Hydrology*, 414, 452-462.
- Poulenard, J., Perrette, Y., Fanget, B., Quetin, P., Trevisan, D., & Dorioz, J. M. (2009). Infrared spectroscopy tracing of sediment sources in a small rural watershed (French Alps). *Science of the Total Environment*, 407(8), 2808-2819.
- Prasetyawan, Viora, E., Maramis, A., & Keliat, B. A. (2006). Mental health model of care programmes after the tsunami in Aceh, Indonesia. *International Review of Psychiatry*, 18(6), 559-562.
- Pre, C. A. G., Horton, B. P., Kelsey, H. M., Rubin, C. M., Hawkes, A. D., Daryono, M. R., Rosenberg, G., & Culver, S. J. (2012). Stratigraphic evidence for an early Holocene earthquake in Aceh, Indonesia. *Quaternary Science Reviews*, 54, 142-151.
- Ramasamy, V., Ponnusamy, V., Sabari, S., Anishia, S. R., & Gomathi, S. S. (2009). Effect of grinding on the crystal structure of recently excavated dolomite. *Indian Journal of Pure & Applied Physics*, 47, 586-591.
- Rao, K. N., 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.
- Redwood-Campbell, L. J., & Riddez, L. (2006). Post-tsunami medical care: health problems encountered in the International Committee of the Red Cross Hospital in Banda Aceh, Indonesia. *Prehospital and disaster medicine*, 21(S1), S1-S7.
- Reeves III, J. B. (2010). Near-versus mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for soil analysis emphasizing carbon and laboratory versus on-site analysis: where are we and what needs to be done? *Geoderma*, 158(1-2), 3-14.

- Reeves III, J. B., & Smith, D. B. (2009). The potential of mid-and near-infrared diffuse reflectance spectroscopy for determining major-and trace-element concentrations in soils from a geochemical survey of North America. *Applied Geochemistry*, 24(8), 1472-1481.
- Reid, A., & Ito, T. (1999). A precious Dutch map of Aceh, c. 1645. *Archipel*, 57(2), 191-208.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62.
- Repacholi, M. H. (Ed.). (2012). *Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods*. Springer Science & Business Media.
- Rhoads, B. L., Lewis, Q. W., & Andresen, W. (2016). Historical changes in channel network extent and channel planform in an intensively managed landscape: Natural versus human-induced effects. *Geomorphology*, 252, 17-31.
- Richards, K., Bolikhovskaya, N. S., Hoogendoorn, R. M., Kroonenberg, S. B., Leroy, S. A., & Athersuch, J. (2014). Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea. *The Holocene*, 24(10), 1226-1252.
- Ricklefs, M. C. (2001). *A History of Modern Indonesia since c. 1200*. Third Edition. Palgrave MacMillan, Houndmills. 495 p.
- Roberts, H. H. (1997). Dynamic changes of the Holocene Mississippi River delta plain: the delta cycle. *Journal of Coastal Research*, 13(3), 605-627.
- Rock, N. M. S., Syah, H. H., Davis, A. E., Hutchison, D., Styles, M. T., & Lena, R. (1982). Permian to Recent volcanism in northern Sumatra, Indonesia: a preliminary study of its distribution, chemistry, and peculiarities. *Bulletin Volcanologique*, 45(2), 127-152.
- Rosén, P. (2005). Total organic carbon (TOC) of lake water during the Holocene inferred from lake sediments and near-infrared spectroscopy (NIRS) in eight lakes from northern Sweden. *Biogeochemistry*, 76, 503-516.
- Rosén, P., Vogel, H., Cunningham, L., Hahn, A., Hausmann, S., Pienitz, R., Zolitschka, B., Wagner, B., & Persson, P. (2011). Universally applicable model for the quantitative determination of lake sediment composition using Fourier transform infrared spectroscopy. *Environmental Science & Technology*, 45(20), 8858-8865.
- Rosén, P., Vogel, H., Cunningham, L., Reuss, N., Conley, D. J., & Persson, P. (2010). Fourier transform infrared spectroscopy, a new method for rapid determination of total organic and inorganic carbon and biogenic silica concentration in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 43(2), 247-259.

- Rossel, R. V., Cattle, S. R., Ortega, A., & Fouad, Y. (2009). In situ measurements of soil colour, mineral composition and clay content by vis–NIR spectroscopy. *Geoderma*, 150(3-4), 253-266.
- Rossi V., Amorosi A., Sarti G., & Romagnoli R., (2012). New stratigraphic evidence for the mid-late Holocene fluvial evolution of the Arno coastal plain (Tuscany, Italy). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 18, 2, 201-214.
- Rossi, V., Amorosi, A., Sarti, G., & Potenza, M. (2011). Influence of inherited topography on the Holocene sedimentary evolution of coastal systems: an example from Arno coastal plain (Tuscany, Italy). *Geomorphology*, 135(1-2), 117-128.
- Rovere, A., Antonioli, F., & Bianchi, C. N. (2015). Fixed biological indicators. *Handbook of Sea-Level Research*, 268-280.
- Rovere, A., Antonioli, F., Enei, F., & Giorgi, S. (2011). Relative sea level change at the archaeological site of Pyrgi (Santa Severa, Rome) during the last seven millennia. *Quaternary International*, 232(1-2), 82-91.
- Rovere, A., Stocchi, P., & Vacchi, M. (2016). Eustatic and relative sea level changes. *Current Climate Change Reports*, 2, 221-231.
- Rubin, C. M., Horton, B. P., Sieh, K., Pilarczyk, J. E., Daly, P., Ismail, N., & Parnell, A. C. (2017). Highly variable recurrence of tsunamis in the 7,400 years before the 2004 Indian Ocean tsunami. *Nature communications*, 8, 16019.
- Rusdy, I., Setiawan, B., Zainal, M., Idris, S., Basyar, K., & Putra, Y. A. (2020). Integration of borehole and vertical electrical sounding data to characterise the sedimentation process and groundwater in Krueng Aceh basin, Indonesia. *Groundwater for sustainable development*, 10, 100372.
- Safra de Campos, R., Codjoe, S. N. A., Adger, W. N., Mortreux, C., Hazra, S., Siddiqui, T., Das, S., Atiglo, D. Y., Bhuiyan, M. R. A., Rocky, M. H., & Abu, M. (2020). Where people live and move in deltas. *Deltas in the Anthropocene*, 153-177.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., Nishimura, A., Sato, Y., & Yokota, S. (2000). Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(4), 489-497.
- Salisbury, J. W., Walter, L. S., & Vergo, N. (1987). *Mid-infrared (2.1-25 um) spectra of minerals (No. 87-263)*. US Geological Survey.
- Salles, T., Mallard, C., Husson, L., Zahirovic, S., Sarr, A. C., & Sepulchre, P. (2021). Quaternary landscape dynamics boosted species dispersal across Southeast Asia. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 240.
- Salomon, F., Goiran, J. P., Pannuzi, S., Djerbi, H., & Rosa, C. (2017). Long-Term Interactions between the Roman City of Ostia and Its Paleomeander, Tiber Delta, Italy. *Geoarchaeology*, 32(2), 215-229.

- Scawthorn, C., Ono, Y., Iemura, H., Ridha, M., & Purwanto, B. (2006). Performance of lifelines in Banda Aceh, Indonesia, during the December 2004 Great Sumatra earthquake and tsunami. *Earthquake Spectra*, 22(3_suppl), 511-544.
- Scheffers, A., Brill, D., Kelletat, D., Brückner, H., Scheffers, S., & Fox, K. (2012). Holocene sea levels along the Andaman Sea coast of Thailand. *The Holocene*, 22(10), 1169-1180.
- Scheinost, A. C., Chavernas, A., Barrón, V., & Torrent, J. (1998). Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils. *Clays and Clay Minerals*, 46(5), 528-536.
- Schmiedt, G. (1972). *Il livello antico del mar Tirreno. Testimonianze da resti archeologici*, E. Olschki, Florence, 323 p.
- Schmitz, M., Lohmann, P., Kuehn, F., & Sörgel, U. (2007). *Landcover Mapping of Banda Aceh, Indonesia, using Optical and SAR Satellite Imagery* (Doctoral dissertation, Diploma Thesis of the study course Geodesy and Geoinformatics, Institute of Photogrammetry and GeoInformation. Leibniz University of Hannover).
- Schulz, B., Sandmann, D., & Gilbricht, S. (2020). SEM-based automated mineralogy and its application in geo-and material sciences. *Minerals*, 10(11), 1004.
- Schüürman, J., Hahn, A., & Zabel, M. (2019). In search of sediment deposits from the Limpopo (Delagoa Bight, southern Africa): Deciphering the catchment provenance of coastal sediments. *Sedimentary geology*, 380, 94-104.
- Septiangga, B., & Mutaqin, B. W. (2021). Spatio-temporal analysis of Wulan Delta in Indonesia: facheracteristics, evolution, and controlling factors. *Geographia Technica*, 16(Special Issue): 43–55.
- Setyaningsih, C. A., Behling, H., Saad, A., Shumilovskikh, L., Sabiham, S., & Biagioni, S. (2019). First palaeoecological evidence of buffalo husbandry and rice cultivation in the Kerinci Seblat National Park in Sumatra, Indonesia. *Vegetation History and Archaeobotany*, 28, 591-606.
- Sevin, O. (1993). *L'Indonésie*. Presse Universitaire de France, Que sais-je? Paris, 124 p.
- Siebielec, G., McCarty, G. W., Stuczynski, T. I., & Reeves, J. B. (2004). Near-and mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for measuring soil metal content. *Journal of environmental quality*, 33(6), 2056-2069.
- Sieh, K., & Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28295-28326.
- Sieh, K., Daly, P., Edwards McKinnon, E., Pilarczyk, J. E., Chiang, H. W., Horton, B., Rubin, C. M., Shen, C. C., Ismail, N., Vane, C. H., & Feener, R. M. (2015). Penultimate predecessors of the 2004 Indian Ocean tsunami in Aceh, Sumatra: Stratigraphic, archeological, and historical evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 308-325.

- Siemon, B., & Steuer, A. (2011). *Airborne geophysical investigation of groundwater resources in Northern Sumatra after the Tsunami of 2004*. INTECH Open Access Publisher. 575-594.
- Siemon, B., Ibs-von Seht, M., & Frank, S. (2020). Airborne electromagnetic and radiometric peat thickness mapping of a bog in Northwest Germany (Ahlen-Falkenberger Moor). *Remote Sensing*, 12(2), 203.
- Siemon, B., Ploethner, D. & Pielawa, J. (2006a). Interpretation of electromagnetic data – Helicopter-borne geophysical investigation in the province Nanggroe Aceh Darussalam, Northern Sumatra, Indonesia. Vol. B-1, *Survey area Banda Aceh / Aceh Besar 2005, Helicopter Project Aceh (HELP ACEH)*. BGR Report, Archive-No. 0126196 B-1, Hannover, 114 p.
- Siemon, B., Röttger, B. & Rehli, H.-J. (2006b). Technical report on the helicopter-borne geophysical investigation in the province Nanggroe Aceh Darussalam, Northern Sumatra, Indonesia. Vol. A-1, *Survey area Banda Aceh / Aceh Besar 2005, Helicopter Project Aceh (HELP ACEH)*. BGR Report, Archive-No. 0126196 A-1, Hannover, 41 p.
- Siemon, B., Steuer, A., Meyer, U., & Rehli, H. J. (2007). HELP ACEH—A post-tsunami helicopter-borne groundwater project along the coasts of Aceh, northern Sumatra. *Near Surface Geophysics*, 5(4), 231-240.
- Simanjuntak, T., Forestier, H., & Paz, V. (2004). Research progress on the Neolithic in Indonesia: special reference to the Pondok Silabe cave, south Sumatra. *Southeast Asian Archaeology: Wilhelm G. Solheim II Festschrift*. University of the Philippines Press, Quezon City, 104-118.
- Simms, A. R., DeWitt, R., Zurbuchen, J., & Vaughan, P. (2017). Coastal erosion and recovery from a Cascadia subduction zone earthquake and tsunami. *Marine Geology*, 392, 30-40.
- Sircombe, K. N. (1999). Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, 124(1-4), 47-67.
- Slaymaker, O., Spencer, T., & Embleton-Hamann, C. (Eds.). (2009). *Geomorphology and global environmental change*. Cambridge University Press. 434 p.
- Small, C., & Nicholls, R. J. (2003). A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of coastal research*, 19(3), 584-599.
- So, R. T., Blair, N. E., & Masterson, A. L. (2020). Carbonate mineral identification and quantification in sediment matrices using diffuse reflectance infrared Fourier transform spectroscopy. *Environmental Chemistry Letters*, 18(5), 1725-1730.
- Solotchina, E. P., Prokopenko, A. A., Kuzmin, M. I., Solotchin, P. A., & Zhdanova, A. N. (2009). Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core. *Quaternary International*, 205(1-2), 38-52.
- Sommerfield, C. K., Nittrouer, C. A., & Figueiredo, A. G. (1995). Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene. *Marine Geology*, 125(3-4), 351-371.

- Song, B., Li, Z., Saito, Y., Okuno, J. I., Li, Z., Lu, A., Hua, D., Li, J., Li, Y., & Nakashima, R. (2013). Initiation of the Changjiang (Yangtze) delta and its response to the mid-Holocene Sea level change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 388, 81-97.
- Sornoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J. G., & Hernández-Molina, F. J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117(1-2), 11-32.
- Sornoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J. G., & Hernández-Molina, F. J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117(1-2), 11-32.
- Srodon, J. (2002). Quantitative mineralogy of sedimentary rocks with emphasis on clays and with applications to K-Ar dating. *Mineralogical Magazine*, 66(5), 677-687.
- Stanley, D. J., & Hait, A. K. (2000). Deltas, radiocarbon dating, and measurements of sediment storage and subsidence. *Geology*, 28(4), 295-298.
- Stanley, D. J., & Hait, A. K. (2000). Deltas, radiocarbon dating, and measurements of sediment storage and subsidence. *Geology*, 28(4), 295-298.
- Stanley, D. J., & Warne, A. G. (1993). Nile Delta: recent geological evolution and human impact. *Science*, 260(5108), 628-634.
- Stanley, D. J., & Warne, A. G. (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265(5169), 228-231.
- Stanley, D. J., & Warne, A. G. (1997). Holocene sea-level change and early human utilization of deltas. *GSA Today*, 7 (12), 1-7.
- Stirling, C. H., & Andersen, M. B. (2009). Uranium-series dating of fossil coral reefs: extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 269-283.
- Stive, M. J., Aarninkhof, S. G., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J., & Capobianco, M. (2002). Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal engineering*, 47(2), 211-235.
- Storms, J. E., Hoogendoorn, R. M., Dam, R. A., Hoitink, A. J. F., & Kroonenberg, S. B. (2005). Late-holocene evolution of the Mahakam delta, East Kalimantan, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 180(3-4), 149-166.
- Stouthamer, E., Cohen, K. M., & Gouw, M. J. (2011). Avulsion and its implications for fluvial-deltaic architecture: insights from the Holocene Rhine–Meuse delta, *SEPM, Society for Sedimentary Geology*, 97 (Special Publication).

- Summerfield, M. A. (2014). *Global geomorphology*. Routledge. 537 p.
- Suresh, N., Ghosh, S. K., Kumar, R., & Sangode, S. J. (2004). Clay-mineral distribution patterns in late Neogene fluvial sediments of the Subathu sub-basin, central sector of Himalayan foreland basin: implications for provenance and climate. *Sedimentary Geology*, 163(3-4), 265-278.
- Surian, N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(12), 1135-1151.
- Surian, N., & Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50(4), 307-326.
- Syamsidik, S., Tursina, T., Suppasri, A., Al'ala, M., Luthfi, M., & Comfort, L. K. (2019). Assessing the tsunami mitigation effectiveness of the planned Banda Aceh Outer Ring Road (BORR), Indonesia. *Natural hazards and earth system sciences*, 19(1), 299-312.
- Syvitski, J., Anthony, E., Saito, Y., Zăinescu, F., Day, J., Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2022). Large deltas, small deltas: Toward a more rigorous understanding of coastal marine deltas. *Global and Planetary Change*, 218, 103958.
- Syvitski, J. P., Cohen, S., Kettner, A. J., & Brakenridge, G. R. (2014). How important and different are tropical rivers? —An overview. *Geomorphology*, 227, 5-17.
- Syvitski, J. P., Kettner, A. J., Correggiari, A., & Nelson, B. W. (2005). Distributary channels and their impact on sediment dispersal. *Marine Geology*, 222, 75-94.
- Ta, T. K. O., Nguyen, V. L., Tateishi, M., Kobayashi, I., & Saito, Y. (2005). Holocene delta evolution and depositional models of the Mekong River Delta, southern Vietnam. *SEPM, Society for Sedimentary Geology*, 83 (Special Publication).
- Ta, T. K. O., Nguyen, V. L., Tateishi, M., Kobayashi, I., Saito, Y., & Nakamura, T. (2002). Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide-and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, 152(3-4), 313-325.
- Tabei, T., Kimata, F., Ito, T., Gunawan, E., Tsutsumi, H., Ohta, Y., Yamashina, T., Soeda, Y., Ismail, N., Nurdin, I., Sugiyanto, D., & Meilano, I. (2015). Geodetic and geomorphic evaluations of earthquake generation potential of the northern Sumatran fault, Indonesia. In *International Symposium on Geodesy for Earthquake and Natural Hazards (GENAH)* (21-28). Springer, Cham.
- Tamburini, F., Adatte, T., Föllmi, K., Bernasconi, S. M., & Steinmann, P. (2003). Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial–interglacial period (0–140 000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Marine Geology*, 201(1-3), 147-168.

- Tamura, T., Saito, Y., Bateman, M. D., Nguyen, V. L., Ta, T. 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, 140-153.
- Tamura, T., Saito, Y., Sieng, S., Ben, B., Kong, M., Sim, I., Choup, S., & Akiba, F. (2009). Initiation of the Mekong River delta at 8 ka: evidence from the sedimentary succession in the Cambodian lowland. *Quaternary Science Reviews*, 28(3-4), 327-344.
- Tan, L., Shen, C. C., Löwemark, L., Chawchai, S., Edwards, R. L., Cai, Y., Breitenbach, S. F. M., Cheng, H., Chou, Y. C., Duerrast, H., Partin, J. W. Hsu, H. H., & Wohlfarth, B. (2019). Rainfall variations in central Indo-Pacific over the past 2,700 y. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(35), 17201-17206.
- Tanabe, S., Hori, K., Saito, Y., Haruyama, S., & Kitamura, A. (2003). Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, 22(21-22), 2345-2361.
- Tanabe, S., Saito, Y., Vu, Q. L., Hanebuth, T. J., Ngo, Q. L., & Kitamura, A. (2006). Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology*, 187(1-2), 29-61.
- Tanaka, H., Tinh, N. X., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E., Mano, A., & Udo, K. (2012). Coastal and estuarine morphology changes induced by the 2011 Great East Japan Earthquake Tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 54(1), 1250010-1.
- Tarragoni, C., Bellotti, P., & Davoli, L. (2015). Natural and anthropogenic forcing during the last two centuries in the Ombrone delta (southern Tuscany-central Italy). *Italian journal of engineering geology and environment*, 1, 5-16.
- Tarragoni, C., Bellotti, P., Davoli, L., Petronio, B. M., & Pietroletti, M. (2011). Historical and recent environmental changes of the Ombrone Delta (southern Italy). *Journal of Coastal Research*, 61 (SI), 344-352.
- Taylor, M., & Stone, G. W. (1996). Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, 12(3), 612-621.
- Terra, F. S., Demattê, J. A., & Rossel, R. A. V. (2015). Spectral libraries for quantitative analyses of tropical Brazilian soils: Comparing vis-NIR and mid-IR reflectance data. *Geoderma*, 255, 81-93.
- Thamó-Bozsó, E., Murray, A. S., Nádor, A., Magyari, Á., & Babinszki, E. (2007). Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late-Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 168-173.
- Tiecher, T., Caner, L., Minella, J. P. G., Evrard, O., Mondamert, L., Labanowski, J., & Rheinheimer, D. D. S. (2017). Tracing Sediment Sources Using Mid-infrared Spectroscopy in Arvorezinha Catchment, Southern Brazil. *Land Degradation & Development*, 28(5), 1603-1614.
- Tiecher, T., Moura-Bueno, J. M., Caner, L., Minella, J. P., Evrard, O., Ramon, R., Naibo, G., Barros, C. A. P., Silva, Y. J. A. B., Amorim, F. F., & Rheinheimer, D. S. (2021). Improving the quantification

of sediment source contributions using different mathematical models and spectral preprocessing techniques for individual or combined spectra of ultraviolet–visible, near-and middle-infrared spectroscopy. *Geoderma*, 384, 114815.

- Tjia, H. D. (1996). Sea-level changes in the tectonically stable Malay-Thai Peninsula. *Quaternary International*, 31, 95-101.
- Torres Astorga, R., de los Santos Villalobos, S., Velasco, H., Domínguez-Quintero, O., Pereira Cardoso, R., Meigikos dos Anjos, R., Diawara, Y., Dercon, G., & Mabit, L. (2018). Exploring innovative techniques for identifying geochemical elements as fingerprints of sediment sources in an agricultural catchment of Argentina affected by soil erosion. *Environmental Science and Pollution Research*, 25(21), 20868-20879.
- Tricart, J. (1958). Les variations quaternaires du niveau marin. *L'Information Géographique*, 22(3), 100-104.
- Tricot, C. (2018). *Approche paléoenvironnementale du delta de la Krueng Aceh (Sumatra, Indonésie)*. Mémoire de Master 2, Dynarisk. Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne. Paris. 150 p.
- Truche, C. (2010). *Caractérisation et quantification des minéraux argileux dans les sols expansifs par spectroscopie infrarouge aux échelles du laboratoire et du terrain* (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Uber, M., Legout, C., Nord, G., Crouzet, C., Demory, F., & Poulenard, J. (2019). Comparing alternative tracing measurements and mixing models to fingerprint suspended sediment sources in a mesoscale Mediterranean catchment. *Journal of Soils and Sediments*, 19(9), 3255-3273.
- Udo, K., Takeda, Y., & Tanaka, H. (2016). Coastal morphology change before and after 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake tsunami at Rikuzen-Takata coast. *Coastal Engineering Journal*, 58(4), 1640016-1.
- Umitsu, M., Tanavud, C., & Patanakanog, B. (2007). Effects of landforms on tsunami flow in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem, Thailand. *Marine geology*, 242(1-3), 141-153.
- Vakarelov, B. K., & Ainsworth, R. B. (2013). A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: bridging the gap between sedimentology and sequence stratigraphy. *AAPG bulletin*, 97(7), 1121-1161.
- van Bemmelen, R. W. (1949). *General Geology of Indonesia and adjacent archipelagoes. The geology of Indonesia*. 732 p.
- Van Exem, A., Debret, M., Copard, Y., Verpoorter, C., De Wet, G., Lecoq, N., Sorrel, P., Werner, A., Roof, S., Laignel, B., & Retelle, M. (2019). New source-to-sink approach in an arctic catchment based on hyperspectral core-logging (Lake Linné, Svalbard). *Quaternary Science Reviews*, 203, 128–140.
- Vella, C., Fleury, T. J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., & Bourcier, M. (2005). Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine geology*, 222, 235-265.

- Vercruysse, K., & Grabowski, R. C. (2018). Using source-specific models to test the impact of sediment source classification on sediment fingerprinting. *Hydrological Processes*, 32(22), 3402-3415.
- Verstappen, H. T. (1980). Quaternary climatic changes and natural environment in SE Asia. *GeoJournal*, 4, 45-54.
- Verstappen, H. T. (2000). *Outline of the Geomorphology of Indonesia: A Case Study on Tropical Geomorphology of a Tectogene Region: with a Geomorphological Map 1: 5,000,000 (No. 79)*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. ITC Division of Applied Geomorphological Surveys. 212 p.
- Verstappen, H. Th. (1973). *A geomorphological reconnaissance of Sumatra and adjacent islands (Indonesia)*. Verhandelingen of the Royal Dutch Geographical Society (KNAG), Wolters-Noordhoff Publishing. 182 p.
- Vespremeanu-Stroe, A., Zăinescu, F., Preoteasa, L., Tătui, F., Rotaru, S., Morhange, C., Stoica, M., Hanganu, J., Timar-Gabar, A., Cărdan, I., & Piotrowska, N. (2017). Holocene evolution of the Danube delta: An integral reconstruction and a revised chronology. *Marine Geology*, 388, 38-61.
- Viscarra Rossel, R. V., Walvoort, D. J. J., McBratney, A. B., Janik, L. J., & Skjemstad, J. O. (2006). Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma*, 131(1-2), 59-75.
- Viscosi-Shirley, C., Mammone, K., Pisias, N., & Dymond, J. (2003). Clay mineralogy and multi-element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic shelf: implications for sediment provenance and grain size sorting. *Continental Shelf Research*, 23(11-13), 1175-1200.
- Vogel, H., Rosén, P., Wagner, B., Melles, M., & Persson, P. (2008). Fourier transform infrared spectroscopy, a new cost-effective tool for quantitative analysis of biogeochemical properties in long sediment records. *Journal of Paleolimnology*, 40(2), 689-702.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary science reviews*, 21(1-3), 295-305.
- Wahab, H. S. A., & Stanley, D. J. (1991). Clay mineralogy and the recent evolution of the north-central Nile delta, Egypt. *Journal of Coastal Research*, 7(2), 317-329.
- Wahyudi, H. A. A., Haditjar, Y., Ikhwan, M., Wafdan, R., Setiawan, I., Muhammad, M., Sugianto, S., & Rizal, S. (2019). Numerical study of tides in the Bay of Sabang. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 348(1), 012096. IOP Publishing.
- Walling, D. E. (2013). The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. *Journal of Soils and Sediments*, 13, 1658-1675.
- Wang, F., Zhang, W., Nian, X., Roberts, A. P., Zhao, X., Shang, Y., Ge, C., & Dong, Y. (2020). Magnetic evidence for Yellow River sediment in the late Holocene deposit of the Yangtze River Delta, China. *Marine Geology*, 427, 106274.

- Wang, H., Yang, Z., Saito, Y., Liu, J. P., Sun, 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(3-4), 331-354.
- Wang, S., Hassan, M. A., & Xie, X. (2006). Relationship between suspended sediment load, channel geometry and land area increment in the Yellow River Delta. *Catena*, 65(3), 302-314.
- Wang, Y., Fan, D., Liu, J. T., & Chang, Y. (2016). Clay-mineral compositions of sediments in the Gaoping River-Sea system: Implications for weathering, sedimentary routing and carbon cycling. *Chemical Geology*, 447, 11-26.
- Warne, A. G., Guevara, E. H., & Aslan, A. (2002). Late quaternary evolution of the Orinoco Delta, Venezuela. *Journal of Coastal Research*, 18(2), 225-253.
- Warrick, J. A. (2020). Littoral sediment from rivers: Patterns, rates and processes of river mouth morphodynamics. *Frontiers in Earth Science*, 8, 355.
- Wassmer, P. C., Gomez, C. A., Iskandasyah, T. Y. W. M., Lavigne, F., & Sartohadi, J. (2015). Contribution of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) to reconstruct flooding characteristics of a 4220 BP tsunami from a thick unconsolidated structureless deposit (Banda Aceh, Sumatra). *Frontiers in Earth Science*, 3, 40.
- Wei, X., Wu, C., Ni, P., & Mo, W. (2016). Holocene delta evolution and sediment flux of the Pearl River, southern China. *Journal of Quaternary Science*, 31(5), 484-494.
- Weltje, G. J. (2012). Quantitative models of sediment generation and provenance: state of the art and future developments. *Sedimentary Geology*, 280, 4-20.
- Weltje, G. J., & von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 1-11.
- Whitten, T., Damanik, S. J., Anwar, J., & Hisyam, N. (2000). *The Ecology of Sumatra*. The Ecology of Indonesia Series. Periplus Editions, Hong Kong. 478 p.
- Willis, J. P. (1986). Instrumental analytical techniques in geochemistry: Requirements and applications. *Fresenius' Zeitschrift fuer Analytische Chemie*, 324(8), 855-864.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning* (No. 537). Department of Agriculture, Science and Education Administration. 60 p.
- Wold, S., Ruhe, A., Wold, H., & Dunn, III, W. J. (1984). The Collinearity Problem in Linear Regression. The Partial Least Squares (PLS) Approach to Generalized Inverses. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing*, 5(3), 735–743.
- Wold, S., Sjöström, M., & Eriksson, L. (2001). PLS-regression: a basic tool of chemometrics. *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 58(2), 109-130.
- Wolters, O. W. (1967). Early Indonesian commerce: A study of the origins of Srivijaya.

- Wulandari, E., Soetomo, S., Syahbana, J. A., & Manaf, A. (2017). The ecology character of Banda Aceh city in the 17th century. *Journal of Islamic Architecture*, 4(3), 93-101.
- Xue, Z., Liu, J. P., DeMaster, D., Van Nguyen, L., & Ta, T. K. O. (2010). Late Holocene evolution of the Mekong subaqueous delta, southern Vietnam. *Marine Geology*, 269(1-2), 46-60.
- Yang, S. L., Li, M., Dai, S. B., Liu, Z., Zhang, J., & Ding, P. X. (2006a). Drastic decrease in sediment supply from the Yangtze River and its challenge to coastal wetland management. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- Yang, S. L., Zhang, J., Zhu, J., Smith, J. P., Dai, S. B., Gao, A., & Li, P. (2005). Impact of dams on Yangtze River sediment supply to the sea and delta intertidal wetland response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F3).
- Yang, S. L., Zhao, Q. Y., & Belkin, I. M. (2002). Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influences of human activities. *Journal of Hydrology*, 263(1-4), 56-71.
- Yang, S., Li, C., & Yokoyama, K. (2006b). Elemental compositions and monazite age patterns of core sediments in the Changjiang Delta: Implications for sediment provenance and development history of the Changjiang River. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4), 762-776.
- Yang, S., Wang, Z., Guo, Y., Li, C., & Cai, J. (2009). Heavy mineral compositions of the Changjiang (Yangtze River) sediments and their provenance-tracing implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(1), 56-65.
- Yulianur, A., Rizalihadi, M., & Bachtiar, S. (2015). Hydrological response unit analysis using Avswat 2000 for Keuliling reservoir watershed, Aceh province, Indonesia. *Aceh International Journal of Science and Technology*, 4(1), 32-40.
- Zhang, E., Meng, X., Ning, D., Shulmeister, J., Sun, W., Zhang, W., & Ni, Z. (2023). Holocene extreme hydroclimate events in the Asian monsoon region were more frequent during cooler intervals. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 344.
- Zhang, X., Dalrymple, R. W., & Lin, C. M. (2018). Facies and stratigraphic architecture of the late Pleistocene to early Holocene tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze River) delta. *Bulletin*, 130(3-4), 455-483.
- Zong, Y. (2013). *Late Quaternary relative sea-level changes in the tropics*. *Encyclopedia of quaternary science* (2nd ed.).
- Zong, Y., Huang, G., Switzer, A. D., Yu, F., & Yim, W. S. (2009). An evolutionary model for the Holocene formation of the Pearl River delta, China. *The Holocene*, 19(1), 129-142.
- Zong, Y., Huang, K., Yu, F., Zheng, Z., Switzer, A., Huang, G., Wang, N., & Tang, M. (2012). The role of sea-level rise, monsoonal discharge and the palaeo-landscape in the early Holocene evolution of the Pearl River delta, southern China. *Quaternary Science Reviews*, 54, 77-88.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure I. 1 : Représentation schématique du cycle sédimentaire. Source : www.unil.ch	25
Figure I.2: Illustration schématique représentant les différentes zones de transport et de dépôt sédimentaire. Source : www.maxicours.com	26
Figure I.3 : Illustration schématique simplifiée des principaux environnements de dépôt sédimentaire. Source : Mikenorton, https://commons.wikimedia.org/	27
Figure I.4: Illustration schématique des formes géomorphologiques en contexte deltaïque des trois principaux domaines morpho-structurant, fluvial, tidal et houle. Source : Anthony, 2015.	29
Figure I.5: Distribution du nombre de fleuves (a) et deltas (b) le long des côtes continentales. Source : Caldwell et al., 2019	31
Figure I.6 : Cartographie morphologique du delta de Mississippi, exemple d'une forme digitée. Source : Korus and Fielding, 2015.....	32
Figure I.7 : Cartographie morphologique du delta du Rhône, exemple d'une forme lobée. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015.....	32
Figure I.8: Cartographie morphologique du delta du Tibre, exemple d'une forme triangulaire. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015.....	33
Figure I.8: Cartographie morphologique du delta du Tibre, exemple d'une forme triangulaire. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015.....	33
Figure I.9: Cartographie morphologique du delta de Mahakam et Orinoco, exemples des formes à barres tidales. La légende de la figure est présente en Fig. II.7. Source : Korus and Fielding, 2015.....	33
Figure I.10 : Diagramme ternaire représentant des morphologies deltaïques en fonction des processus dominants. Source : eduterre.ens-lyon.fr	34
Figure I.11: Formes du relief au sein des différents contextes cotiers. Source : Pemberton et al., 2012	35
Figure I.12: Illustration schématique des faciès sédimentaires deltaïques à dominance : fluviale, houle, marée. Source : Kazuaki Hori, 2022. Modifié d'après Coleman et Wright, 1975 ; Galloway et Hobday, 2012 ; Goodbred et Saito, 2011.....	36
Tableau I.1 : Liste non-exhaustive des reconstitutions paléo-environnementales en contexte deltaïque	37
Figure I.13 : Illustration schématique présentant des formes sédimentaires en surface et leur continuité stratigraphie en sub-surface. Source : SEPM Society of Sedimentary Geology, http://www.sepmstrata.org	39
Figure I.14 : Illustration schématique de l'évolution paléogéographique d'un delta en lien avec les variations du niveau marin. Source : Porębski and Steel, 2003.....	42
Figure II.1 : Carte de localisation du delta du fleuve Aceh à l'échelle de l'Océan Indien (en haut) et de l'Indonésie (en bas). Les frontières de l'Indonésie sont marquées en rouge.....	51
Figure II.2 : Carte de la physiographie simplifiée de l'île de Sumatra. La bathymétrie du plateau continental immergé est représentée par un dégradé de bleu (foncé – profond, claire-peu profond) ainsi que les valeurs numériques. Les lignes en tiretés indiquent la position les failles principales.	52
Figure II.3 : Carte simplifiée de la distribution de la chaîne volcanique des montagnes Bukit Barisan : Source : Avijit Gupta, 2005.	53
Figure II.4 : Carte des précipitations de l'île de Sumatra. Source : Oldeman et al., 1978.	55
Figure II.5 : Carte Paléo-Géographique de Sumatra et de la péninsule Malaise durant le Trias moyen et récent. Source : Barber et al., 2005.	56
Figure II.6 : Cartes Paléo-Géographique et chronologie de la progression de la pré-Inde vers la plaque Euro-Asiatique. Source : Barber et al., 2005.....	57
Figure II.7 : Transects schématiques transversaux de l'île de Sumatra du sud-ouest vers le nord-est à différentes périodes géologiques. Les lettres correspondent à des cartes chronologiques de la figure 8. Source : Barber et al., 2005.....	58
Figure II.8 : Cartes de distribution des faciès lithologiques de l'île de Sumatra à différentes périodes géologiques. Source : Barber et al., 2005.	60
Figure II.9 : Carte structurale simplifiée de l'île de Sumatra. Source : Barber et al., 2005.....	61

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

Figure II.10 : Carte de la répartition des régions naturelles de l'île de Sumatra. Source : Laumonier, 1997 d'après Verstappen, 1973.	62
Figure II.11 : Courbe des variations du niveau marin estimées à partir des valeurs globales du O ¹⁸ . Source : Hope, 2005 d'après Gupta, 2005.	63
Figure II.12 : Cartes diachroniques de la paléo-géographie du plateau continental de la Sonde. Source : Hanebuth et al., 2011 d'après Sathiamurthy and Voris, 2006.	64
Figure II.13 : Courbes de variations relatives du niveau marin en Asie du Sud-Est. Sources : Scheffers et al., 2012 ; Hanebuth et al., 2011,	65
Tableau II.1: Variations de l'augmentation du niveau marin depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène en Asie du Sud-Est. ..	66
Figure II.14 : Cartes simplifiées du système de faille et du contexte tectonique à l'échelle de l'île de Sumatra (à gauche) et à la pointe nord de l'île (à droite). Source : Barber et al., 2005.	68
Figure II.15 : Cartes de la physiographie et topographie (à gauche) et de la géologie (à droite) du bassin versant du fleuve Aceh. La bathymétrie et la topographie des zones côtières de basse altitude sont représentées par des isobathes (en dégradée de blues) et isolignes en gris.	69
Figure II.16. Profil longitudinal du fleuve Aceh.	71
Figure II.17 : Interprétation et extrapolation des données stratigraphiques du delta du fleuve Aceh synthétisées dans des modèles lithologiques. Source Rusydy et al., 2020.	73
Figure II.18 : Carte géomorphologique du delta du fleuve Aceh (à gauche) et représentation de la topographie en trois dimensions (à droite). Source : Umitsu et al., 2007.	74
Figure III.1: Carte de la répartition des sites archéologiques avec la présence des premiers Homos en Asie du Sud-Est en relation avec le niveau marin. Les routes principales de migrations y figurent. Source : Hawkins et al., 2017.	78
Figure III.2: Carte de répartition des principaux sites préhistoriques sur l'île de Sumatra. Source : Forestier, 2007.	79
Figure III.3: Carte de l'extension maximale de l'Empire Srivijaya entre VIII ^{ème} - XI ^{ème} et ses conquêtes en Asie du Sud-Est. Réalisée par Gunawan Kartapranata d'après Munoz « Early Kingdoms of the Indonesian Archipelago and the Malay Peninsula », page 128.	81
Figure III.4: Carte de la pointe nord de l'île de Sumatra indiquant certains toponymes et la localisation de certains sites historiques. Source : McKinnon, 2009.	83
Figure III.5: Carte de l'extension maximale du Sultanat d'Aceh au début de XVII ^{ème} siècle durant le règne de Iskandar Muda. Les conquêtes principales du sultan sont indiquées par des flèches. Réalisée par Gunawan Kartapranata/ CC BY-SA 3.0 ; https://commons.wikimedia.org/	84
Figure III.6: Carte descriptive du paysage deltaïque du fleuve Aceh. Certains sites archéologiques sont mentionnés. Source : Pierre-Yves Mangin, Dos Santos Alves, 1990.	85
Figure III.7: Cartes diachroniques de répartition des concentrations des tessons céramiques le long de la bande côtière du delta d'Aceh et la baie de Lamri à l'est. A – avant 1400 CE apr. J.C. ou juste rien, B – entre 1400 et 1450 CE, C – entre 1450-1550 et D – entre 1550 – 1650. Source : Daly et al., 2019.....	87
Figure III.8: Représentation du delta du fleuve Aceh durant la fin du XVI ^{ème} et le début du XVII ^{ème} siècle. Réalisée par Manuel Godinho de Eredia. Source : Reid et Ito, 1999.	89
Figure III. 9 : Plan cartographique de la baie d'Aceh et des îles voisines de XVIII ^{ème} siècle. Auteurs : Manneville, Jean-Baptiste-Nicolas-Denis, Delahaye, Guillaume-Nicolas. Source : Gallica.bnf.fr/ Bibliothèque nationale de France.	90
Figure III.10: Représentation cartographique du delta du fleuve Aceh de la moitié de XVII ^{ème} siècle. Auteur possible : Arnoled De Vlaming van Outshoorn. Source : Firenze, Biblioteca Medicea Laurenziana, Ried et Ito, 1999.	91
Figure III.11: Agrandissements de la représentation cartographique du delta du fleuve Aceh de la moitié de XVII ^{ème} siècle. Auteur possible : Arnoled De Vlaming van Outshoorn. Source : Firenze, Biblioteca Medicea Laurenziana, Ried et Ito, 1999. .92	
Figure III.12: Représentation « vue oblique » de l'environnement deltaïque et de la configuration de la ville d'Aceh à la fin du XVII ^{ème} siècle. La réalisation est attribuée au cartographe néerlandais Johannes Vingboons ; Archives royales de la collection Vingboons. Source: Atlas of Mutual Heritage and the Nationaal Archief, the Dutch National Archives. La représentation a été	

Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

<i>reproduite plusieurs fois depuis le XVIII^{ème} siècle, notamment par Anthony Reid, 1996. Indonesia Heritage : Early Modern History.</i>	93
<i>Figure III.13: Carte de l'occupation du sol du delta du fleuve Aceh en 1886. Cartographe et auteur : J. Smulders & Co., publiée par 's-Gravenhage. Source : Universitaire Bibliotheken Leiden.</i>	95
<i>Figure III.14: Carte de l'occupation du sol de la ville d'Aceh en 1874. Cartographe et auteur : Topographische Inrigting, publiée par 's-Gravenhage. Source : Universitaire Bibliotheken Leiden.</i>	96
<i>Figure III.15: Images diachroniques de l'environnement du delta du fleuve Aceh, avant, pendant et après le Tsunami de l'Océan Indien en 2004. Réalisation : Stoil Chapkanski.</i>	98
<i>Figure IV.1: Couverture spatiale des différents types de données. Sources : Gallica - National French Library et University of Leiden (cartes topographiques), U.S. Geological Survey (images satellitaires), photos aériennes (2005 - Norwegian Agency for Development Cooperation, 1996 - Korea Gas Corporation), Insitut Allemend Fédéral de Géosciences et Ressources naturelles (carographies de résistivité électrique), l'Agence Indonésienne d'Information Géospatiale (MNS 8m), Earth Observatory of Singapore (MNS 2m), (Bureau of Rehabilitation and Reconstruction of Aceh and Nias (bathimétrie).</i>	102
<i>Figure IV.2: Aperçu des données d'imagerie. Cartes topographiques de 1896 (A ; Source : Gallica - National French Library) et 1944 (B ; Source : University of Leiden), Images satellites de 1967 (C ; Source : U.S. Geological Survey) et 2005 (E ; Source : Norwegian Agency for Development Cooperation), Orthophotographie de 1996 (D ; Source : Korea Gas Corporation) et Modèle numérique de terrain de 2013 (F ; Source : Earth Observatory of Singapore).</i>	104
<i>Figure IV. 3 : Méthodologie théorique d'aquisition des données électromagnétiques aéroportées. Source Siemon et al., 2006b).</i>	105
<i>Figure IV.4: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 2 - 8 m sous la surface topographique. ..</i>	106
<i>Figure IV.5: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 10 - 30 m sous la surface topographique.</i>	107
<i>Figure IV.6: Cartographie de la résistivité électrique à profondeurs différentes de 35 - 60 m sous la surface topographique.</i>	108
<i>Figure IV. 7 : Collecte d'échantillons de sédiments par une tarière manuelle (à gauche et à droite). Collecte de marqueurs du niveau marin holocène le long des falaises (en bas).</i>	109
<i>Figure IV.8: Répartition spatiale de différents sous-bassins versant du fleuve Aceh et sites de prélèvements d'échantillons pour le référentiel sédimentaire.</i>	110
<i>Figure IV.9: Cartographie de la répartition des sites de carottages le long du delta du fleuve Aceh. Les carottages des missions de 2018 et 2019 (en rouge) et les données stratigraphiques antérieures (en jaune). La ville historique de Banda Aceh est cartographie en rose.</i>	111
<i>Figure IV.10: Exemple d'un log stratigraphique et des résultats d'analyses associés. Mission de carottage 2018-2019.</i>	113
<i>Figure IV.11: Exemple d'un log stratigraphique obtenues à partir de base de données antérieures au début de la thèse.</i>	114
<i>Figure IV.12: Aperçue de la base de données SIG réalisées à partir de l'ensemble de données stratigraphiques.</i>	115
<i>Figure IV.12 : Démonstration schématique du protocole de prétraitement et d'analyse des échantillons par la spectroscopie infrarouge et la fluorescence des Rayons-X.</i>	117
<i>Figure IV.13: Schéma théorique d'une analyse par spectroscopie infrarouge par ATR et DRIFT et aperçu du spectre associé. Les images proviennent des manuels PerkinElmer.</i>	118
<i>Figure IV.14: Aperçu de la base minéralogique spectrale.</i>	122
<i>Figure IV.15 : Aperçu des spectres moyen-infrarouge obtenus par l'analyse des échantillons synthétiques composés de minéraux purs en quantités contrôlées.</i>	123
<i>Figure IV.16 : Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 1-3.</i>	125
<i>Figure IV.17 : Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 4-8.</i>	127

Figure IV.18: Nuages de points en deux dimensions représentant la première et la deuxième fonction discriminantes des analyses discriminantes exploratoires visant à déterminer le protocole optimal de discrimination des échantillons et de détermination de la provenance de sédiments. Nuages de points 9-11.	128
Tableau IV.1: Résumé des résultats des analyses discriminantes exploratoires. Les distances optimales de discrimination sont marquées en gras.	129
Figure V.1: Caption: Location map of the Aceh fluvial-deltaic environment at different spatial scales. (A) The Sumatra Island, (B), the Aceh catchment and (C) the Aceh delta. Bathymetry, altitude, hydrological network and major toponyms are reported. Alt text: The Aceh River delta is situated at the northern tip of Sumatra (Fig. 1A). The delta elevation ranges from 0 – 15 m in the downstream of the Aceh River. The Seulawah Agam volcano is situated to the north. The Barisian mountains present the highest elevations and border the watershed to the west and south-west. Two later faults cross-cut the watershed (Fig. 1B). Beach ridges to the east show the higher elevations in the delta comparing to the western edges and along the coast. Banda Aceh is situated in the middle reaches where the Aceh River flows (Fig. 1C).	135
Figure V.2: Schematic demonstration of the methodological proceeding. Alt text: Historical maps, photographs, satellite images, digital elevation models and bathymetry are used for interpretation of land and sub-aquatic forms. These interpretations were used to provide the geomorphological map. Borehole and Resistivity data are used for the sub-surface interpretation. All the data is combined to provide evolution maps of the delta.	136
Table VI.1: Overview of the database used in the study. EOS - Earth Observatory of Singapore; TDMRC - Tsunami Disaster Mitigation Research Center; INAGI - Indonesian Agency of Geospatial Information; USGS - U.S. Geological Survey; BGR - Federal Institute for Geosciences and Natural Resources.	137
Figure VI.3: Simplified version of the geomorphological map of the Aceh River delta. Field observations and snapshot orientation are displayed (Fig. 4). Borehole locations and associated topographic cross-sections (T1: SW - NE and T2: SE - NW) are shown (Fig. 5). Alt text: Coastal parallel beach ridge sets occur in the eastern delta while dense network of palaeochannels run WNW direction in the western delta. The coastal strip present lagoons, tidal flats and tidal channels. Multitude of topographic alignments evidence the cusped shape of the delta since the early stages of the progradation. The topographic alignments evidence an asymmetric evolution of the delta. The transects from Fig. 5 run across the palaeochannels SW-NE and across the beach ridges SE-NW. The interpretation of the bathymetry shows lobate forms of the sub-aquatic sediment deposits seaward from the current Aceh River mouth.	140
Figure V.4: Fieldwork observations. Locations of snapshots are shown on figure 3. 1: White beach consisting of biogenic carbonate sands; 2: Paddy fields in the foreground and steep limestone hills in the background; 3: Dry paddy fields in former palaeochannel; 4: Tidal flats of the western delta; 5: Beach ridge and sand dunes in the eastern delta; 6: Lagoons and tidal flats downstream of the Angan River; 7: Pre-Holocene layered terraces; 8: Angan River. Alt text: Mosaic of photos. As an alternative solution to shorten the Alt Text, the caption of the figure provides an explication for each photo.	141
Figure V.5: Topographic cross-sections and borehole stratigraphy. For better readability, boreholes are presented with independent scale frame from the topographic cross-sections. Resistivity values at 2m, 4m, 6m and 8m below the ground level were extracted at specific core locations and reported along the boreholes. Alt text: Two topographic transects showing variations in the elevation between fluvial levees (sandy deposits) and inter-levee floodplain (silty-clayey deposits) as well as between ridge sets and swells, both sandy environments. The general elevation for the sand ridges decreases seaward. Resistivity values are higher for sands and lower for clayey-silts.	143
Figure V.6: Box-plots of resistivity value distributions for specific textures and at different depths below the ground-level. Alt text: Seven group of boxplots plotting the distributions of resistivity values by type of texture, extracted at the location of each borehole for each resistivity map depths. The mean values are progressively decrease with depth.	144
Figure V.7: Resistivity maps at 20m, 15m and 10m below ground level and associated interpretations of resistivity bodies. Texture in boreholes at each specific depth are shown. Alt text: At 20m bgl, resistive bodies are rare and scattered along the deltaic plain. At 15m bgl, resistive bodies become clustered and run to the north direction. At 10m bgl, resistive bodies correlate with palaeochannels.	147
Figure V.8: Resistivity maps at 5m, 4m and 3m below ground level and associated interpretations of resistivity bodies. Texture in boreholes at each specific depth are shown. Alt text: At 5m bgl, resistive bodies are very well correlated with	

palaeochannels. Also, wide belt of resistive bodies run parallel to the coastline and correlate with beach ridges. At 4 m bgl, the resistive bodies progress further in the seaward direction, probably because of the delta progradation. At 3m bgl the configuration of resistive bodies remains similar excepting slight advancement around the current Aceh River mouth in the center of the delta.....	148
Figure V. 9: Map caption: Geomorphological map of the Aceh River delta (Supplemental material). Map Alt text: The description is similar as Alt text for figure 3. However, this map includes as well the Former Aceh River courses for 1884, 1896, 1897, 1914, 1944, 1978, 1989, and 1996. The river patterns show higher lateral mobility in the delta upstream. Old scroll bars along the Aceh River evidence the lateral migration of the meanders in the downstream. The map also presents a more detailed mapping of the tidal system and clearly separates lagoons from tidal flats and aquaculture ponds. Lagoons are still preserved in the delta edges while aquaculture ponds occur in the central delta.	150
.....	151
Figure VI.1: Location map of the study area at different scales. (A) Sumatra island in the southeast Asia, (B) Hydrological and geological setting of the Aceh catchment. Simplified bathymetry, major toponyms and the chrono-geological frame are reported. Location of collected samples and associated laboratory analyses are indicated.	158
Figure VI.2: A – Hydrology and hypsometry of the Aceh sub-catchments, B – Annual rainfall (1 st step of flux modeling), C – Slope (°), D – 2 nd step of flux modelling, E – Land cover index and F – 3 rd step of flux modelling.	159
Table VI.1: Summary table including various information for each sample from each feeding area as well as fluvial and coastal segments. Inong-Seulimuem (I-S), Keumireu-Jreue (K-J), Raba (R), Angan, Aneuk and Khea (A), seulawah Agam (SA) Aceh River (AR), West coast (W), Western delta (WD), Central delta (CD), Eastern delta (ED) and Eastern coast (E).	162
Figure VI.3: Ternary plot indicating the grain-size distribution of reference samples.	165
Figure VI.4: Mid-infrared spectra of pure minerals (top) and average spectra of each sub-catchment and coastal stretch (bottom). Grey bands show the main absorbance peaks and specific wavenumbers.	167
Figure VI.5: Two-dimensional scatter plots of the measured element concentrations by the p-XRF (y) and the PLSR predicted element concentrations (x) inferred by the mid-infrared spectra (top). The regression line has drowned in black and the confidence levels (0.95) in grey. Raw PLSR coefficients for each modeled element are reported (bottom). Most discriminant coefficients (absorbance peaks) are identified and highlighted with specific color.	169
Figure VI.6: Two-dimensional scatter plots of the first and the second principal components (PC) derived from principal component analysis of randomly selected subpopulation of 80 samples, representative for each potential sediment source and coastline segment. Background color were assigned to each group for better readability.	171
Figure VI.7: Three-dimensional scatter plots of the first, second and third discriminant functions derived from discriminant analysis models performed on the MIRS-XRF dataset for each specific grain-size fractions. Big circles indicated reference samples and their respective groups. Small circles show the target samples. Eigenvalues and barycentric coordinates of each reference group are reported.	172
Figure VI.8: Coefficients showing the relative importance of individual wavenumbers to the discriminant functions (DF1, DF2 and DF3) of the discriminant analyses. Wavenumbers are highlighted in bleu and associated mineral assemblages were reported to help identifying the minerals that influence the DA models. A – clay to fine sand fraction, B – medium sand fraction and C- coarse sand fraction.	173
Figure VI.9: Simple geomorphological maps and location of fluvial (A) and beach target (B) samples and their relative provenance affinity to the four sediment sources for each specific grain-size.	175
Figure VI.10: Bar charts showing the average prediction of source contributions to beach sands for each specific grain-size (left side). Grain-size normalized prediction (right side). Grey lines show the sediment flux, estimated by simple forward modeling.	179
Figure VI.11: Box-plots showing dispersions of element concentrations according to source areas, coastal segments and specific grain-sizes.	182
Figure VII.1: Location map of the Aceh fluvial-deltaic environment at different spatial scales. (A) The Indonesia archipelago in Southeast Asia, (B) the Aceh catchment and (C) the Aceh delta. Simplified bathymetry, altitude and major toponyms are reported.	190

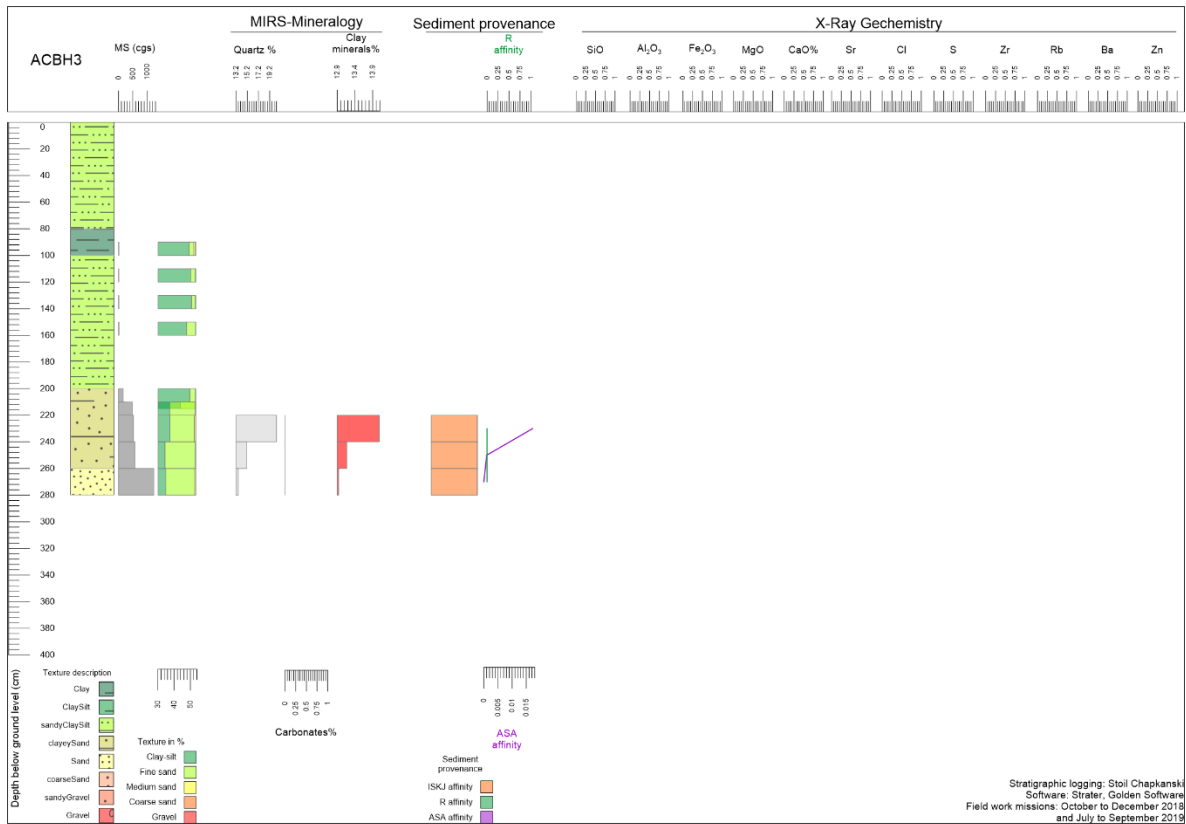
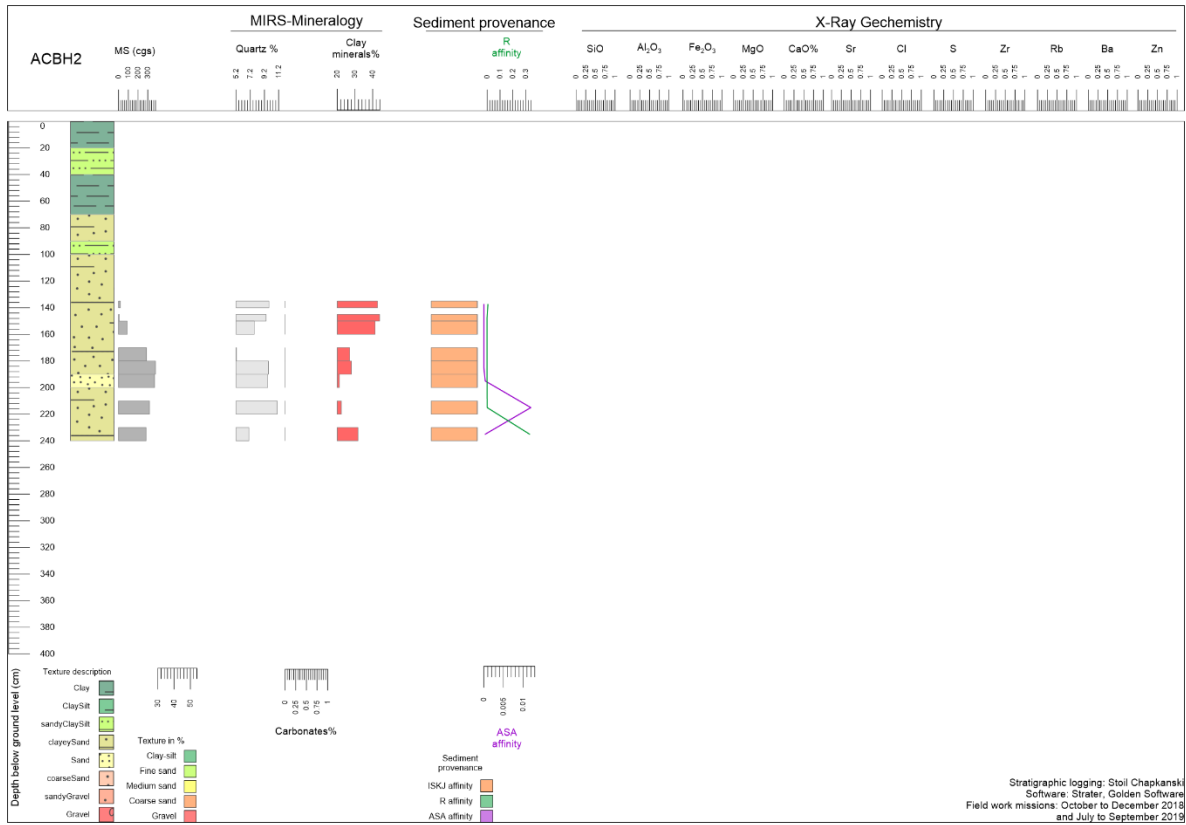
Figure VII.2: Overview of the database used in the study.....	192
Figure VII.3: Schematic demonstration of the planform measurement proceeding.....	194
Table VII.1: Data uncertainties.	196
Figure VII.4: Planform evolution of the Aceh River for the entire study area over 130 years (top), and planform evolution of eight selected meanders during each time increment (bottom).....	197
Figure VII.5: Age-coded landscape planform configuration of the Aceh fluvial-deltaic reach for each investigated period. For more visibility, each map bears four investigated periods and the active beach ridge was separated from the other geomorphological features. Moreover, the ridge continuum and its inlets were reported. Unmapped extends consist of forests, rice paddies, and urban areas that were not considered in this study.....	199
Figure VII.6: Absolute area values of lagoons, tidal channels, ponds, intertidal flats, beach ridges and land loss due to costal erosion for each investigated period.	200
Figure VII.7: Morphometric measurement of the active coastal ridge for each given period. Left panel represents net changes projected along the shoreline of the delta from west to east during each time increment, whereas on the right these are average net changes by zone and period as well as overall net changes by zone.	202
Figure VII.8: Rates of change of all measured landforms at each time step presented side to side (A). Principal Component Analysis of the rates of changes, projected on the first and second axis plane, and on the first and third axis plane (B).	203
Figure VIII.1. Location map of the study area at different scales. (A) Sumatra island in the southeast Asia, (B) Hydrological and geological setting of the Aceh River catchment. Location of surface-collected samples are indicated. (C) Geomorphological map of the Aceh River delta. Borehole locations (red dots) and transect cross-sections (white lines) are shown (Fig. 5-8).	217
Figure VIII.2: Lithophaga lithophaga shell remains extracted from their boreholes at different elevations in a coastal cliff (A and B). Radiocarbon dates of shell remains (C).	220
Figure VIII.3. Schematic demonstration of the nine-step methodological approach.....	221
Table VIII.1. Radiocarbon age determination of the borehole samples and Lithophaga lithophaga shell remains. For marine calibration, the radiocarbon reservoir effect is 550 years with Delta R=0.with Delta R=0.years with Delta R=0.	224
Figure VIII.4: Two-dimensional scatter plots of the first and second principal components derived from principal component analysis of randomly selected subpopulation of 215 samples, representative for each borehole stratigraphic unit. Colors were assigned to different stratigraphic facies.	227
Figure VIII.5: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the ancient channels et their levees. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.	229
Figure VIII.6: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the tidal flats and lagoons of the Pancu Bay and the western delta. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.	231
Figure VIII.7: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along Lhok-Nga strait and Ulee Lheue tidal inlet. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.	233
Figure VIII.8: Chronostratigraphy of the borehole cross-sections along the strandplain of the eastern delta. The figure displays: (i) the texture of sediments, (ii) the magnetic susceptibility and grain-sizes, (iii) the sediment provenance determinations inferred by Mid-Infrared Spectroscopy and (iv) the interpretation of stratigraphic facies.	235
.....	245
Figure VIII.9: Palaeogeographic evolution of the Aceh River delta since the last seven millennium.	245
Figure: VIII.S5-Fig.1: Ternary plots indicating the grain-size distributions of surface-collected sediments in the Aceh River catchment (A) and sub-surface borehole samples from the Aceh River delta (B-C).	249
Figure: VIII.S6-Fig.1: Examples of mid-infrared spectra from sediment cores collected along the Aceh River delta and pure mineral spectra. Grey bands show the main absorbance peaks and specific wavenumbers.	251

Figure VIII. S6-Fig.2: Correlation matrix of different properties including: grain-size, mineralogy, geochemistry and sediment provenance determination.....	252
Figure VIII.S7-Fig.1: Two-dimensional scatter plots of the first and second discriminant functions derived from discriminant analysis models performed on the mid-infrared dataset for specific grain-size fractions. Big circles indicate reference samples and their respective groups. Triangles indicate bulk references samples. Small circles indicate the samples from the Aceh River and the delta beach. X-symbols indicate the sub-surface borehole samples. Barycentric coordinates of each reference group are reported.....	254
Figure VIII. S8: Resistivity maps at 20m, 15m, 12m, 10m and 8m below ground level. The map discretization was reused from Chapkanski et al., 2023.	255
Figure VIII. S9: Resistivity maps at 6m, 5m, 4m, 3m and 2m below ground level. The map discretization was reused from Chapkanski et al., 2023.	256

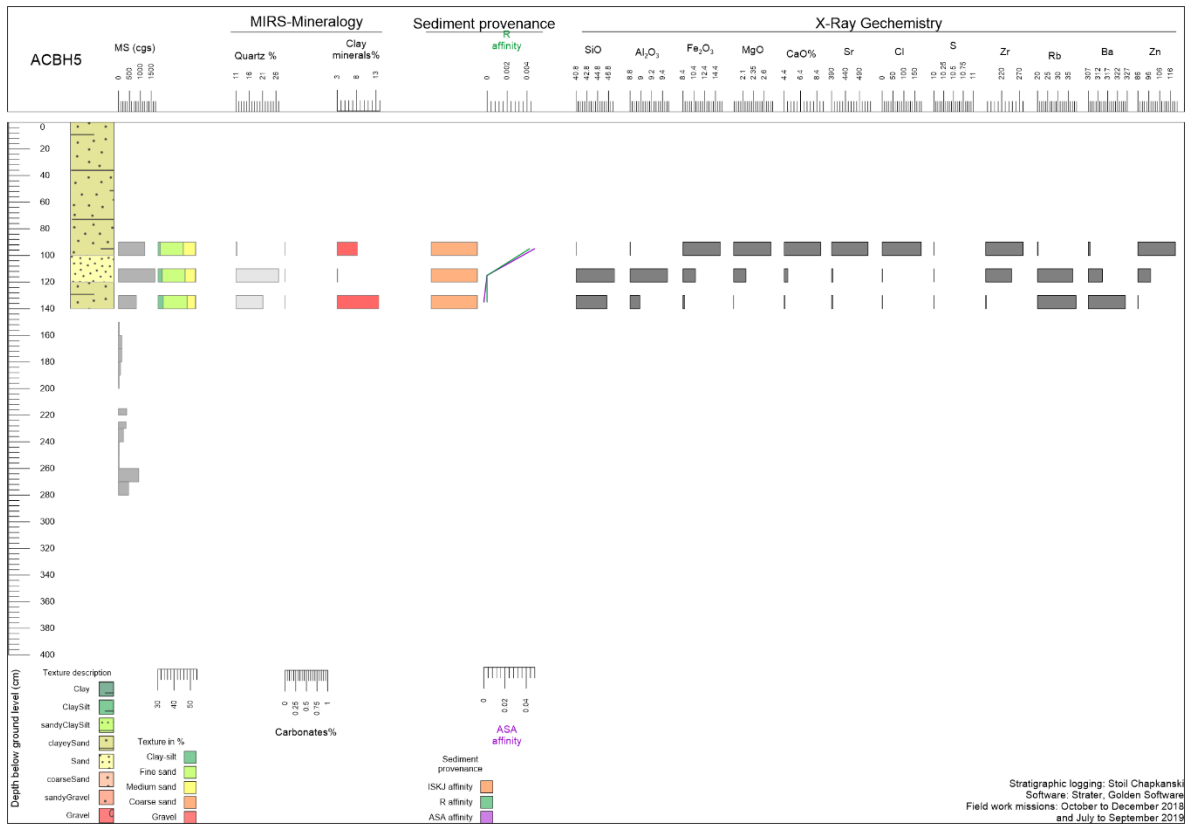
ANNEXES

Les annexes présentent l'ensemble des données stratigraphiques issues des missions de carottage dans le delta du fleuve Aceh en 2018 et 2019. Les figures renseignent la texture des unités stratigraphiques, la granulométrie, la susceptibilité magnétique, l'abondance en quartz, carbonates et minéraux argileux obtenue par la spectroscopie moyen-infrarouge, la provenance des sédiments et les concentrations chimiques obtenues par la fluorescence des Rayons-X.

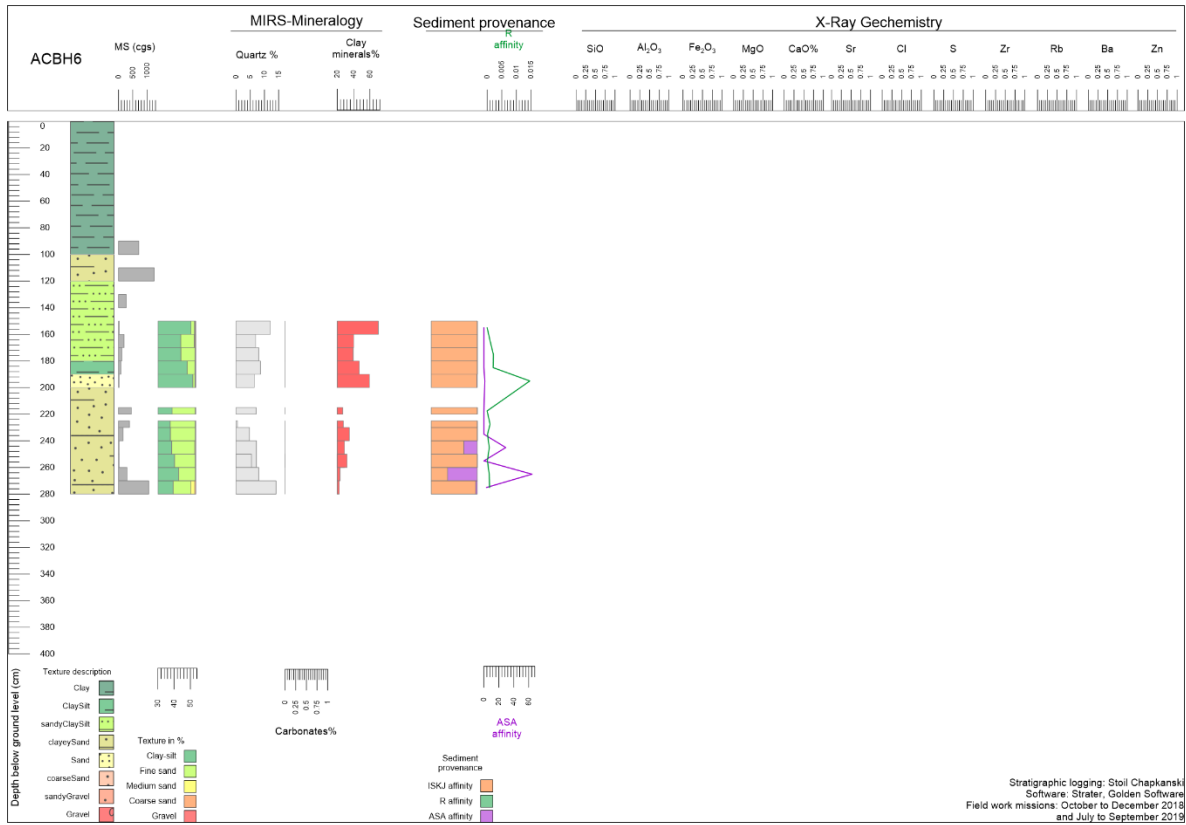
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



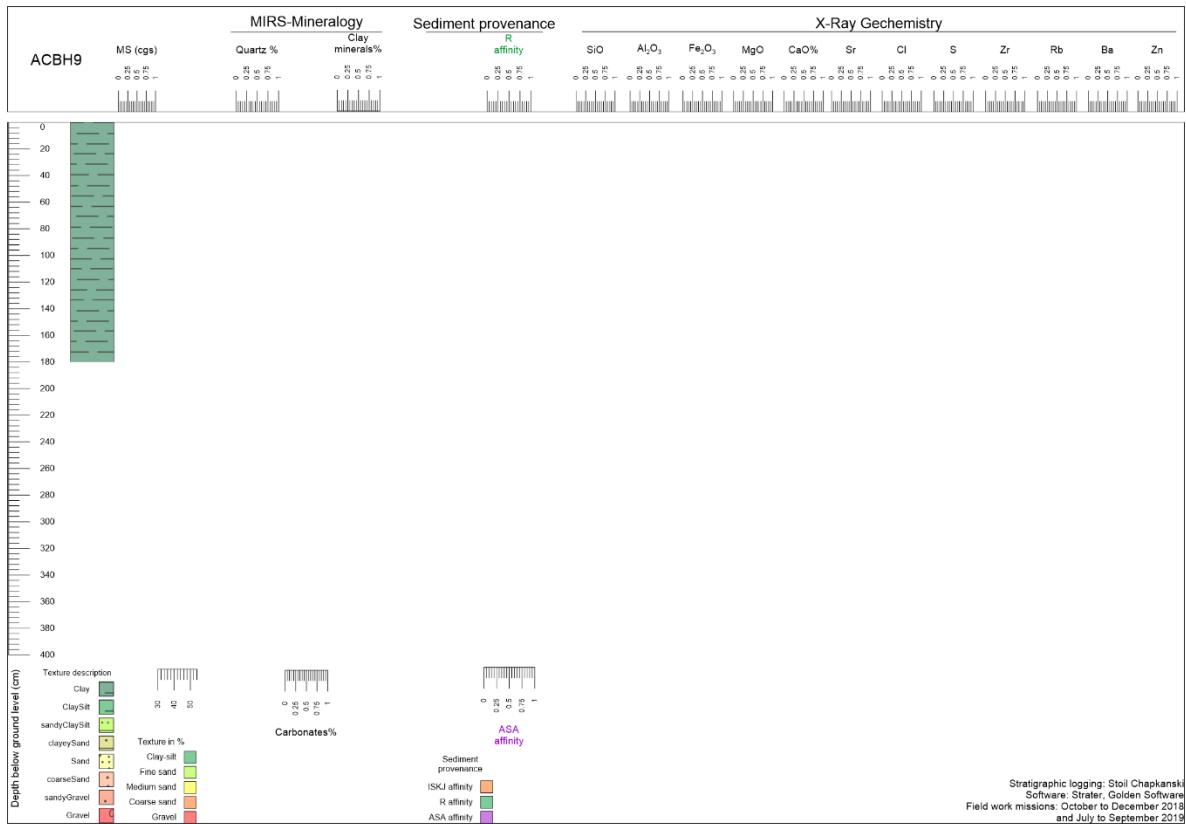
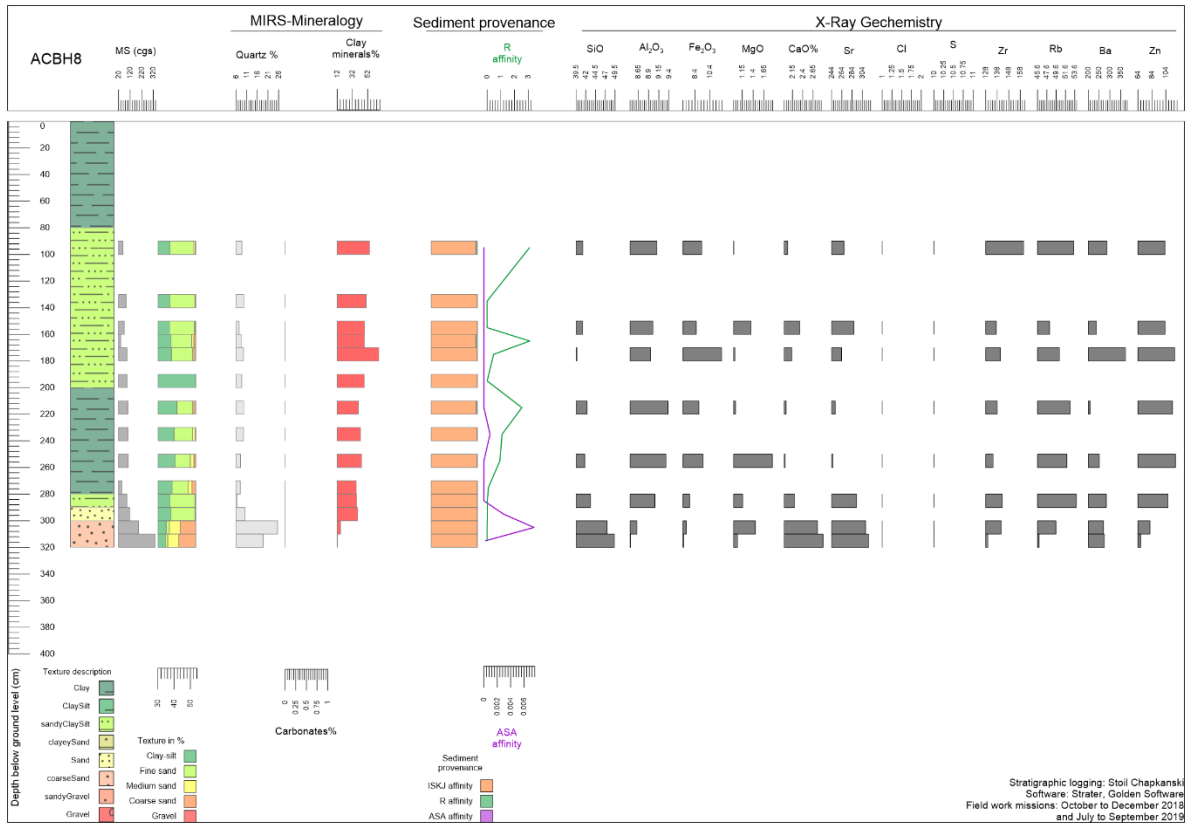
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



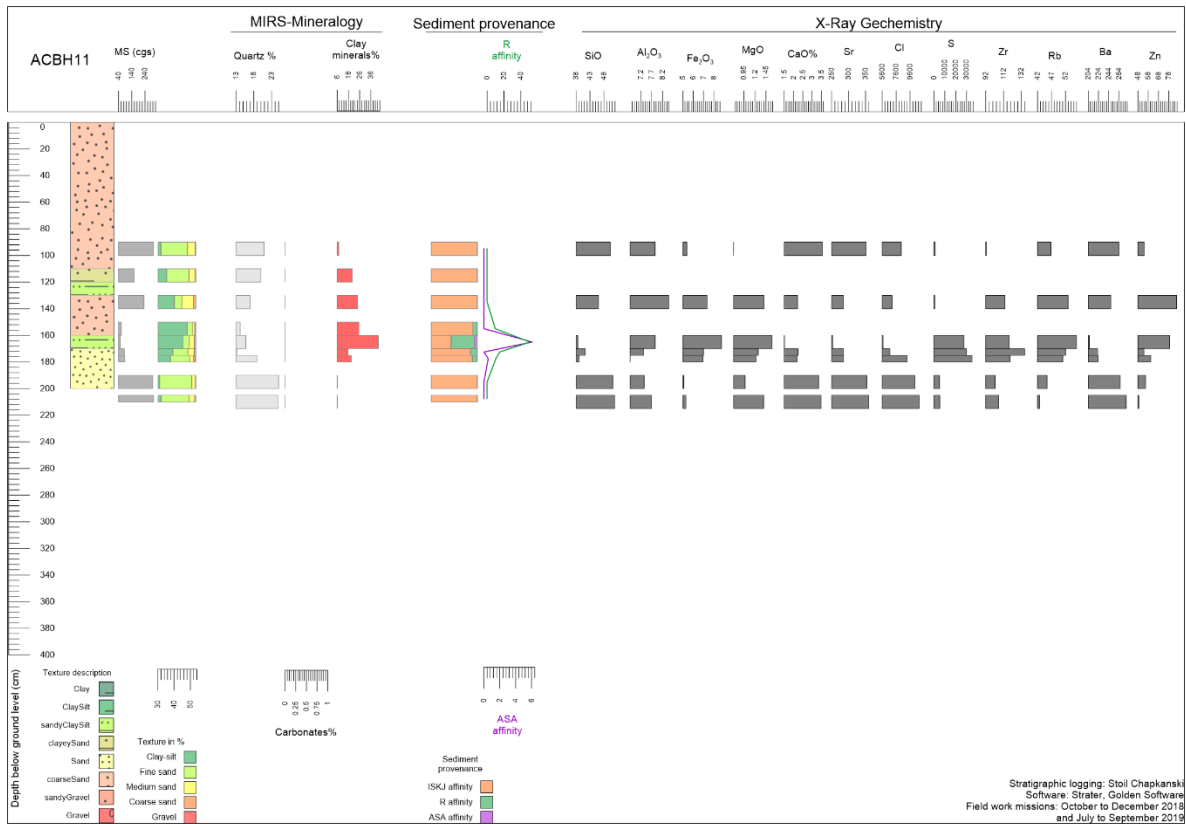
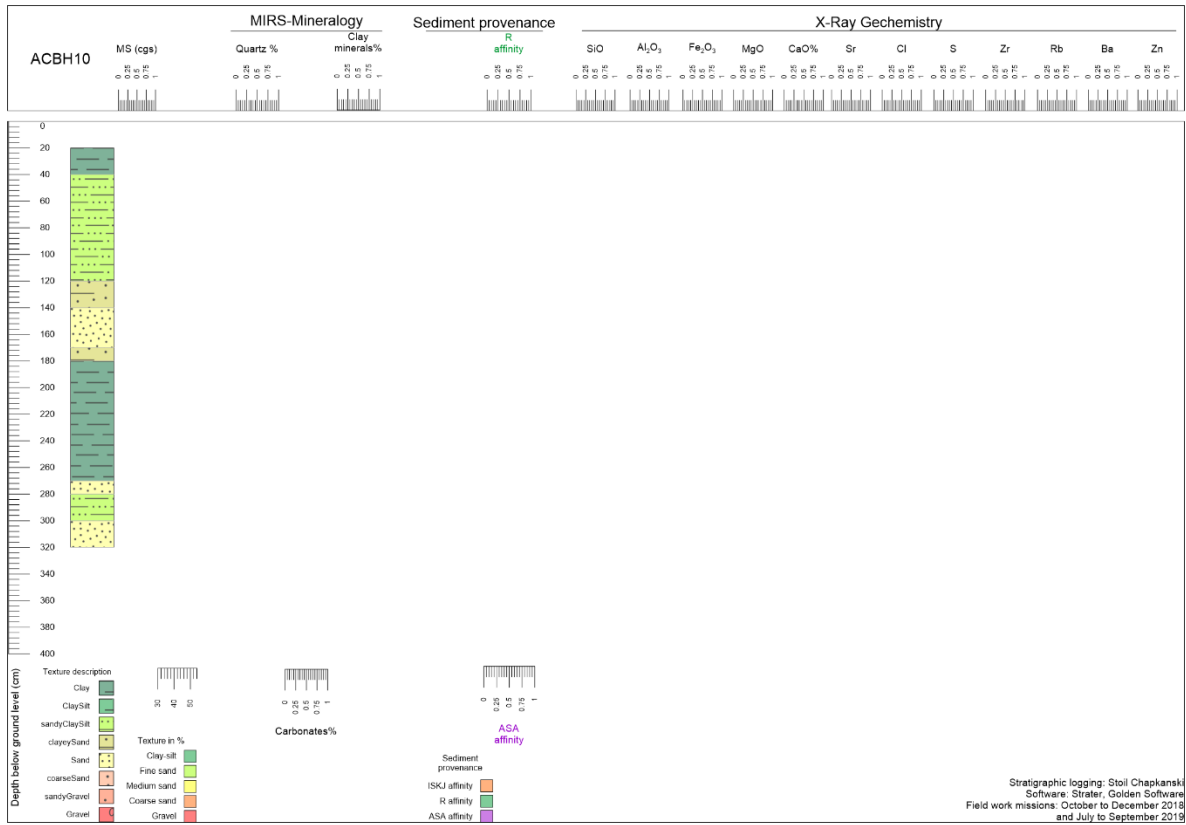
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



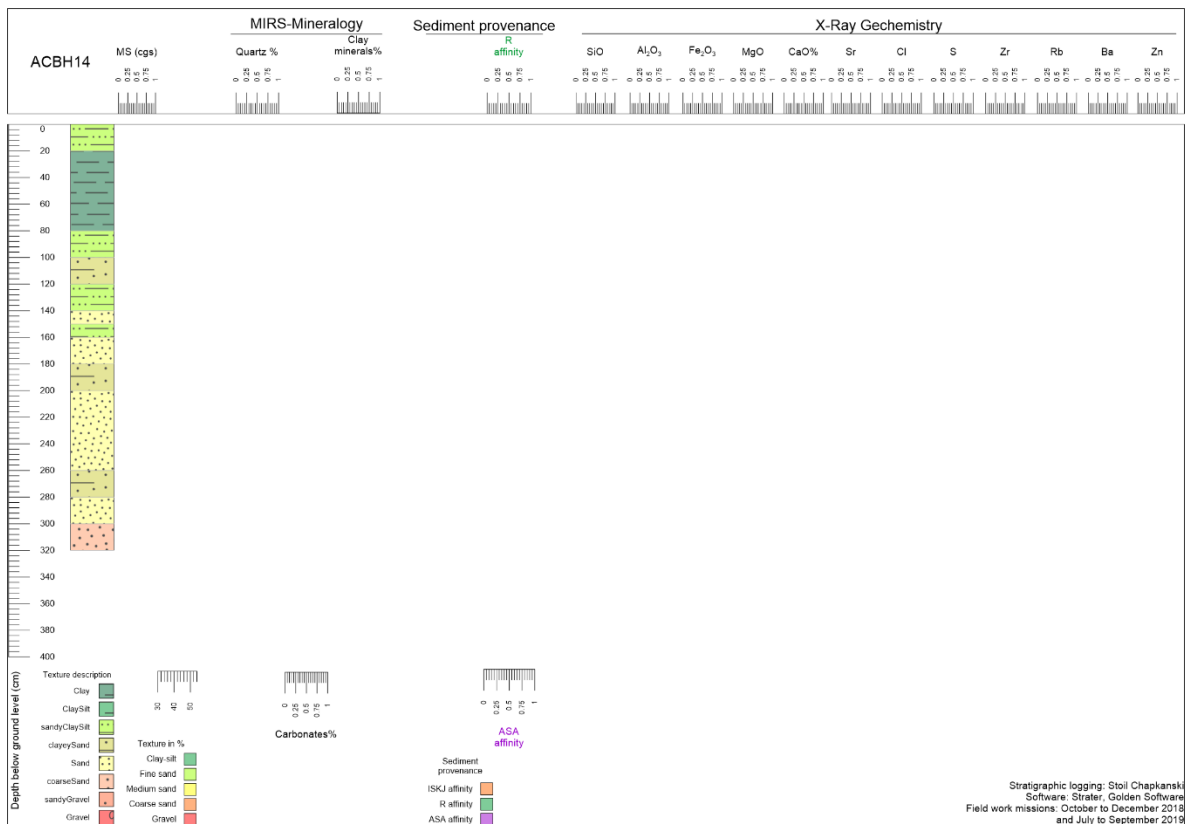
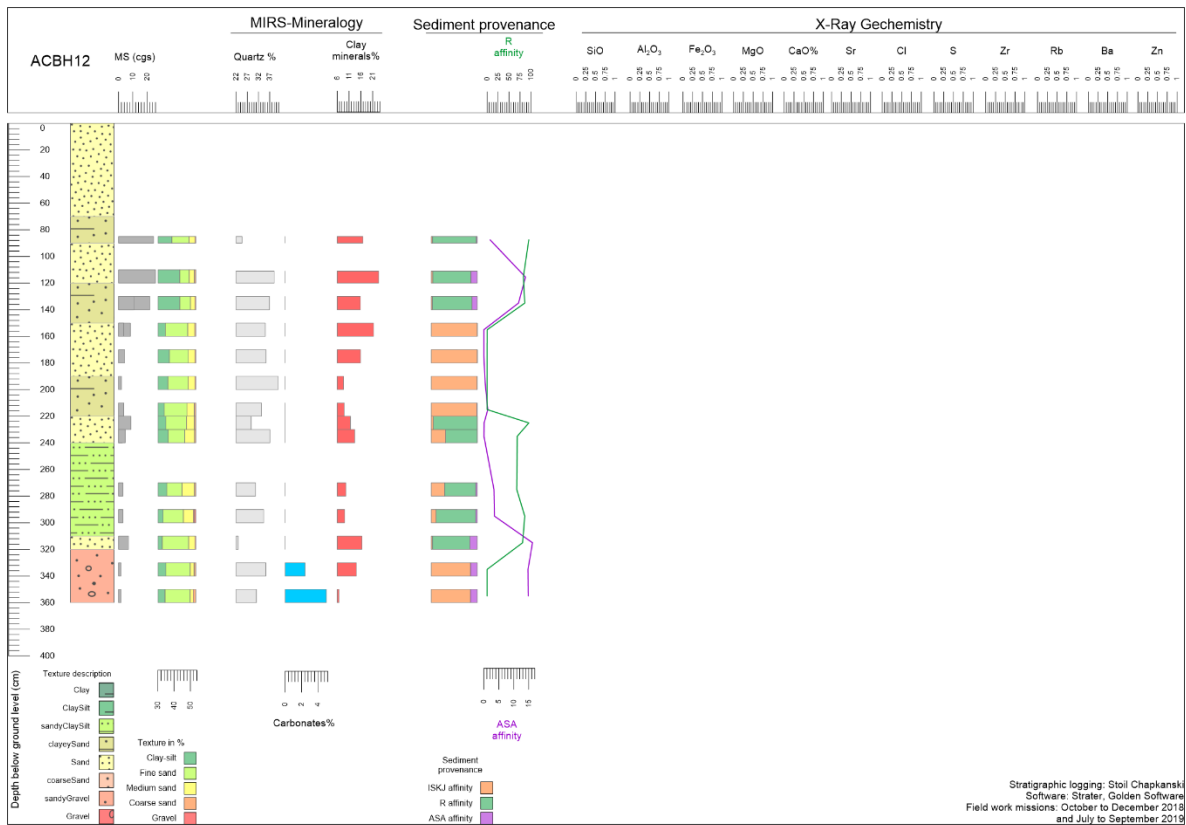
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



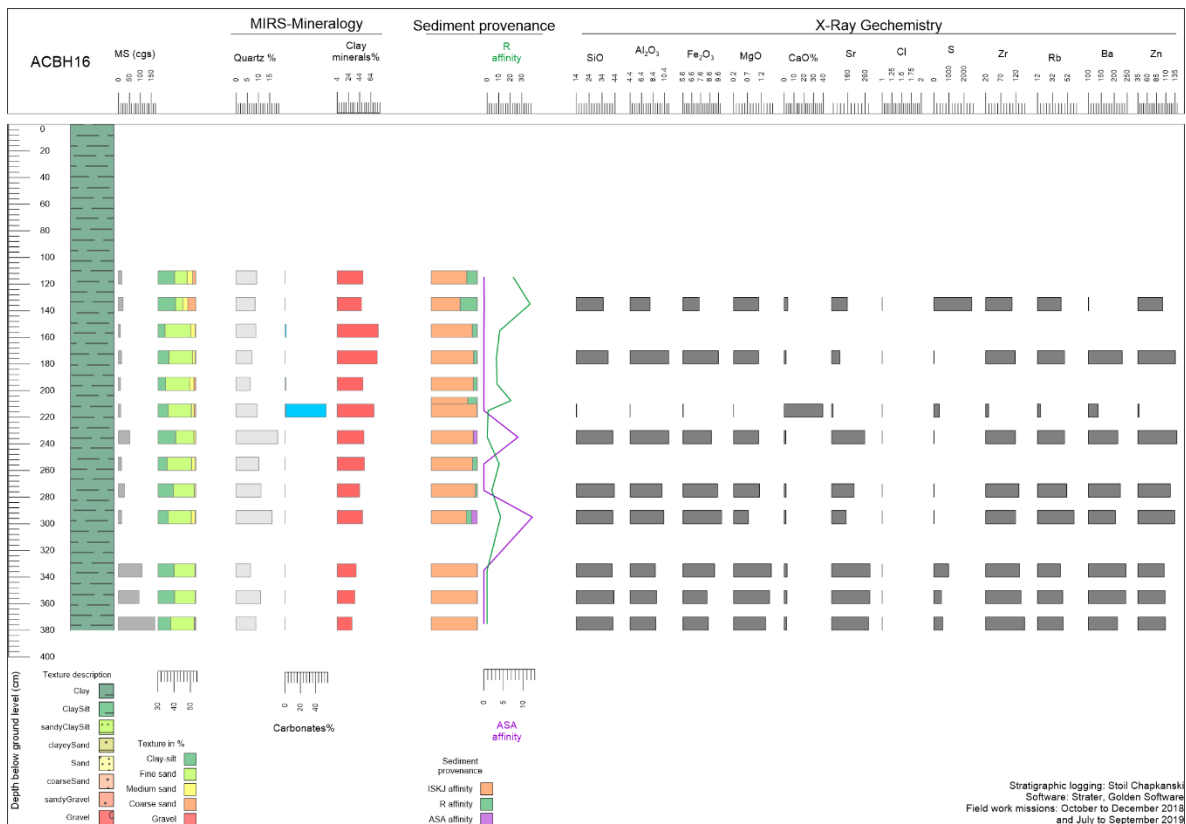
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



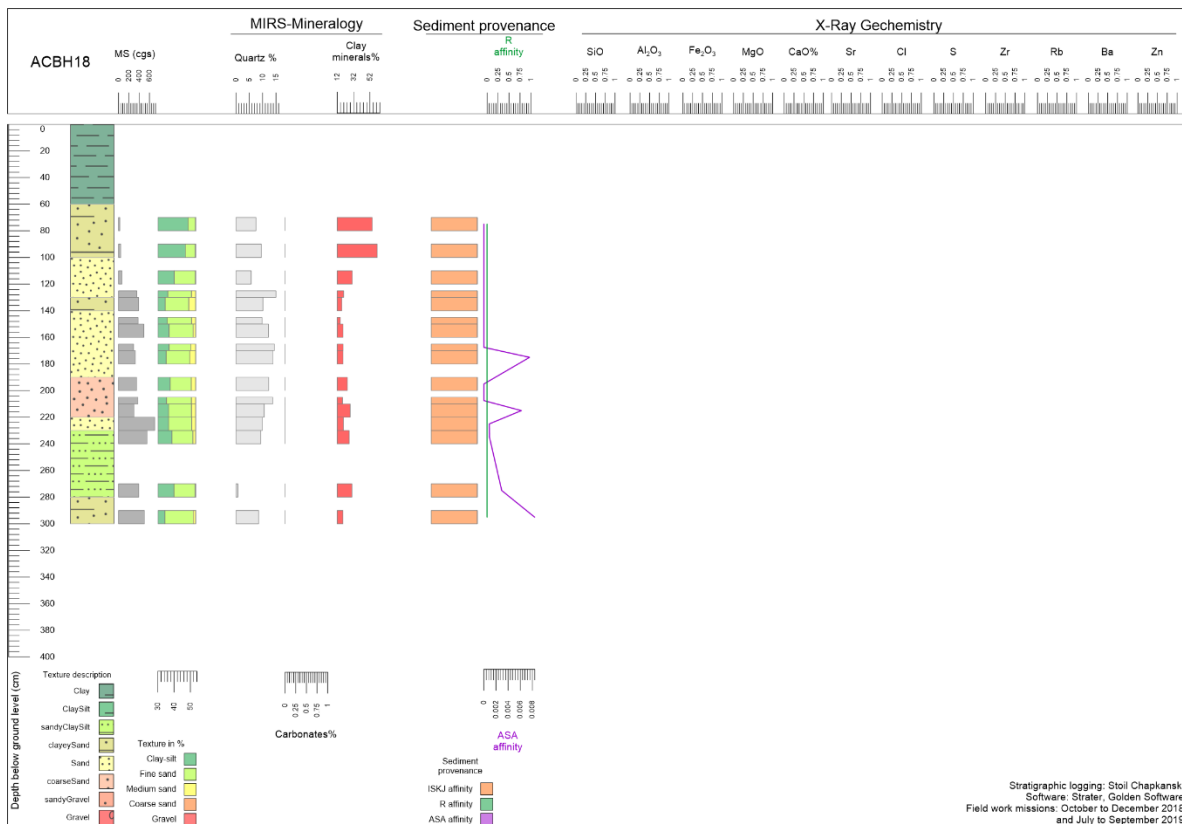
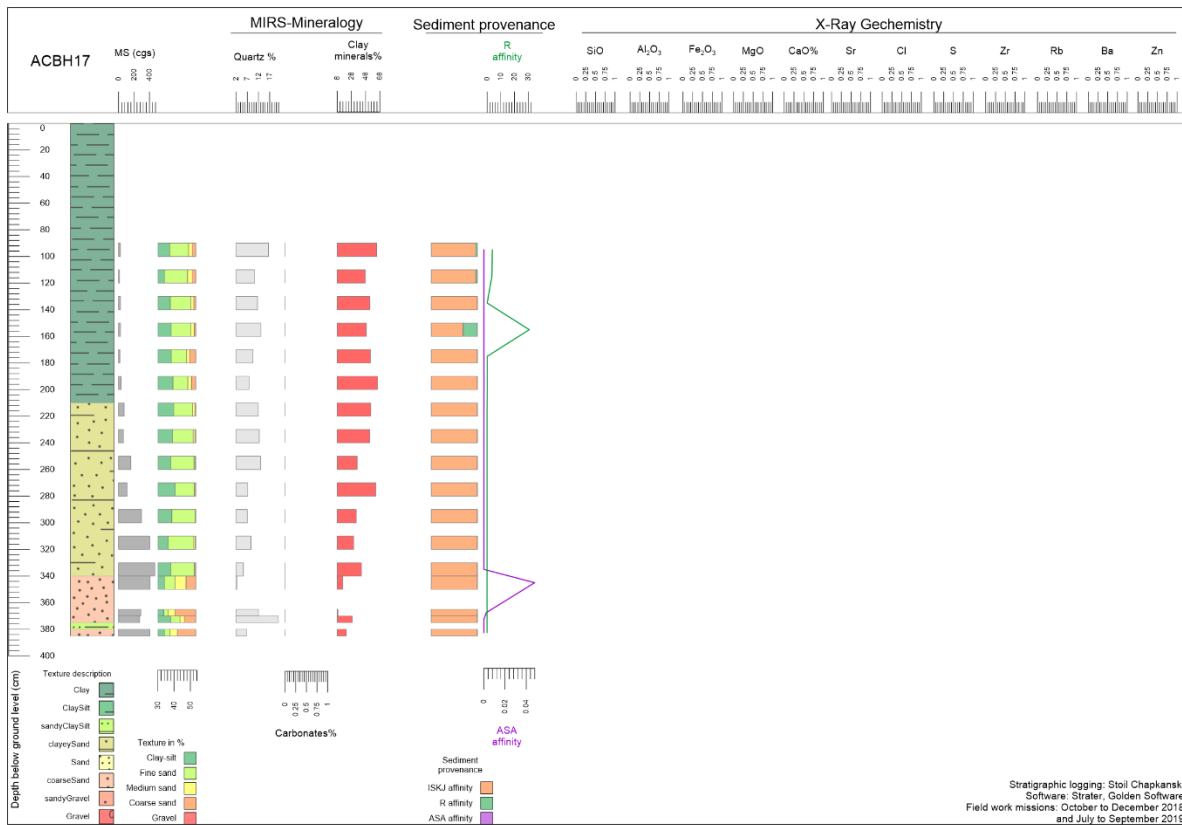
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



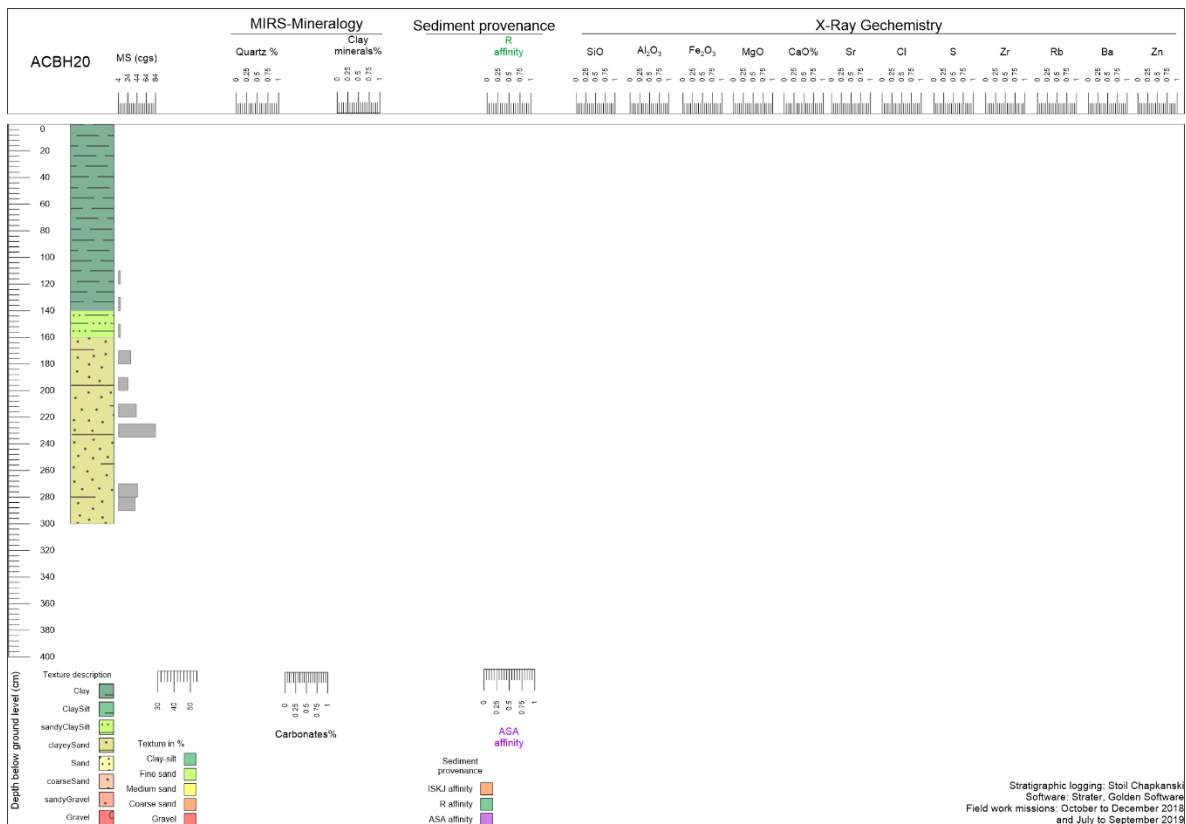
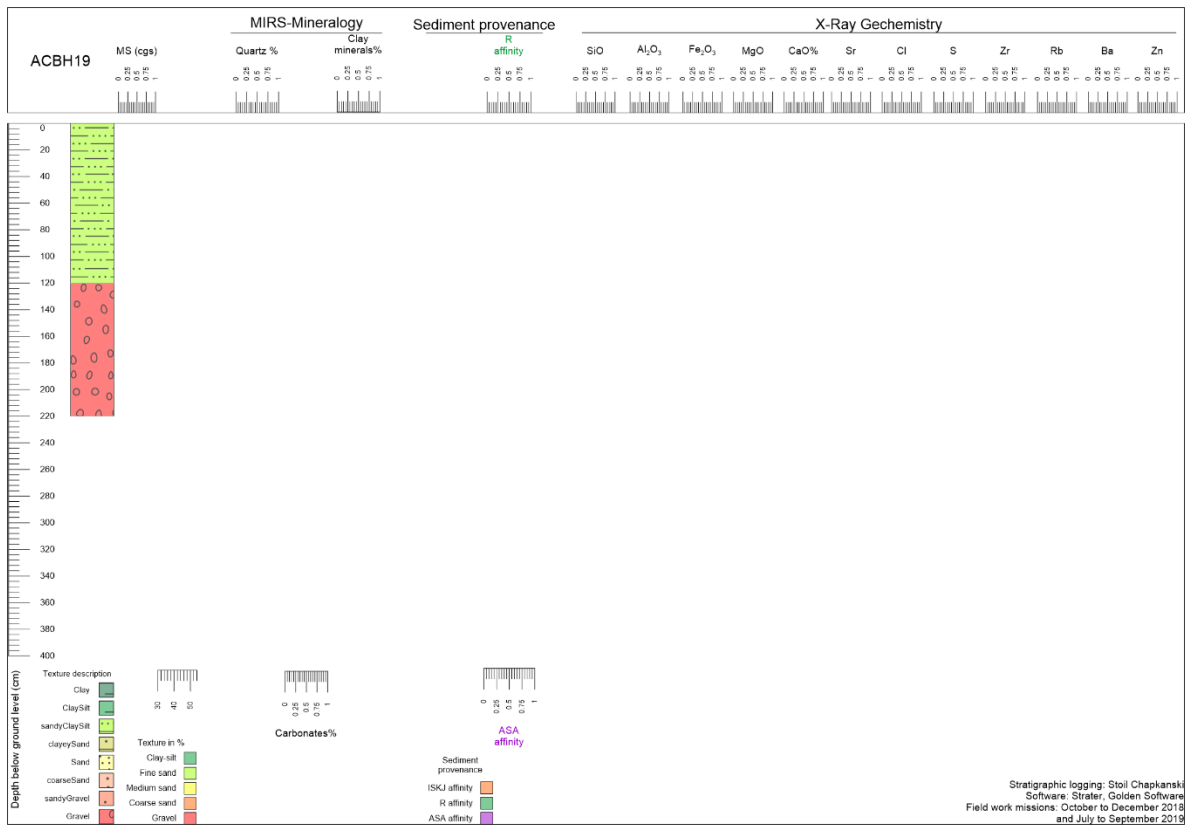
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



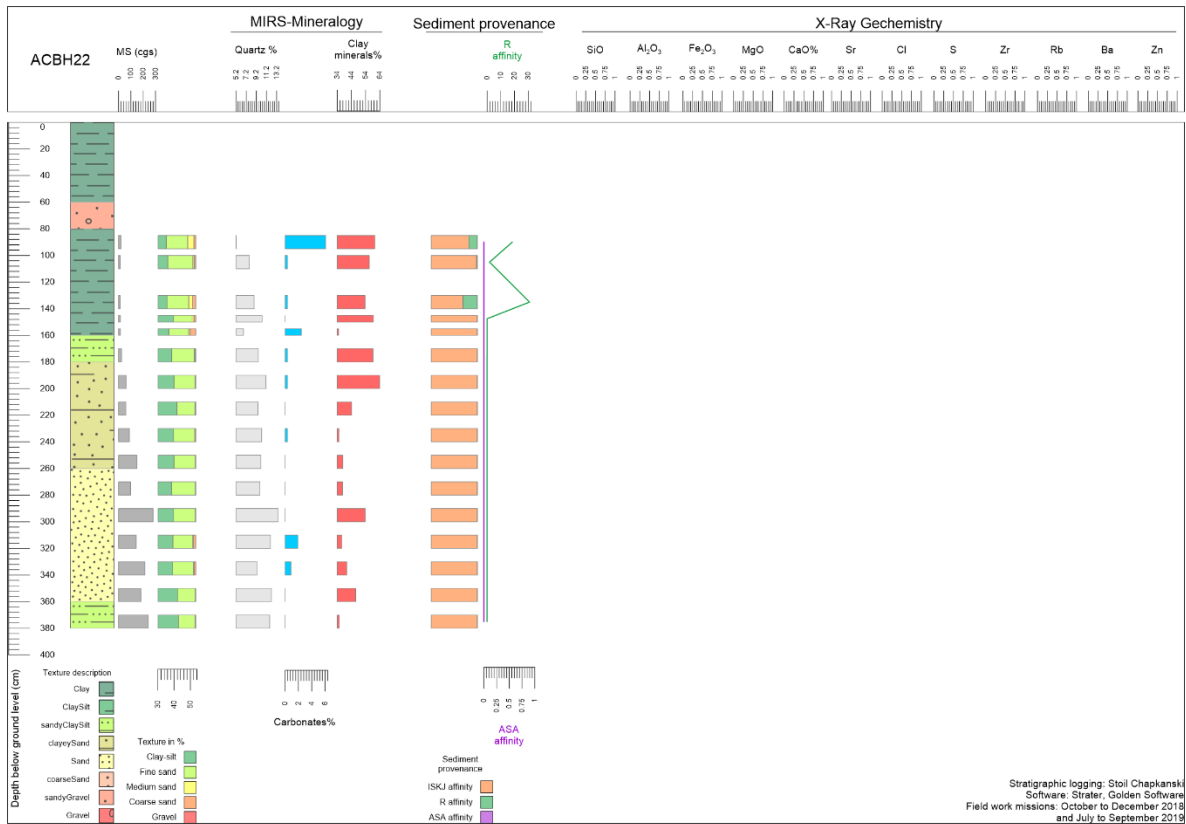
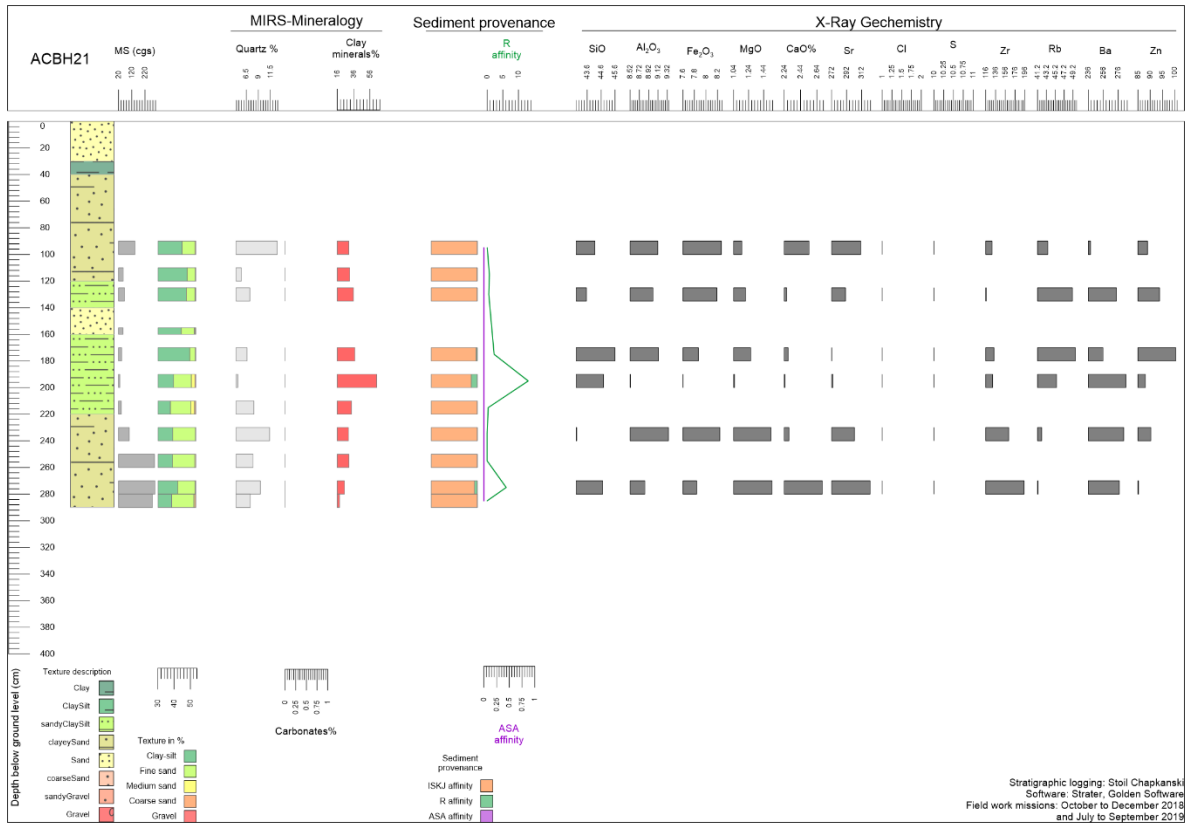
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



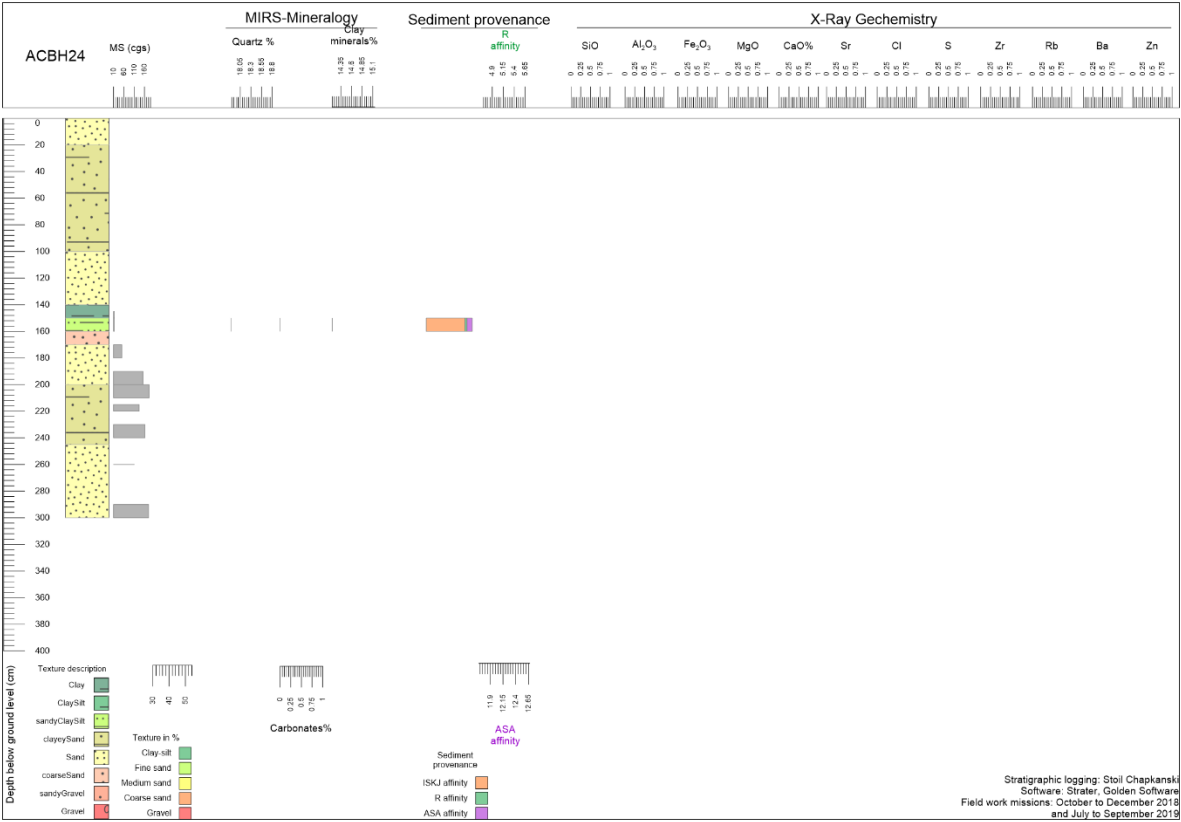
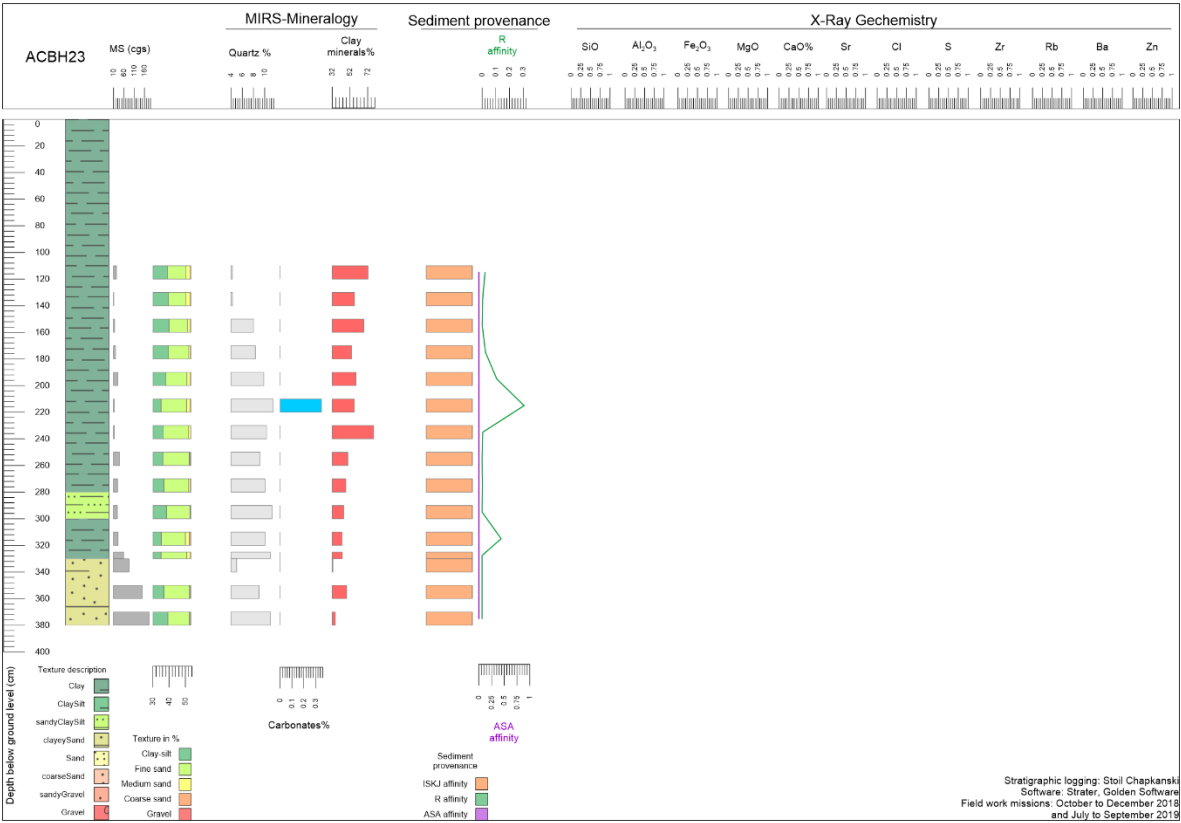
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



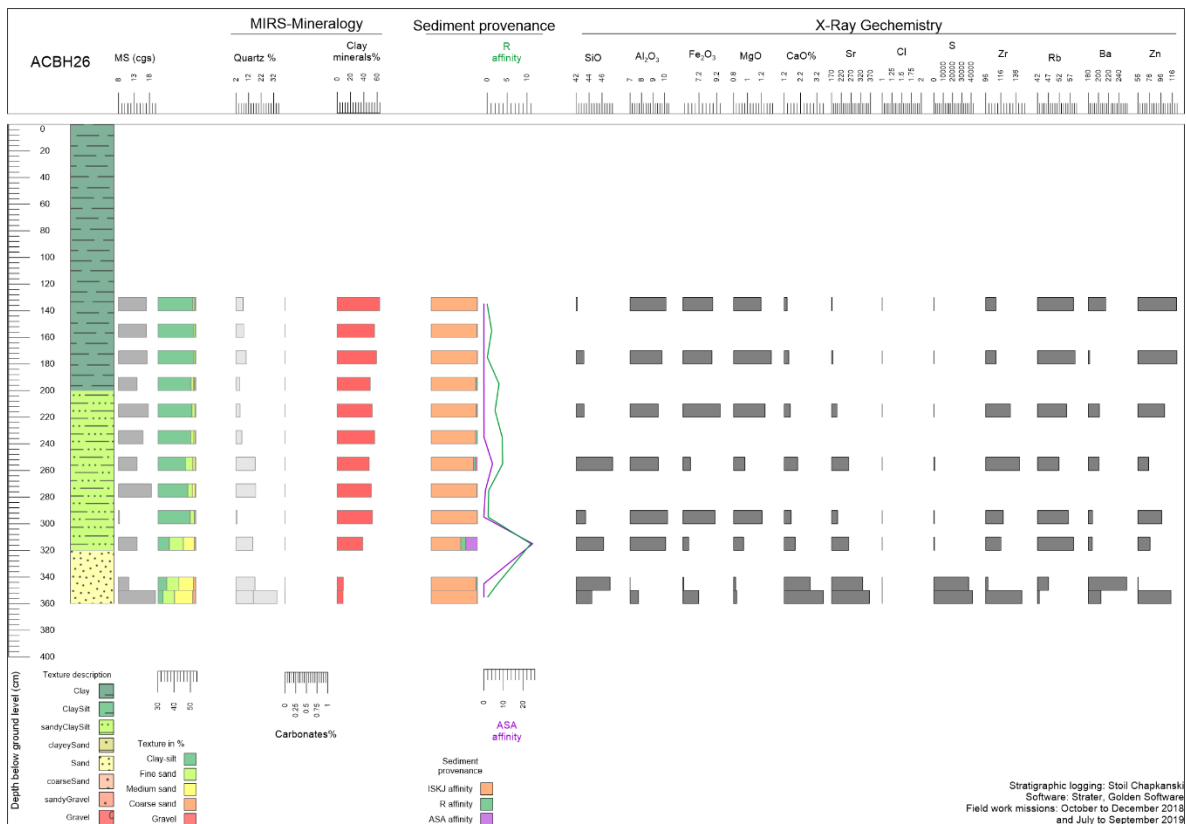
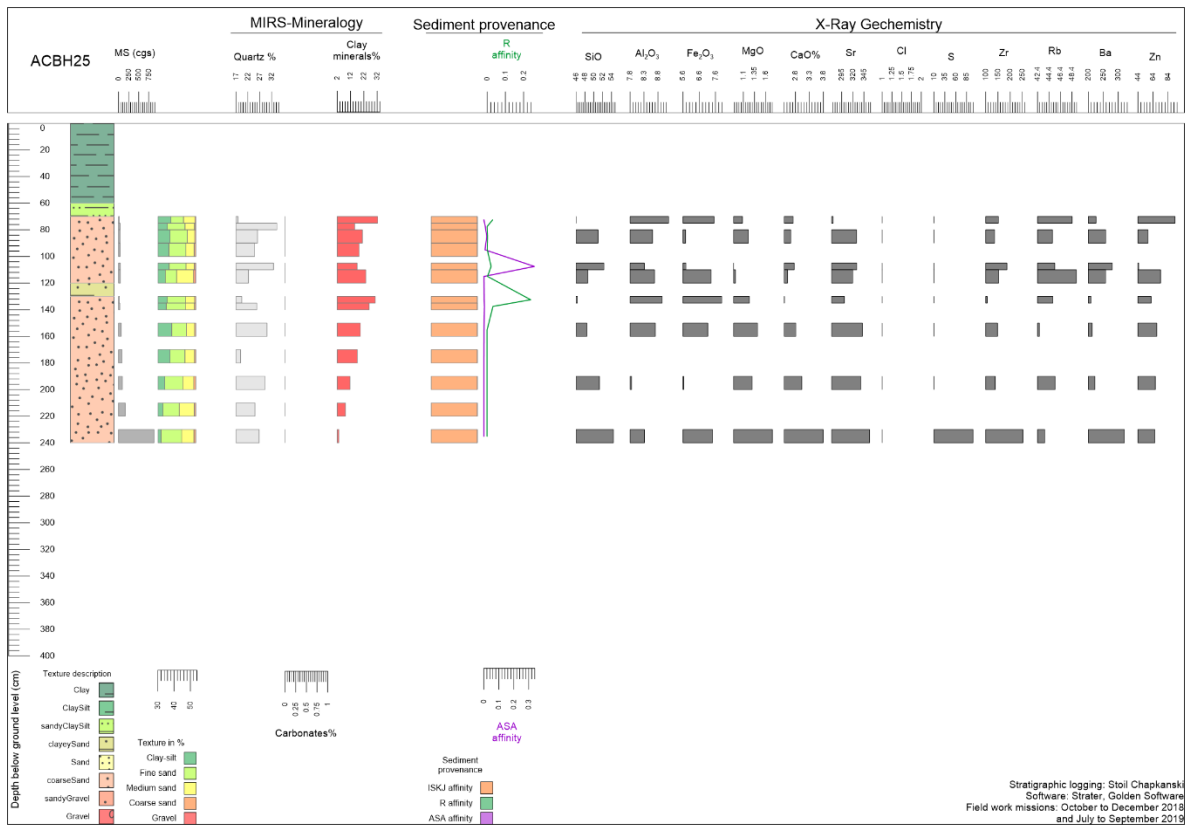
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



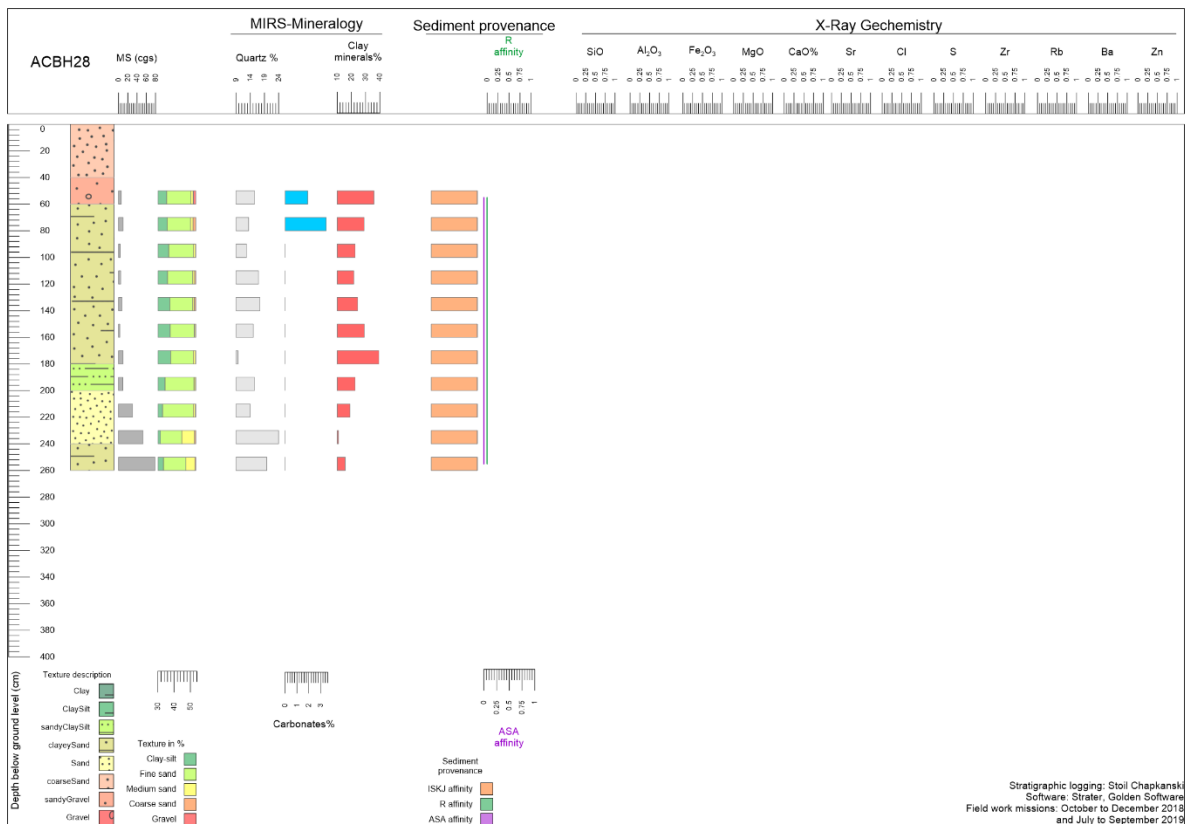
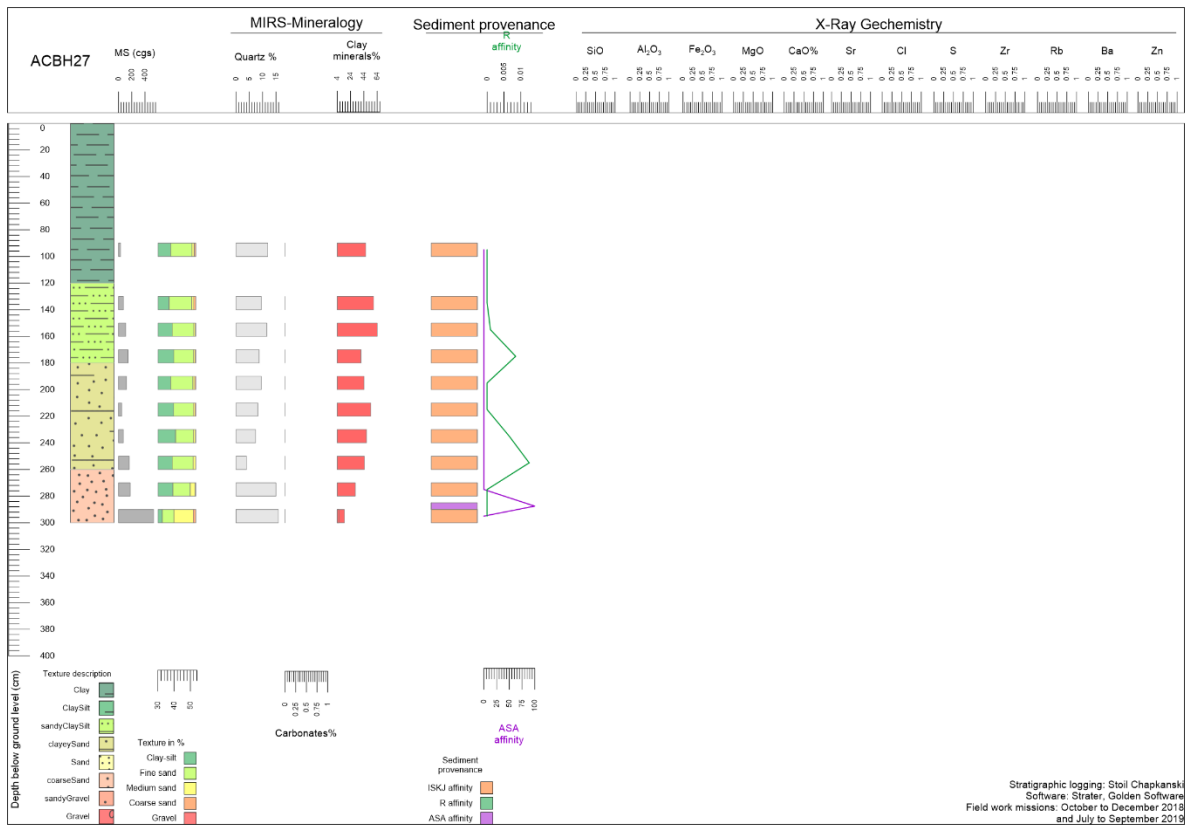
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



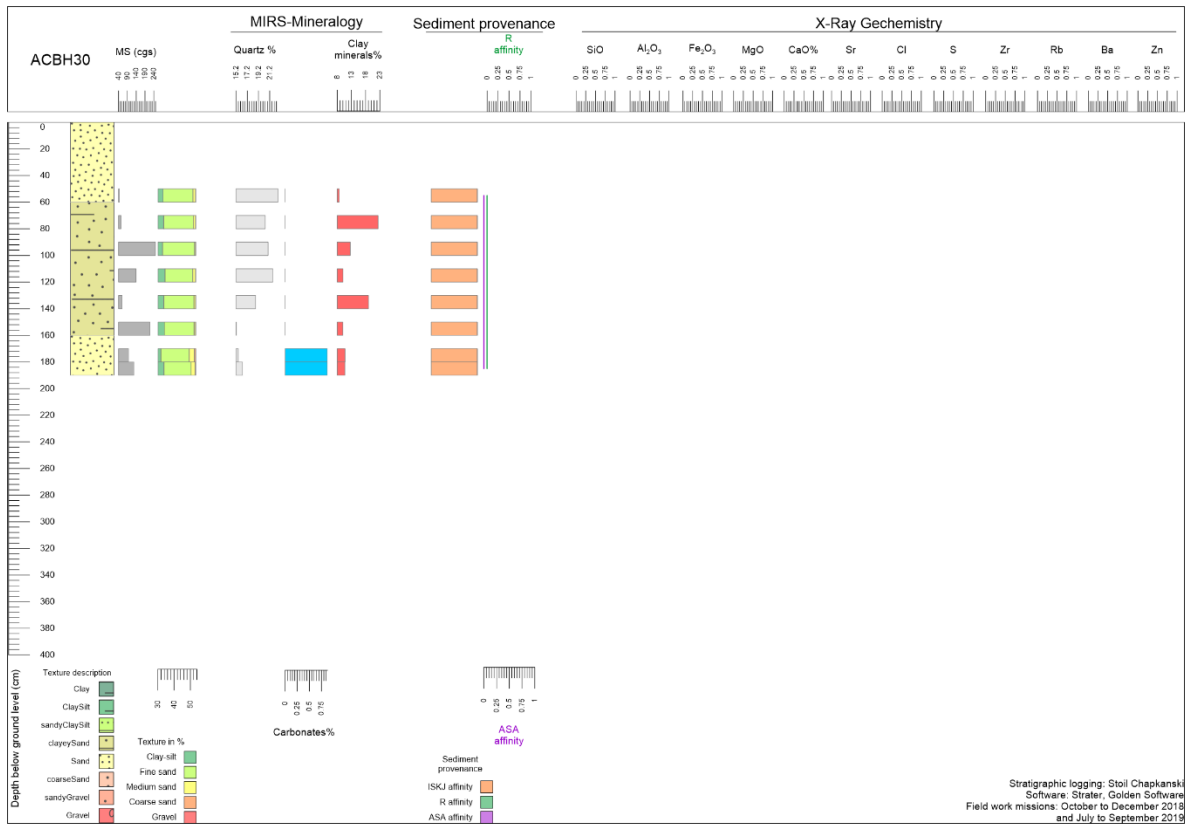
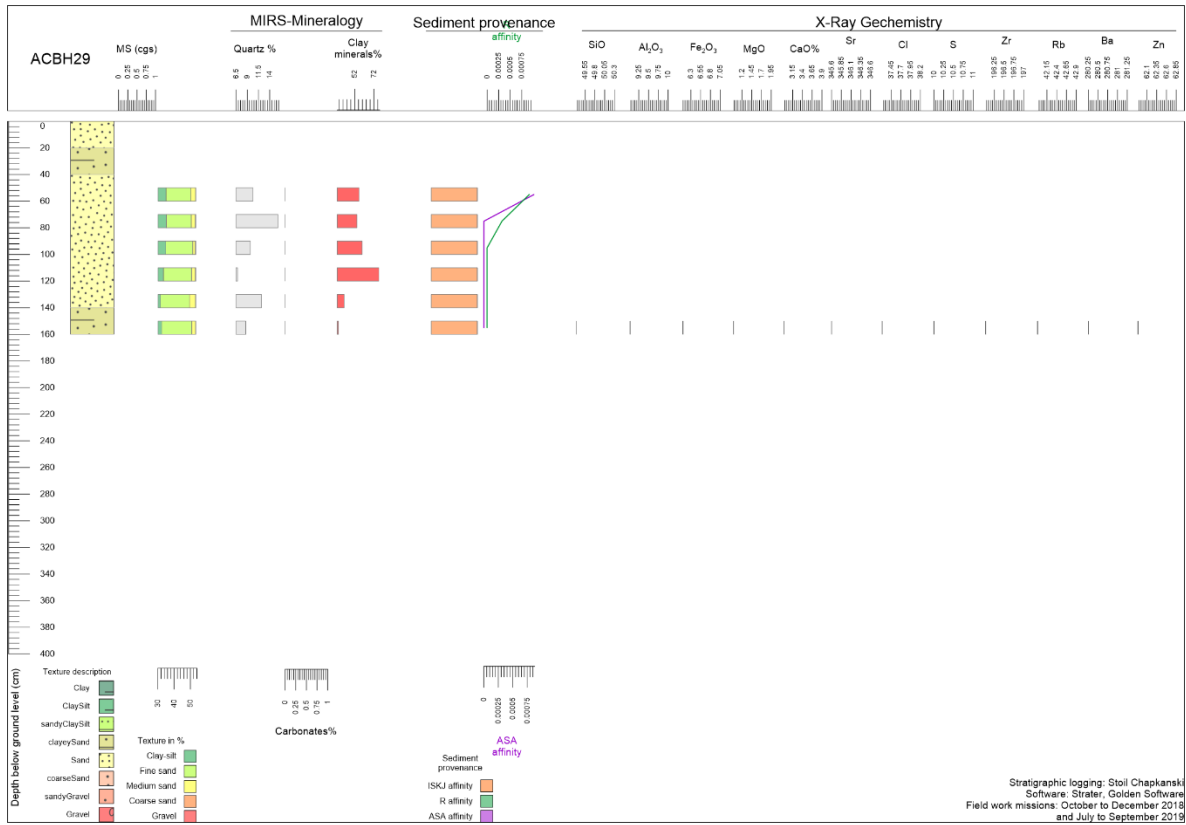
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



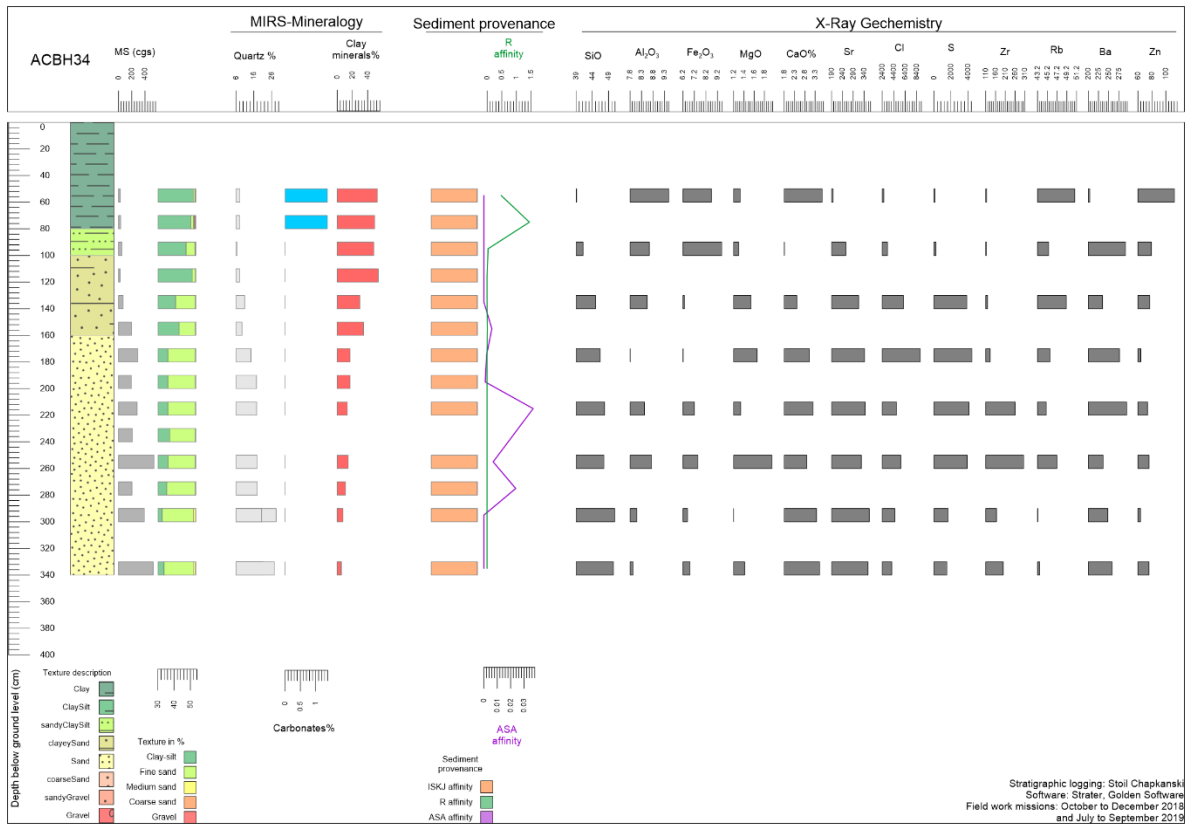
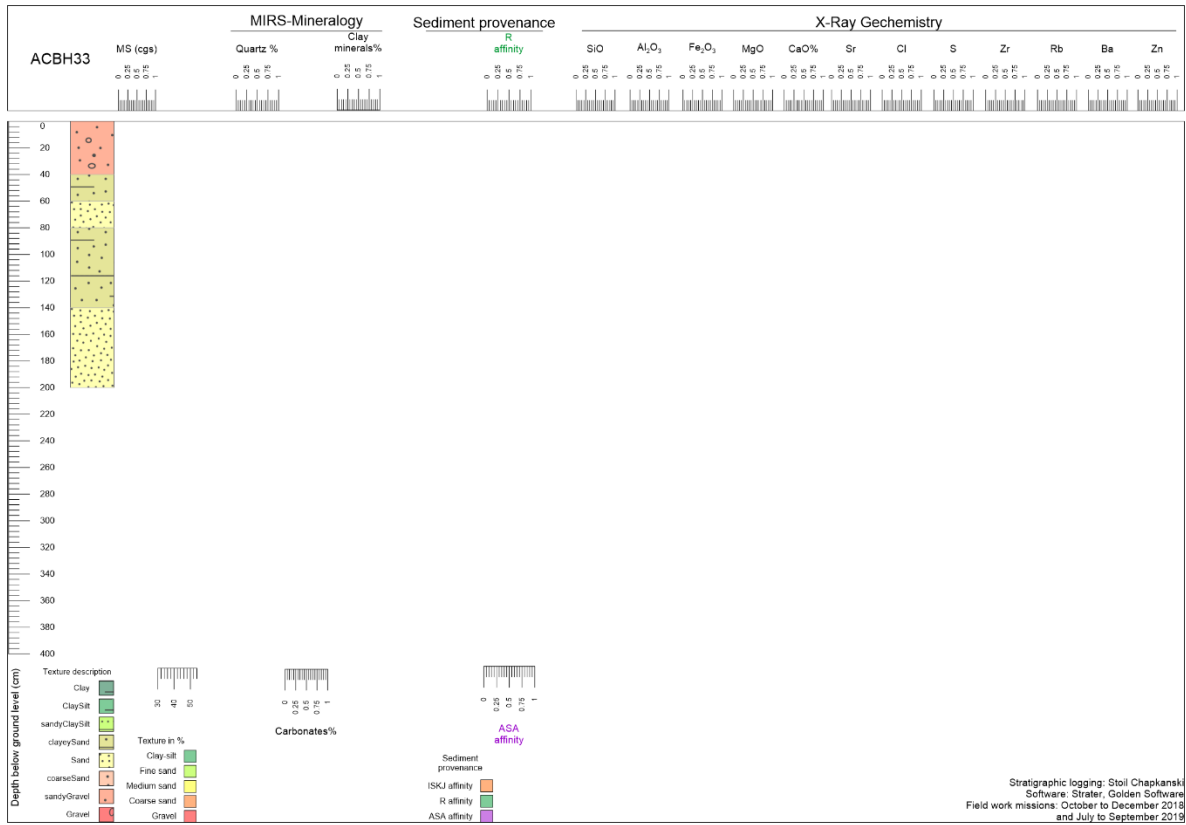
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



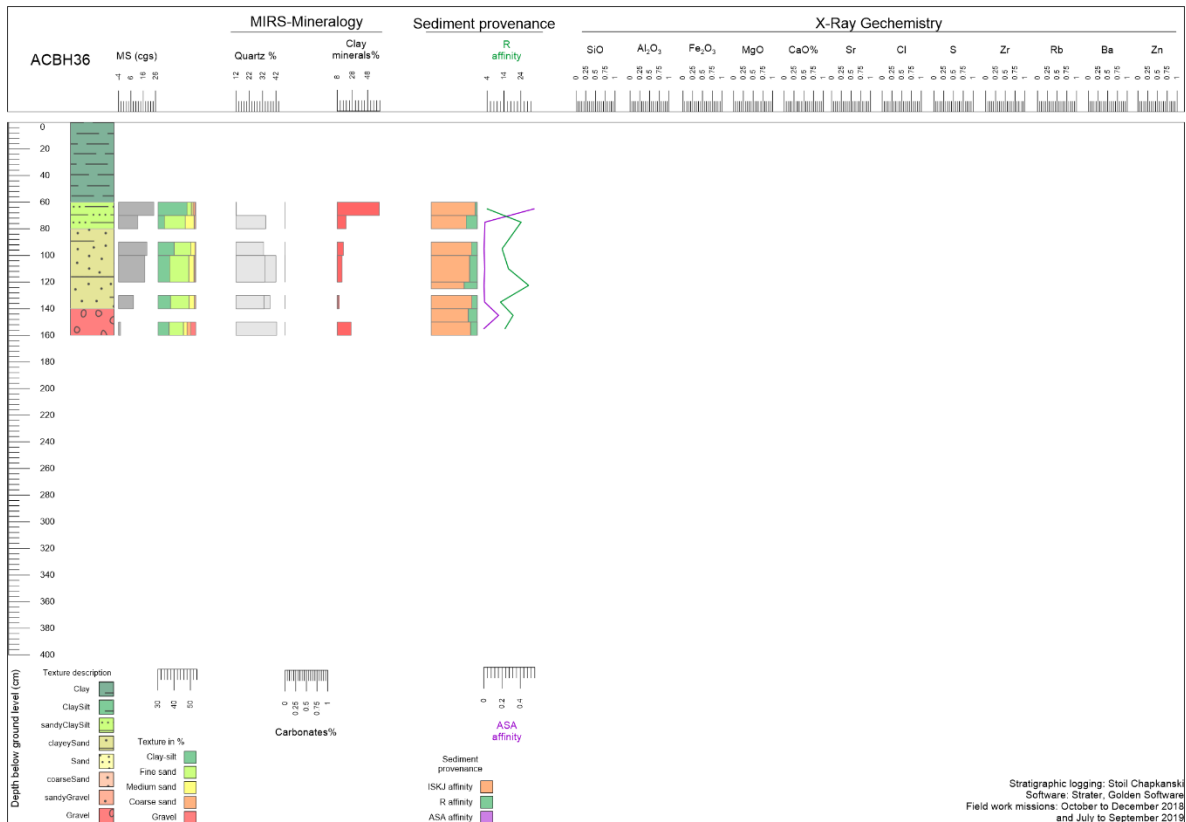
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



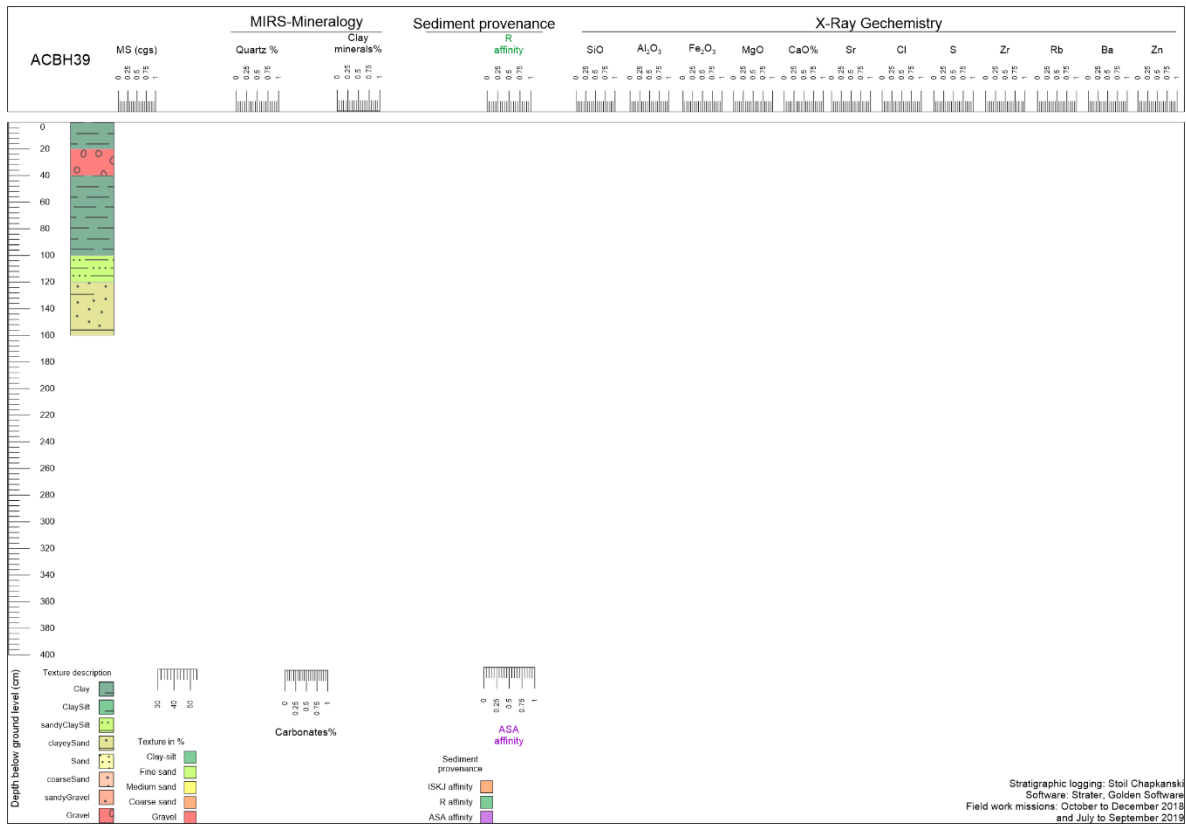
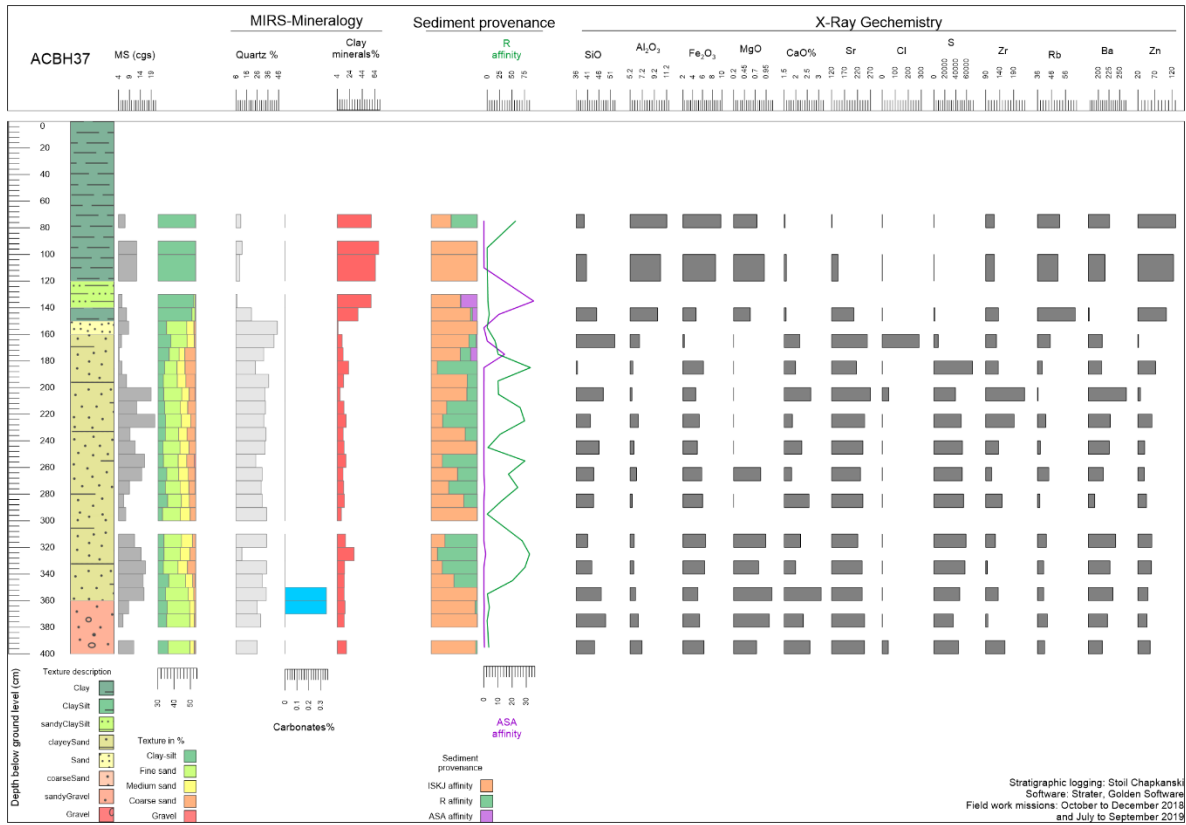
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



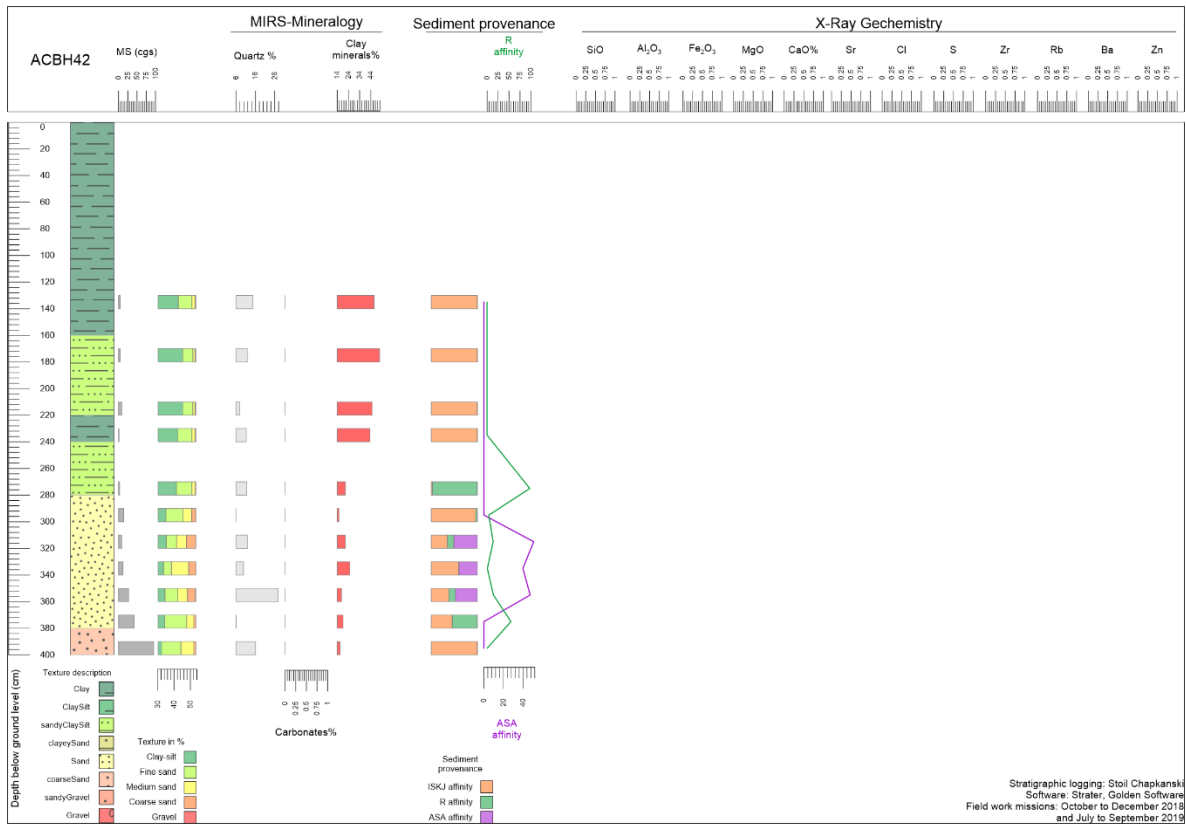
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



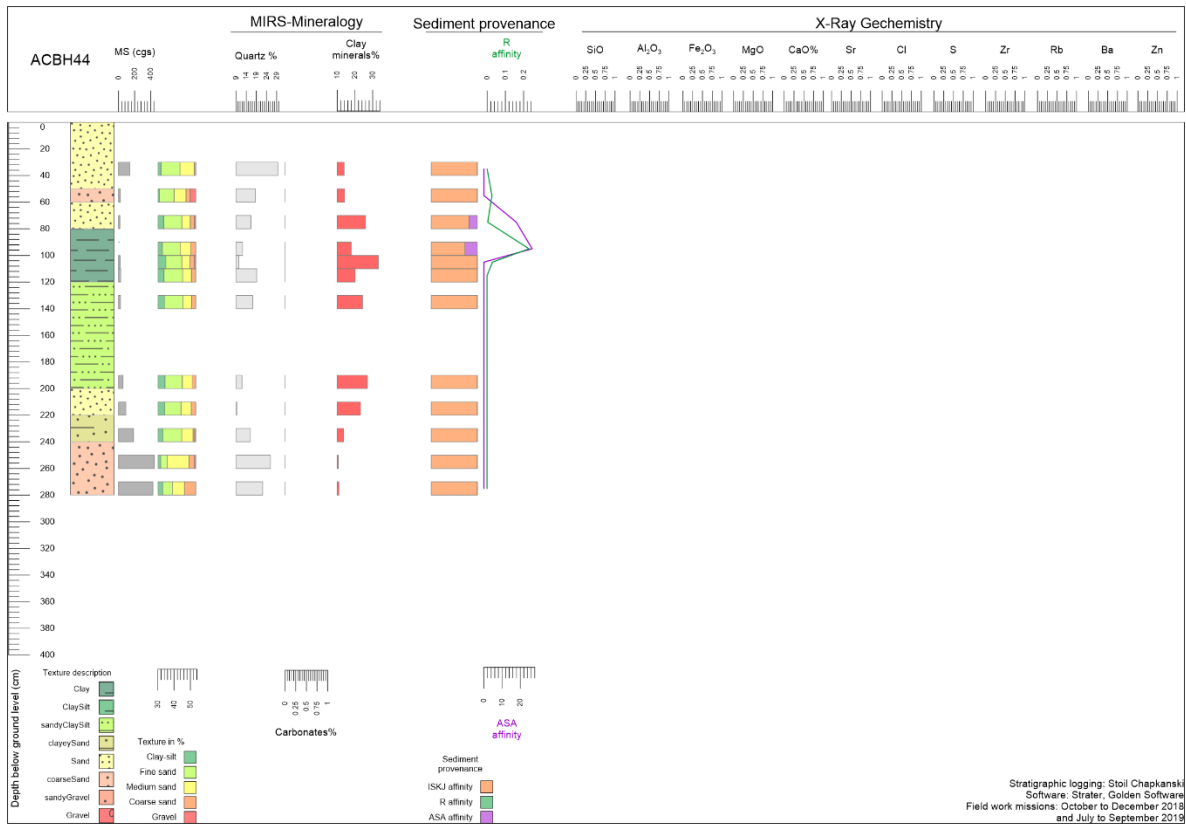
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



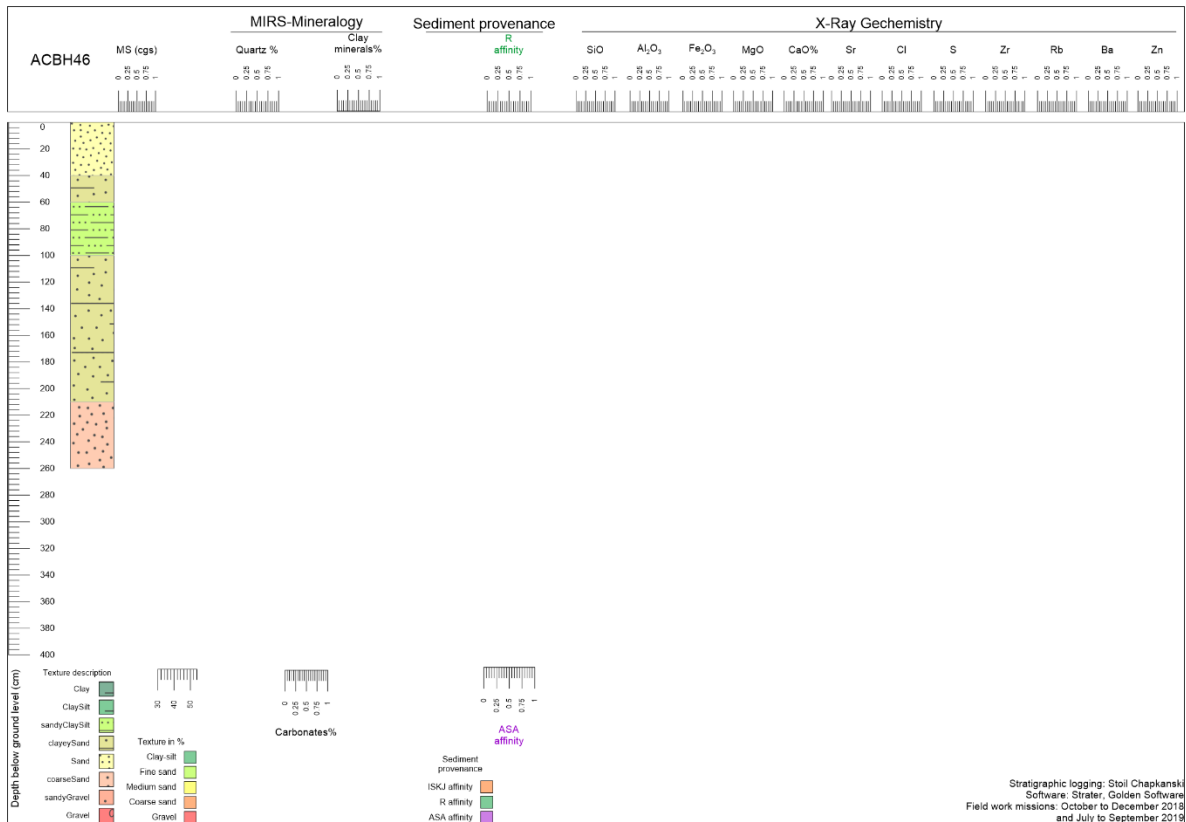
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



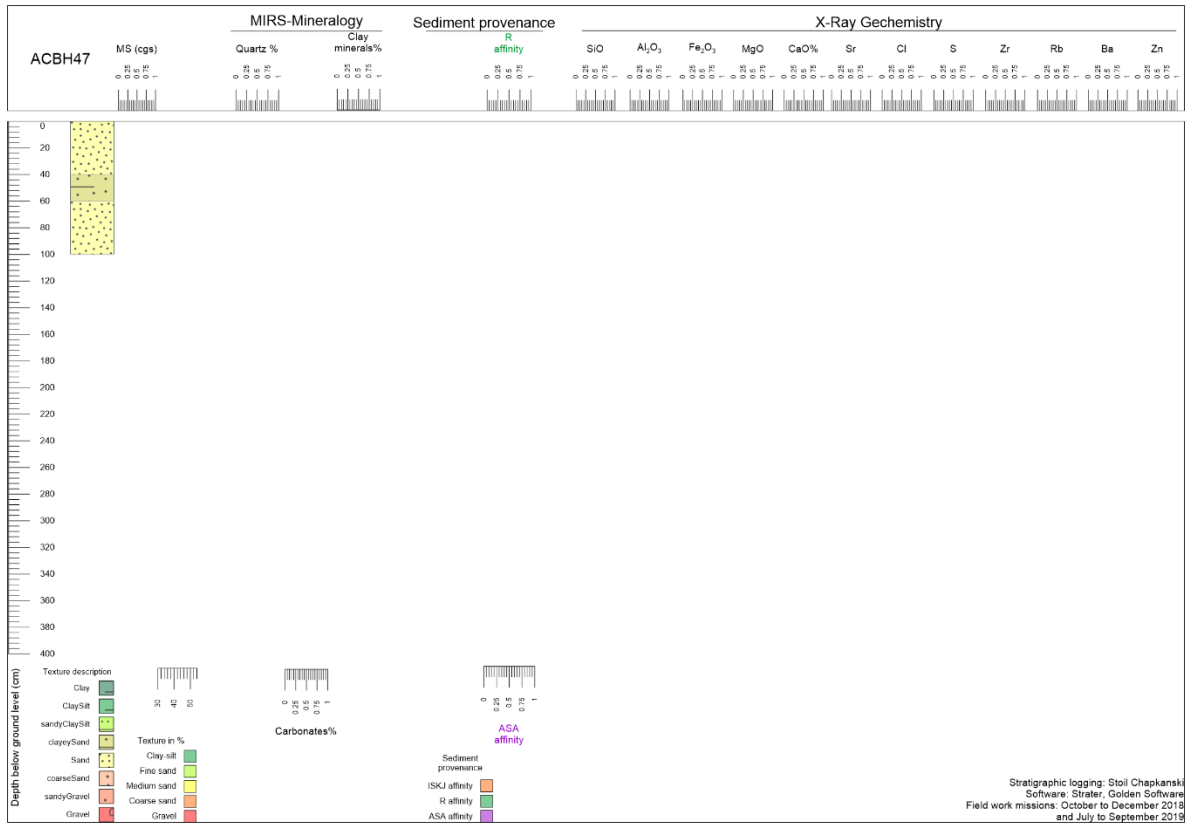
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



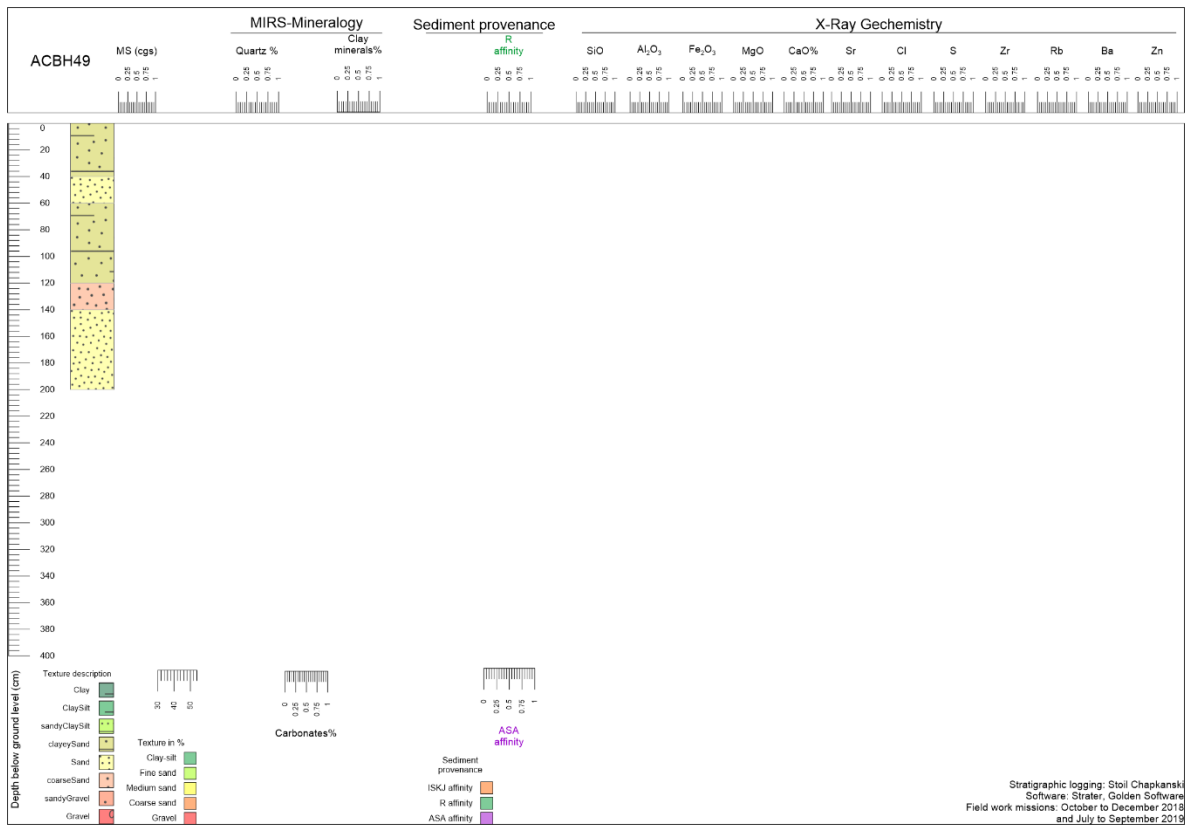
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



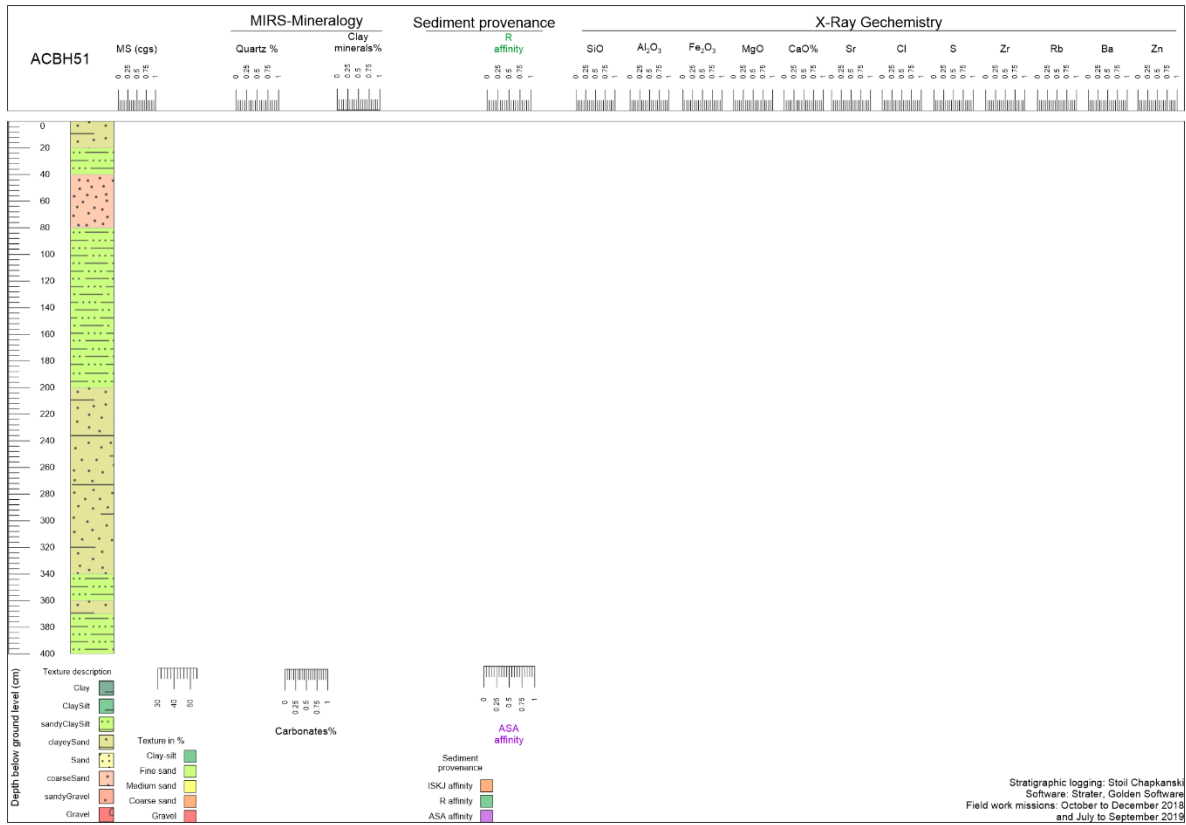
Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)



Évolution géomorphologique holocène du delta du fleuve Aceh (Sumatra, Indonésie)

