



HAL
open science

Enregistrements sédimentaires des tsunamis, cyclones et mouvements verticaux dans les lagunes du nord de l'arc antillais et aléa tsunami en Nouvelle Aquitaine

Maude Biguenet

► To cite this version:

Maude Biguenet. Enregistrements sédimentaires des tsunamis, cyclones et mouvements verticaux dans les lagunes du nord de l'arc antillais et aléa tsunami en Nouvelle Aquitaine. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2022. Français. NNT : 2022LAROS034 . tel-04122245

HAL Id: tel-04122245

<https://theses.hal.science/tel-04122245>

Submitted on 8 Jun 2023

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

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



LA ROCHELLE UNIVERSITE

ÉCOLE DOCTORALE

-
618

UMR 7266 LIENSs - Littoral Environnement et Sociétés

THÈSE

présentée par :

Maude BIGUENET

soutenue le 19 juillet 2022

pour l'obtention du grade de

Docteur de La Rochelle Université

Discipline : Terre solide et enveloppes superficielles

**Enregistrements sédimentaires des tsunamis, cyclones et mouvements
verticaux dans les lagunes du nord de l'arc antillais et aléa tsunami en
Nouvelle Aquitaine.**

JURY :

Laurence AUDIN
Laurent DEZILEAU
Bernadette TESSIER
Jérôme GOSLIN
Éric CHAUMILLON
Pierre SABATIER
Nathalie FEUILLET

Directeur de Recherche IRD, Université Grenoble Alpes, Rapporteur
Professeur, Université de Caen, Rapporteur
Directeur de Recherche CNRS, Université de Caen, Examineur
Chargé de Recherche IFREMER, UBO, Examineur
Professeur, La Rochelle Université, Directeur de thèse
Maitre de conférence, USMB, Directeur de thèse
Professeur, IPGP, invité

Remerciements

Et voici donc que s'achève ma thèse ! Presque quatre ans entre montagne et mer, on peut dire qu'il y a pire comme cadre de travail. Après Besançon et Bordeaux, c'est entre Chambéry et La Rochelle que je clôture finalement mes huit années d'études. Il est donc le moment pour moi de remercier chaleureusement toutes les personnes qui m'ont accompagnées au cours de ce périple.

Merci tout d'abord aux membres du jury qui ont accepté de lire, de rapporter et d'examiner ce travail. Merci à Laurence Audin, Laurent Dezileau, Bernadette Tessier et Jérôme Goslin. Merci pour le temps accordé à la lecture et à l'intérêt porté à ce travail.

Je pense bien sûr ensuite à mes directeurs de thèse : Eric Chaumillon et Pierre Sabatier. Je sais que peu de doctorants ont eu la chance de bénéficier de directeurs aussi investis que vous, et je vous remercie pour votre soutien sans faille. Merci à toi Eric, sans qui je n'aurais pas fait cette thèse. J'ai beaucoup appris à tes côtés, que ce soit scientifiquement ou humainement, de par ton engagement pour la cause environnementale. Merci à toi aussi Pierre, qui a su me partager ta passion pour la sédimentologie dès mon premier jour à EDYTEM, et qui m'a toujours aidée à donner le meilleur de moi-même.

J'en viens maintenant à remercier toutes celles et ceux qui ont participé de près ou de loin à ce travail de thèse. Je remercie Nathalie Feuillet, qui est pour moi une encyclopédie vivante des Antilles et qui a toujours été source de conseils avisés tout au long de ma thèse. Je pense aussi à Catherine Chagué qui m'a beaucoup conseillée et aidée pour la rédaction de mon premier article. Un grand merci à Raphaël Paris, qui m'a accueillie pendant une semaine dans son laboratoire à Clermont-Ferrand pour m'enseigner la science obscure qu'était pour moi le traitement des données de tomographie. Je remercie aussi Pierre Vacher, qui m'a permis d'analyser des carottes sédimentaires au tomographe dans son laboratoire d'Annecy, dans une ambiance toujours accueillante.

Je remercie ensuite toute l'équipe de sédimentologie du laboratoire EDYTEM, et particulièrement tous les réguliers des Friday Beer. Merci à ceux avec qui j'ai passé du temps au laboratoire. Je pense particulièrement à Fayçal et Anne-Lise, avec qui je suis restée des journées entières au labo, et qui savent toujours y mettre une ambiance incroyable. Je n'oublie pas les trois stagiaires qui ont travaillé avec moi pendant la crise covid, dans des conditions pas toujours évidentes. Merci à vous Emeline, Wafae et Antoine ! Merci également à toute l'équipe DPL du LIENSs, particulièrement Anaïs, Aurélie, Benjamin et Thibault.

Je remercie aussi celles sans qui j'aurais été perdue à mon arrivée à EDYTEM, Christine et Carole, puis au LIENSs, Laetitia.

Je ne peux évidemment pas non plus oublier la Team Caresse (merci Eric pour ce nom de mission) ! Merci à tout l'équipage de l'Antéa, avec qui j'ai passé plus de trois semaines inoubliables dans la mer des Caraïbes. Un grand merci à Eric, Pierre, Fabien, Thibault et Nathalie, les carottes dans les lagunes ça se mérite ! Merci enfin à Louise, qui reste pour moi un des plus belles rencontres de ces années de thèse. J'ai adoré nos échanges scientifiques mais surtout ta bonne humeur inébranlable. Je n'aurais pas pu espérer une meilleure colocataire que toi pour notre aventure (parfois nauséuse !) en mer.

Je remercie également Magali, Isabelle et Pierre qui m'ont fait confiance pour enseigner une partie de leur TP et TD pendant mes deux années à EDYTEM. Cette expérience a été pour moi au moins aussi importante que le reste de mon travail de thèse, et je vous remercie de m'avoir ouvert les portes de l'enseignement avec autant de bienveillance.

Voici maintenant le moment pour moi de remercier celles et ceux avec qui j'ai partagé ces presque quatre années de joies et galères. Manu, (ou Jamy) la force tranquille, le pilier de tous les doctorants de notre année à EDYTEM. Tanguy (coucou Tanguy) un voisin de bureau parfait, qui savait toujours répondre à mes questions, mais aussi partager des memes de qualité ! Hege, the nicest and funniest person ever. I hope that one day I will be able to visit you and your little dog in Norway! Merci aussi à Céline et Léna pour les soirées ensemble aux Martinettes. Merci à tous les autres doctorants, compagnons de repas et de soirées : Louis, Floriane, Agathe, Aurélie et tous les autres. Merci aux galériens des macro-restes végétaux Mathilde et Renaldo ! On en aura passé des jours tous les trois dans ce labo à chercher le Graal

pour les datations ¹⁴C. Merci pour ton soutien Renaldo, et surtout pour nos discussions à refaire le monde. Je terminerai sans surprise par Norine et Claire. Ce n'est pas ici que je m'étendrai sur tout ce que je pourrais vous dire, parce que la liste serait trop longue. Je conclurai seulement par merci, pour tous les fous rires, les moments de bonheur, et votre soutien indéfectible malgré la distance depuis notre rencontre.

Je ne peux pas oublier de remercier cette bande d'amis de rêve rencontrés à Bordeaux, mes compagnons du bout du monde, qui ont toujours su comment me faire oublier les galères de thèse : Marichou, Lénouille, Morue, Micka, Romao, Mimo, Mayou, JB, Beubeu, Ludo et tous les autres têtes !

Mes pensées vont enfin vers ma famille. Maman et Papa, merci de m'avoir toujours fait confiance dans mes choix et de m'avoir toujours soutenue même lorsque je suis partie vivre à 800 km de chez vous. Maman, merci de m'avoir transmise ta curiosité et ta passion pour l'histoire, qui m'a conduite jusqu'à la géologie. Papa, merci de m'avoir montré comme la nature est belle et pleine de secrets. Merci également à mes deux grands frères, Adrien et Alexis. Les heures passées petits à jouer avec la boue du Dard auront peut-être eu un rôle sur mes choix d'études. Non, je n'ai pas léché de cailloux pendant ma thèse c'est promis ! Merci également à tout le reste de ma famille, mes grands-parents, mes cousins et cousines, oncles et tantes ainsi qu'à tout ma belle-famille.

Je vais finalement terminer ces remerciements par la personne la plus chère à mes yeux : Elie. Merci pour tous les sacrifices que tu as acceptés de faire, pour que je puisse démarrer cette thèse. Pardon pour toutes les soirées, week-end et vacances reportés parce que j'avais trop de travail. Merci pour ton amour, ton soutien incroyable et tous les sacs de cailloux que tu portes pour moi depuis maintenant 10 ans.

Table des matières

Remerciements	5
1. Introduction générale.....	14
1.1. Contexte de l'étude	14
1.2. Objectifs.....	16
2. Présentation générale	18
2.1. L'arc des Petites Antilles	18
2.1.1. Variation du niveau marin relatif	20
2.1.2. Contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles.....	21
2.1.3. Risque de tsunamis dans les Petites Antilles	23
2.1.4. Risque d'ouragans dans les Petites Antilles	25
2.2. Enregistrement des tsunamis et ouragans par les archives sédimentaires	27
2.2.1. Mécanismes à l'origine des tsunamis	28
2.2.2. Mécanismes à l'origine des ouragans	30
2.2.3. Comment identifier l'enregistrement sédimentaire d'une submersion marine dans les lagons côtiers ?.....	32
2.3. Comment distinguer les dépôts d'ouragans et de tsunamis dans les enregistrements sédimentaires côtiers	35
3. Sites d'étude.....	39
3.1. Contexte de la Mission de 2018	39
3.2. Mission de 2018.....	39
3.3. Mission de 2021.....	47
4. Matériel et Méthodes	49
4.1. Analyses sédimentologiques et minéralogiques	50
4.2. Analyses géochimiques.....	51
4.3. Analyses des foraminifères.....	52

4.4.	Chronologie	52
4.5.	Encadrement de stagiaires	53
5.	A 1600 year-long sedimentary record of tsunamis and hurricanes in the Lesser Antilles (Scrub Island, Anguilla).....	55
5.1.	Abstract.....	56
5.2.	Introduction.....	57
5.3.	Study area.....	58
5.3.1.	Geomorphologic and geologic setting	58
5.3.2.	Past tsunamis over the last 1600 years in the Lesser Antilles	61
5.3.3.	Past hurricanes in the Lesser Antilles.....	62
5.4.	Material and methods	64
5.4.1.	Sampling and core description.....	64
5.4.2.	Sedimentological and mineralogical analyses	65
5.4.3.	Geochemical analyses	66
5.4.4.	Foraminifera analyses	67
5.4.5.	Chronology	67
5.5.	Results and interpretation.....	68
5.5.1.	Facies description.....	68
5.5.2.	Geochemistry	70
5.5.3.	Chronology	73
5.6.	Discussion	76
5.6.1.	Sedimentary facies interpretation	76
5.6.2.	Limitations of the study site for paleotsunami and paleo-hurricane chronicles.....	79
5.6.3.	Tsunami deposits.....	80
5.6.4.	Hurricane chronicle	83
5.6.5.	Regional comparison and climate forcing.....	84

5.7.	Conclusions.....	87
5.8.	Acknowledgements	89
5.9.	Supplementary material	90
6.	Discriminating between tsunamis and tropical cyclones in the sedimentary record using X-ray tomography.....	93
6.1.	Abstract.....	94
6.2.	Introduction	95
6.3.	Study area and available data	96
6.4.	Material and methods	98
6.5.	Results.....	99
6.5.1.	Pre-Columbian Tsunami	100
6.5.2.	Lisbon Tsunami.....	102
6.5.3.	Hurricane Donna	104
6.6.	Discussion	105
6.6.1.	Grain-size influence on the sedimentary fabric interpretation	105
6.6.2.	Near-field vs far-field tsunami.....	106
6.6.3.	Tropical cyclone deposit.....	110
6.7.	Conclusion	112
6.8.	Acknowledgments	114
7.	Hurricane Irma: an unprecedented event over the last 3700 years? Geomorphological changes and sedimentological record in Codrington Lagoon, Barbuda.	117
7.1.	Abstract.....	118
7.2.	Introduction	119
7.3.	Study site	121
7.3.1.	Geomorphologic and geologic setting	121
7.3.2.	Past hurricanes in Barbuda	122

7.3.3.	Other possible sources of overwashes in Barbuda: tsunamis	125
7.4.	Materials and methods.....	127
7.4.1.	Old nautical maps.....	127
7.4.2.	Satellite images	127
7.4.3.	Very high-resolution seismic exploration	128
7.4.4.	Sampling and core description.....	128
7.4.5.	Sedimentological analyses	129
7.4.6.	Geochemical analyses	130
7.4.7.	Foraminifera analyses	131
7.4.8.	Chronology	132
7.5.	Results.....	132
7.5.1.	Codrington Lagoon sandy barrier morphological evolution from the 18th century to 2021	132
7.5.2.	Sedimentary record in Codrington Lagoon	136
7.6.	Discussion	150
7.6.1.	Facies interpretations and paleoenvironmental reconstitutions	150
7.6.2.	Hurricane activity since 1750 and morphological evolution of the Codrington Lagoon	155
7.6.3.	Hurricane Irma: an exceptional event.....	156
7.7.	Conclusion	158
7.8.	Acknowledgments	160
7.9.	Supplementary	161
8.	Résultats préliminaires des sites d'Anguilla et de Guadeloupe.....	167
8.1.	Anguilla (Long Pond).....	167
8.2.	Guadeloupe (Grande Saline)	172
9.	Synthèse et conclusion générale.....	177

9.1.	Rappel des objectifs de l'étude	177
9.2.	Principaux résultats	177
9.2.1.	Identification des enregistrements sédimentaires de submersions marines de haute énergie dans des lagunes de l'arc antillais.....	177
9.2.2.	Identification des dépôts de tsunamis, corrélation régionale, détermination des sources et impact potentiel sur les côtes de la Nouvelle-Aquitaine.....	178
9.2.3.	Nouveaux critères de distinction des dépôts de tsunamis et d'ouragans au sein de la même archive sédimentaire	183
9.2.4.	Identification des dépôts d'ouragans, établissement de leur fréquence à long terme et liens avec les variations climatiques	184
9.3.	Perspectives.....	186
	Bibliographie	190
	Liste des figures.....	215
	Liste des tableaux.....	222
10.	Annexes	223
10.1.	A tsunami deposit at Anse Meunier, Martinique Island: Evidence of the 1755 CE Lisbon tsunami and implication for hazard assessment	223
10.2.	A Megathrust earthquake as source of a Pre-Colombian tsunami in Lesser Antilles: Insight from sediment deposits and tsunami modeling.....	224
10.3.	Sites d'étude non présentés dans les résultats de la thèse	226

1. Introduction générale

1.1. Contexte de l'étude

À l'échelle mondiale, le domaine côtier subit des pressions intenses en raison de l'accroissement de la population, du tourisme et des activités industrielles, ce qui expose un nombre grandissant d'êtres humains à des risques liés aux submersions marines (Adger et al., 2005; Neumann et al., 2015). En effet, les deux tiers des grandes villes du monde se situent dans les zones côtières et regroupent 60% de la population mondiale (Nicholls, 2007). On peut distinguer les aléas à évolution lente, en particulier l'élévation globale du niveau de la mer, et les aléas à évolution rapide que sont les tsunamis et les tempêtes. Les aléas à évolution rapide ont été considérablement exacerbés par l'élévation globale du niveau de la mer de 15 à 20 cm au cours des 100 dernières années, et ils le seront d'autant plus par les 30 à 100 cm prévus pour le XXI^e siècle (Church et al., 2013; Li et al., 2018; Rahmstorf, 2017).

Les tsunamis récents, tels que le tsunami de l'océan Indien en 2004 et le tsunami de Tohoku au Japon en 2011, et les inondations dues aux tempêtes, telles que celles provoquées par le cyclone Nargis au Myanmar en 2008 et le typhon Haiyan aux Philippines en 2013, ont eu des conséquences dramatiques sur les populations et les infrastructures côtières. Le nombre excessivement élevé de décès et de pertes économiques au cours de ces événements s'explique en grande partie par une sous-estimation des impacts prévus sur des sites spécifiques et par des pratiques de gestion des risques côtiers inefficaces ou inappropriées. La gestion du risque liés à des vagues et/ou des niveaux marins extrêmes nécessite une évaluation exhaustive de l'aléa en utilisant un large éventail d'outils pouvant aider à la compréhension des occurrences locales et régionales. Les données instrumentales restent les plus précises pour répondre à cette problématique, mais ne sont hélas disponibles que depuis les années 1850, avec des enregistrements plus courts et fragmentaires dans la plupart des régions (Engel et al., 2020). Les données plus anciennes sont plutôt qualitatives et résultent d'archives historiques. Bien que moins précises, les données historiques ajoutent des informations importantes à l'enregistrement instrumental, car elles prolongent la période d'étude de quelques siècles (par exemple, Asie du Sud-Est, Amériques, Afrique) à plusieurs millénaires (par exemple, Méditerranée ; Soloviev et al., 2000). Cependant, les modèles de fréquence des méga tsunamis impliquent des temps de retour de l'ordre de 500 ans (par

exemple, Jankaew et al., 2008 ; Brill et al., 2012) ou même 800-1000 ans (par exemple, Minoura et al., 2001 ; Sawai et al., 2012) pour les tsunamis les plus importants le long des principales zones de subduction. Dans de nombreuses régions, ces échelles de temps ne sont couvertes ni par les enregistrements instrumentaux ni par les enregistrements historiques.

Seuls les enregistrements géologiques établissant des séries temporelles remontant à plusieurs centaines ou milliers d'années permettent d'établir les temps de retour à long terme des aléas naturels (par exemple, Atwater, 1987; Jankaew et al., 2008; Nanayama et al., 2003; Scileppi and Donnelly, 2007; Woodruff et al., 2009). Ces échelles de temps couvrent les événements les plus importants, par exemple ceux générés par des séismes de type méga chevauchement (par exemple, Dawson et al., 2004; Garrett et al., 2016). Les archives sédimentaires peuvent enregistrer les traces de submersion marines passées qui se produisent lors du passage d'un tsunami ou d'un ouragan. Elles peuvent non seulement indiquer la chronologie des événements passés, mais aussi fournir des indications relatives et approximatives sur les caractéristiques des submersions extrêmes, telles que la direction d'approche, l'extension de la zone d'inondation ou la magnitude du séisme déclencheur (Switzer et al., 2014; Weiss and Bourgeois, 2012). Les archives sédimentaires de lagunes côtières peuvent être utilisées pour reconstituer l'intensité et la récurrence de ces événements (par exemple, Atwater, 1987; Chaumillon et al., 2017; Donnelly et al., 2001; Liu and Fearn, 1993; Nanayama et al., 2003; Sabatier et al., 2008; Scileppi and Donnelly, 2007; Woodruff et al., 2009). Ainsi, ces dépôts aident à délimiter les zones sujettes aux inondations par les tsunamis et à prévoir les éventuels futurs impacts auxquels on peut s'attendre (Dall'Osso and Dominey-Howes, 2010). Le tsunami dévastateur de 2011 à Tohoku, qui a provoqué l'incident nucléaire de Fukushima, illustre un exemple d'échec de la gestion des risques. Le tsunami avait été anticipé par les géologues sur la base des dépôts de son prédécesseur, le tsunami de Jogan de 869 CE (Chagué-Goff et al., 2012a; Minoura et al., 2001). Cependant, aucune mesure d'anticipation n'avait été mise en place par les politiques japonaises, car les données géologiques n'avaient pas été prises en compte (Goto et al., 2014).

Pour contribuer à ce qu'un aléa similaire ne produise plus autant de dégâts humains et matériels, il serait nécessaire d'évaluer le risque de submersions marines de haute énergie (tsunamis et cyclones tropicaux) dans toutes les régions du monde où ces événements peuvent se produire, et en particulier le long des marges actives. C'est le cas de l'arc des Petites Antilles, qui est exposé à la fois à des ouragans destructeurs et à des séismes générés

par la subduction de la plaque Nord-américaine sous la plaque Caraïbe, et potentiellement capable de générer de grands tsunamis. Bien qu'étant potentiellement une source pour des grands tsunamis dans l'Atlantique, capables d'affecter les côtes de l'Amérique, de l'Europe et de l'Afrique, le comportement sismique des Petites Antilles reste très mal connu. De plus, le catalogue historique est assez court et fragmentaire, puisqu'il débute avec l'arrivée des colons européens il y a 500 ans. Ainsi, seuls les enregistrements sédimentaires peuvent prolonger la période d'enregistrement des anciens tsunamis et ouragans. Un problème majeur est que la distinction entre ces deux types de dépôts dans les archives sédimentaires, nécessaire pour l'établissement de la récurrence de ces événements, est extrêmement délicate.

Nous étudions ici les archives sédimentaires préservées dans quatre lagunes côtières d'îles de l'arc des Petites Antilles (Anguilla, Scrub, Barbuda, Guadeloupe). Ces nouvelles archives sédimentaires constituent une occasion unique d'étudier l'impact des ouragans et des tsunamis sur ces lagunes côtières à une échelle de temps multi-décennale à millénaire. L'exposition aux deux aléas permet d'avoir comme objectif de trouver des indices permettant de distinguer les dépôts ouragans et les tsunamis passés. Pour se faire, nous avons appliqué une approche multiproxy avec des analyses sédimentologiques, géochimiques et microfauniques ainsi que des datations au radiocarbone et aux radionucléides à courte durée de vie sur différentes carottes sédimentaires issues de ces lagunes côtières.

1.2. Objectifs

A partir de l'étude de ces carottes sédimentaires, les objectifs de ce travail de thèse sont :

1. Identifier les événements de submersion marine de haute énergie à partir d'enregistrements sédimentaires dans différentes lagunes côtières des Antilles.
2. Parmi ces dépôts, identifier ceux issus de tsunamis et faire le lien avec leur source qu'elle soit connue ou non.
3. Corréler spatialement les dépôts de tsunamis entre les différentes lagunes pour évaluer leur impact régional.
4. Établir un catalogue long terme des ouragans et tsunamis pour chaque site.

5. Discuter le lien potentiel entre la fréquence des dépôts d'ouragans et des variations climatiques.
6. Tenter de trouver des critères de distinctions entre les dépôts de tsunamis et d'ouragans.
7. Identifier des télé tsunamis passés majeurs étant susceptibles d'affecter les côtes françaises et en particulier les côtes de la Région Nouvelle Aquitaine.

2. Présentation générale

2.1. L'arc des Petites Antilles

L'arc volcanique des Petites Antilles résulte de la subduction des plaques sud et nord-américaines sous la plaque Caraïbe (Figure 2.1). Il s'étend sur 850 km depuis l'île d'Anegada (îles Vierges britanniques) au nord jusqu'à la marge septentrionale de l'Amérique du Sud. Sa convexité est tournée vers l'Est, son rayon de courbure est d'environ 450 km. Cet arc insulaire comprend du nord-ouest au sud-est, les îles Vierges britanniques et américaines, Anguilla, Saint-Martin, Saint-Barthélemy, Saba, Saint-Eustache, Saint-Christophe, Niévès, Barbuda, Antigua, Montserrat, la Guadeloupe, la Dominique, la Martinique, Sainte-Lucie, la Barbade, Saint-Vincent-et-les-Grenadines, Grenade, Tobago et Trinité (Figure 2.2). Toutes ces îles principales sont pour la plupart associées à de petits îlots habités ou non.

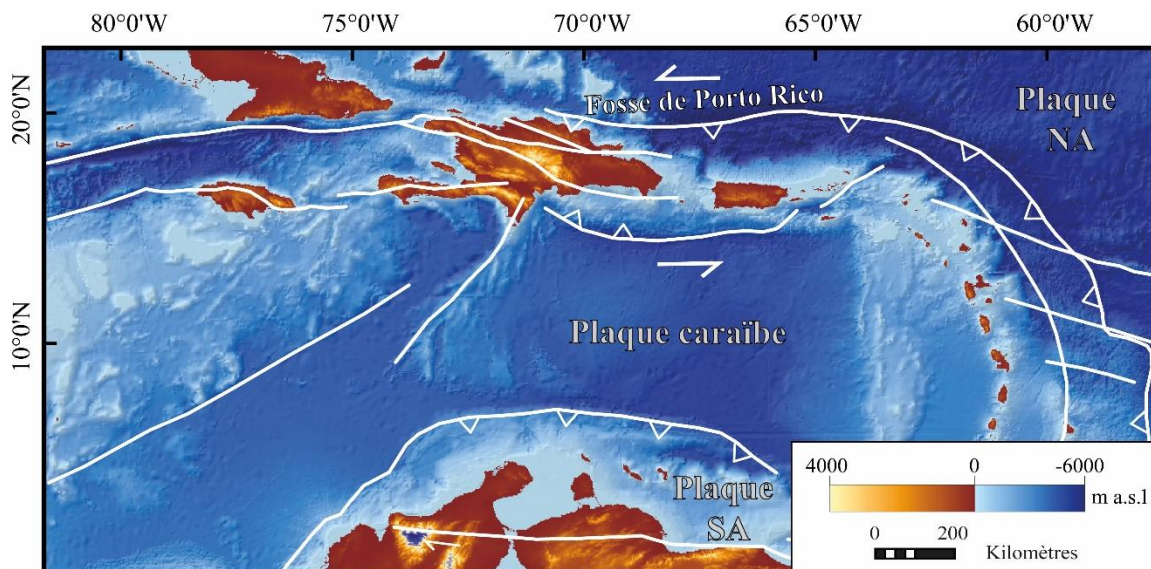


Figure 2.1. Carte de la géodynamique globale de la mer des Caraïbes avec ses principales failles, modifié d'après Biguenet et al., 2021. Plaque NA : plaque nord-américaine ; Plaque SA : plaque sud-américaine.

Le nord des Petites Antilles est divisé en deux arcs insulaires volcaniques distincts d'âges différents. La présence de ces deux arcs résulterait d'un léger déplacement du front volcanique suite au blocage momentané de la subduction probablement dû à la butée de reliefs atlantiques contre le front rigide de la plaque Caraïbe (Bouysse and Westercamp, 1988).

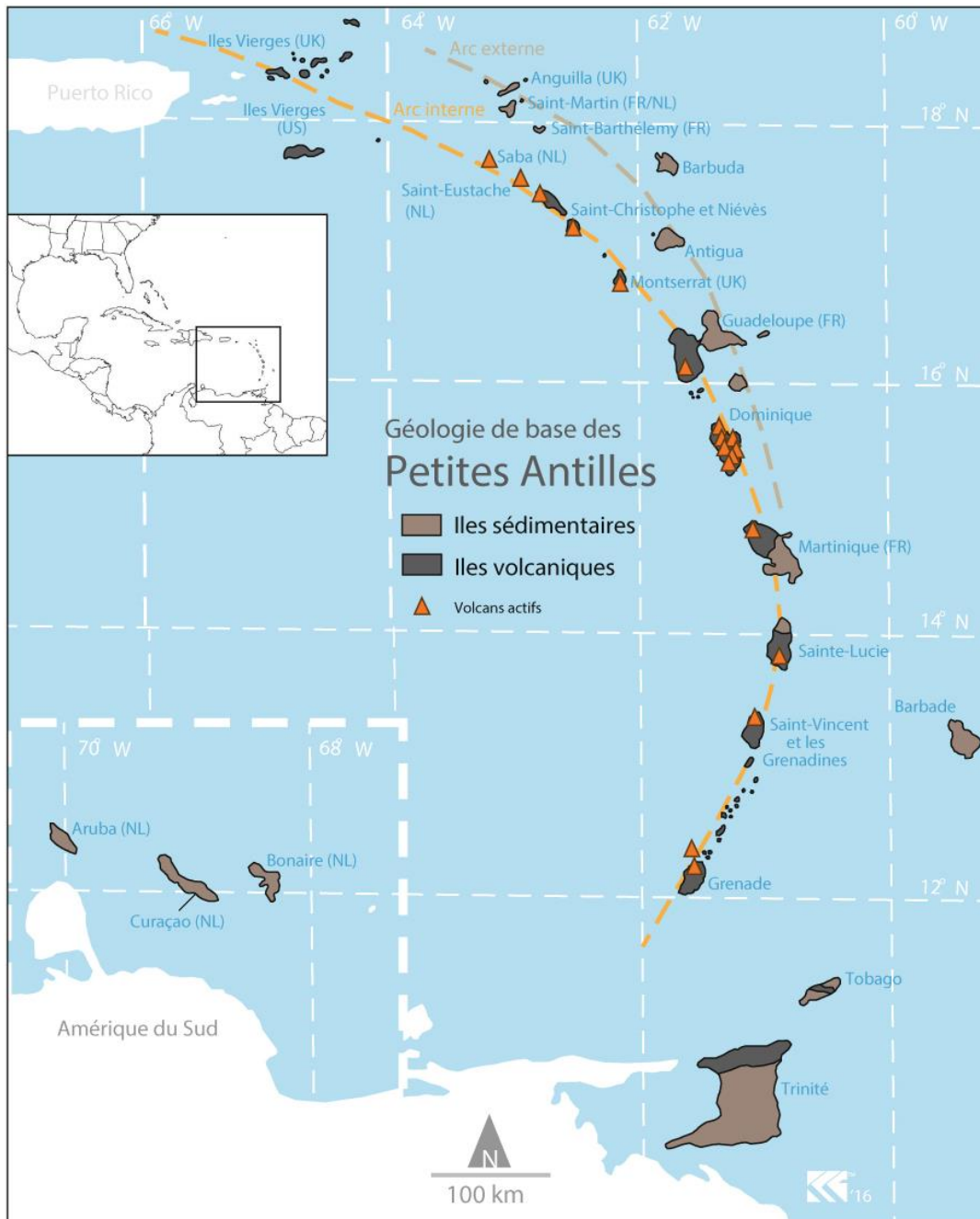


Figure 2.2. Géologie de base des Petites Antilles, illustrant les lithologies dominantes, modifié d'après Garmond et al. (2017).

L'arc interne est le plus jeune (20 millions d'années). Cet arc est constitué de nombreux volcans actifs (21), marquant le site actuel de la zone de subduction (Macdonald et al., 2000). L'arc extérieur est l'archipel le plus à l'est, avec ses 40 millions d'années, le plus ancien. Cet arc est constitué de noyaux volcaniques éteints qui ont laissé place à des récifs marins (Bouysse and Westercamp, 1988; Christman, 1953; Macdonald et al., 2000; Malfait and Dinkleman, 1972). Ces îles de l'arc externe sont donc décrites comme les îles

« sédimentaires » par opposition aux îles de l'arc interne, riches en volcans actifs, appelées « volcaniques » (Figure 2.2). Au sud de la Dominique, les arcs externe et interne sont superposés, et de nombreux volcans sont encore actifs dans les îles du-Vent.

Les « Antilles Sous-le-Vent » ou « îles ABC » (Aruba, Curaçao et Bonaire, au large de la côte nord du Venezuela) ne font pas parti de l'arc des Petites Antilles (Figure 2.2). Elles sont dépourvues de volcanisme moderne et se composent principalement de calcaires soulevés par l'orogénèse issue de la subduction de la plaque sud-américaine sous la plaque Caraïbe (Levander et al., 2006).

2.1.1. Variation du niveau marin relatif

Dans les Caraïbes, le niveau marin relatif était de 121 ± 5 m sous le niveau moyen actuel de la mer pendant le dernier maximum glaciaire, il y a 20 ka BP (Fairbanks, 1989). Le niveau marin relatif a augmenté rapidement après 15 ka BP jusqu'au début de l'Holocène (Fairbanks, 1989; Toscano and Macintyre, 2003). Le ralentissement de l'élévation absolue du niveau marin autour de 7 ka BP a rendu des facteurs régionaux (par exemple, des mouvements verticaux) dominants sur les évolutions relatives du niveau de la mer. Entre 7000 et 4000 ans BP, le niveau marin relatif a augmenté entre 1 mm/an dans l'est du bassin des Caraïbes et 2,5 mm/an dans la partie sud-ouest (Jackson, 2013).

Dans les Petites Antilles, il semblerait que le plus bas niveau marin relatif identifié pour la fin de l'Holocène était situé à $-1,4 \pm 0,5$ m à 4900 ans BP, avec une lente augmentation de $0,5 \pm 0,2$ mm/an jusqu'au niveau actuel (Khan et al 2017). Cette estimation a été menée à partir de marqueurs du niveau de la mer provenant de tapis microbiens dans les lagons côtiers d'Anguilla et Barbuda (Knowles, 2008) et de coraux *A. palmata* (Adey and Burke, 1976; Lighty et al., 1982; Macintyre et al., 1995). Depuis 1950, les marégraphes disponibles dans la région indiquent une élévation régionale du niveau de la mer à un taux moyen constant de $1,1 \pm 0,8$ mm/an (Meyssignac and Cazenave, 2012; Weil-Accardo et al., 2016).

2.1.2. Contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles

Dans une zone de subduction, la plaque chevauchante se déforme élastiquement pendant les différentes étapes du cycle sismique, en raison de son glissement sur différentes parties de l'interface entre les plaques (Figure 2.3). Pendant la période intersismique, les contraintes s'accumulent sur la partie sismogénique peu profonde du méga chevauchement, qui est verrouillée, tandis que l'interface profonde glisse de manière aismique au rythme du mouvement de la plaque (Philibosian et al., 2022). La zone proche de la fosse est entraînée vers le bas par la plaque en subduction et s'affaisse, tandis que la zone plus éloignée de la fosse remonte. Lorsque la partie verrouillée du méga chevauchement se rompt, cela génère un séisme. La zone proche de la fosse se soulève, et la zone plus éloignée de la fosse s'affaisse (Philibosian et al., 2022).

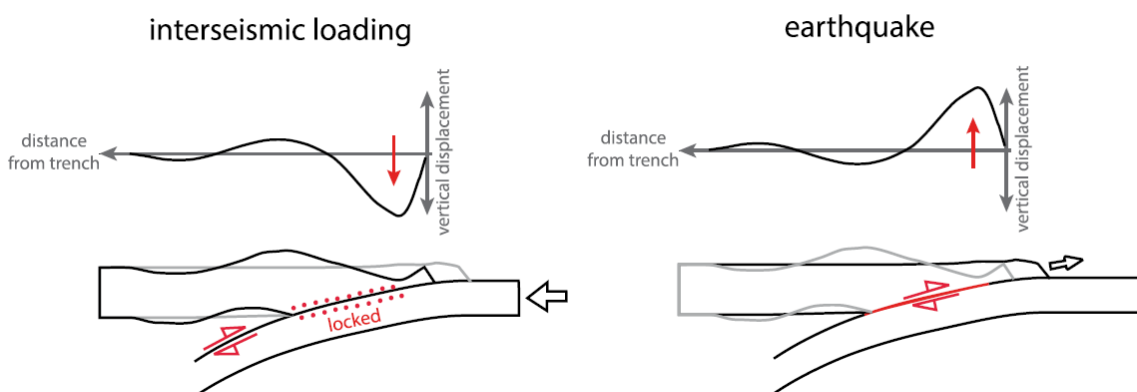


Figure 2.3. Schéma de la déformation élastique pendant les phases intersismiques et cosismiques d'un cycle de séisme de subduction (Philibosian et al 2022, d'après Savage, 1983).

Ainsi, l'étude de la distribution des mouvements verticaux dans l'arc des Petites Antilles, pourrait permettre de déduire le comportement sous-jacent de l'interface au niveau du méga chevauchement (par exemple, Leclerc et Feuillet, 2019). Les mesures géodésiques des 20 dernières années indiquent un léger affaissement, d'environ 1 à 2 mm/an, au niveau de la plupart des îles le long de la fosse, (van Rijsingen et al., 2021). Ces mesures montrent également un faible soulèvement, de moins d'un millimètre par an, au niveau des îles situées aux extrémités de l'arc (îles vierges, Anguilla, Tobago), et une subsidence pour toutes les autres îles (van Rijsingen et al., 2021). Ces données géodésiques suggèrent un très faible

couplage le long de l'interface de subduction (Calais et al., 2016; Manaker et al., 2008; Symithe et al., 2015), ce qui implique qu'actuellement aucune déformation susceptible de produire un séisme ne s'accumule à l'interface des plaques.

De plus, la subduction des plaques sud et nord-américaines sous la plaque caraïbe se produit actuellement à une vitesse de ~ 2 cm/an en direction du sud-ouest (DeMets et al., 2000), ce qui est un taux de convergence faible par rapport à la convergence lithosphérique relative en zone de subduction comme dans l'exemple de la fosse du Japon, qui se produit à la vitesse de 8,5 cm/an environ (<https://www.ipgp.fr/fr/seisme-de-sendai-japon>).

Enfin, la zone de subduction des Petites Antilles se singularise par une quasi absence de très forts séismes, comme ceux enregistrés à Sumatra en 2004, ou au Japon en 2011. La plupart des tremblements de terre destructeurs rapportés dans l'arc des Petites Antilles au cours des dernières décennies sont soit des événements crustaux peu profonds dans la plaque chevauchante, soit des événements intraplaques profonds (Feuillet et al., 2011a). La plupart des événements majeurs ($M_w > 5$), étant probablement issus des failles intraplaques au cours des siècles derniers (Feuillet et al., 2011a), ont eu lieu : en 1690 ($M \sim 8$, près de Barbuda), en 1935 ($M_w = 6,2$, près de Montserrat), en 1950 et 1961 ($M_w = 6,0$ et $M_w = 5,5$ près de Niévès et Saint-Christophe), en 1969 ($M_w = 7,5$ près de la Barbade), en 1974 ($M_w = 7,4$ entre Barbuda et Antigua), en 1985 ($M_w = 6,3$ près de Redonda, îlot appartenant à Antigua-et-Barbuda) et en 2004 ($M_w = 6,3$ près des Saintes, îlots appartenant à la Guadeloupe).

Bien qu'aucun tremblement de terre d'interface de subduction n'ait été documenté avec certitude dans les archives historiques de l'arc des Petites Antilles, deux grands séismes de magnitude 8 (11 janvier 1839 et 8 février 1843) pourraient avoir été générés à l'interface des plaques de subduction, suggérant la possibilité qu'un futur puissant séisme de méga chevauchement puisse se produire (Feuillet et al., 2011a; Hough, 2013).

De plus, une étude récente du taux de déformation verticale du 20e siècle à partir de micro-atolls coralliens dans tout l'avant-arc des Petites Antilles montre une variabilité totale de ~ 1 cm/an (Philibosian et al., 2022). Ces résultats contrastent avec ceux basés sur les données géodésiques. Le résultat majeur de cette étude est la preuve d'une accumulation de contraintes sur le méga chevauchement des Petites Antilles pendant la majeure partie du 20e siècle, en prévision d'un futur grand séisme potentiel.

Par ailleurs, les séismes géants associés aux méga chevauchements qui se sont produits au cours des deux dernières décennies en Indonésie et au Japon ont fourni de nouvelles

informations sur le comportement des zones de subduction. Ils ont remis en question le consensus classique selon lequel une faible sismicité, un faible taux de convergence ou une vieille plaque en subduction impliquent une subduction asismique (par exemple, Ruff and Kanamori, 1983). McCaffrey, (2008) a conclu qu'aucune zone de subduction ne peut être qualifiée comme asismique et incapable de générer de grands séismes sur la base de ces critères.

Il paraît donc nécessaire d'étendre la fenêtre d'investigation de la période instrumentale et historique, afin d'intégrer de plus grandes échelles temporelles et spatiales pour améliorer la compréhension du comportement sismique du méga chevauchement caribéen.

2.1.3. Risque de tsunamis dans les Petites Antilles

Si un séisme majeur associé à un méga chevauchement venait à se produire dans la zone des Petites Antilles, le plus grand danger, au-delà des dégâts directs causés par le séisme, serait la propagation d'un tsunami destructeur dans toute la région, faisant suite au tremblement de terre. Au cours de la période historique, peu de tsunamis générés par des tremblements de terre ont été rapportés dans l'arc des Petites Antilles (Engel et al., 2016; Harbitz et al., 2012; Lander et al., 2002; Zahibo and Pelinovsky, 2001a), leur origine comprenant des séismes locaux, régionaux ou lointains (Cordrie et al., 2019; Harbitz et al., 2012; Pelinovsky et al., 2004; Reid and Taber, 1920; Roger et al., 2011; Zahibo et al., 2005).

Le plus ancien tsunami historique observé dans les Petites Antilles s'est produit le **5 avril 1690 CE** à Antigua, Saint-Kitts-et-Nevis, Saint-Thomas et la Guadeloupe. Cet événement a été déclenché par un tremblement de terre d'une magnitude estimée à $M_s \sim 8,0$ (Dorel, 1981; NGDC/WDS, 2020).

Le plus important tsunami historique signalé s'est produit en **1755 CE**. Cet événement est lié au séisme majeur ($M_w = 8-9$) localisé au large et au sud-ouest de l'Algarve (Portugal) et qui a détruit Lisbonne (Portugal) le 1er novembre 1755 (Chester, 2001). Ce séisme a généré un tsunami transocéanique qui a touché les côtes de l'Espagne, du Portugal (Vigliotti et al., 2019), du Maroc (Khalfaoui et al., 2020) mais aussi des Caraïbes (Roger et al., 2011) et du nord-est du Brésil (Dourado et al., 2017). Le tsunami a été observé à 17 endroits dans le nord-est

des Caraïbes, de Bridgetown (Barbade) à Santiago de Cuba (Cuba) (NGDC/WDS, 2020), avec une hauteur maximale de vague de 6,4 m à l'île de Saba (Fuentes et al., 2017).

Le **30 novembre 1827 CE**, le port de Saint Pierre en Martinique a été frappé par un fort séisme qui a été suivi d'un tsunami 25 min plus tard (Lander et al., 2002).

Le **8 février 1843 CE**, un séisme de forte intensité ($M_s > 8,0$), s'est produit entre Antigua et la Guadeloupe (Bernard and Lambert, 1988; Feuillet et al., 2011b; Hough, 2013; Sainte-Claire Deville, 1843). Malgré sa magnitude, cet événement pourrait n'avoir déclenché qu'un petit tsunami qui n'a été observé que dans le port anglais d'Antigua et en Guadeloupe (avec une amplitude de vague de 0,5 à 1,2 m) et à Niévès (Shepherd, 1992).

Un autre tsunami historique s'est produit dans les îles Vierges britanniques le **18 novembre 1867 CE** (Reid and Taber, 1920). La vague a atteint une hauteur de 4 à 6 m selon les observations et a dépassé 10 m à la Guadeloupe, et >14 m à Sainte-Croix et Saint-Thomas (îles Vierges américaines), ce qui constitue la plus haute hauteur de tsunami documentée dans la mer des Caraïbes, bien que l'exactitude de ces hauteurs de vague n'ait pas pu être vérifiée (Lander et al., 2002; NGDC/WDS, 2020). Le tsunami a été généré par un fort tremblement de terre ($M_s \sim 7,2$), ressenti dans toutes les îles Vierges britanniques, mais l'origine de ce séisme reste mal définie (Reid and Taber, 1920; Zahibo et al., 2003).

Le profond séisme intraplaque $M_w = 7,5$ de **1969 CE** a été suivi d'un petit tsunami de 10-40 cm enregistré à la Barbade, à Antigua et à la Dominique (Shepherd, 2001; Stein et al., 1982).

Un tsunami de 10 cm a été enregistré après le séisme de Redonda (Antigua-et-Barbuda) de $M_w = 6,3$ en **1985 CE** (Lander et al., 2002).

Plus récemment, un tsunami a été généré en **2004 CE** par le séisme ($M_w 6,3$) de la faille normale des Saintes dans l'archipel de la Guadeloupe (Cordrie et al., 2019; Feuillet et al., 2011; Le Friant et al., 2008). Ce séisme a généré de petites vagues avec un runup de 2 m dans plusieurs baies des Saintes (Cordrie et al., 2019).

L'autre source potentielle de tsunamis dans les Petites Antilles est liée à l'activité volcanique de l'arc. Vingt et un volcans actifs sont présents le long de l'arc insulaire des Petites Antilles. Une activité volcanique explosive, sur terre ou sous l'eau, peut générer des tsunamis de courte durée et d'impact local. Ils peuvent être déclenchés par des coulées pyroclastiques, des lahars ou des avalanches de débris entrant dans l'océan (Pararas-Carayannis, 2004). Le

volcan sous-marin Kick 'em Jenny, qui se trouve actuellement à environ 150 m sous la surface de l'eau au large des îles Grenadines, représente actuellement le plus grand danger. Onze éruptions ont été enregistrées depuis 1939 CE, qui ont déclenché plusieurs tsunamis locaux (Pararas-Carayannis, 2004; Smith and Shepherd, 1995). Un effondrement majeur d'un dôme de lave du volcan de Montserrat en 2002 CE a également engendré un tsunami local, dont la hauteur de vague aurait atteint environ 4 m sur l'île (Pelinovsky et al., 2004, Boudon et al., 2007). L'île de la Dominique abrite neuf volcans actuellement actifs, qui connaissent périodiquement des éruptions mineures. Cependant, aucune éruption importante n'a été enregistrée sur l'île depuis que les Européens ont commencé à explorer les Caraïbes, dans les années 1600 CE. Plus au sud, on trouve des volcans actifs en Martinique, à Sainte-Lucie, à Saint-Vincent et à la Grenade (Le Friant et al., 2015). Là encore, les éruptions sont rares (Garmon et al., 2017). Finalement, le nombre réduit de tsunamis liés à l'activité volcanique de l'arc, ainsi que leur propagation sur des faibles distances, montre que le risque tsunami associé à cet aléa est faible par comparaison avec celui des tsunamis issus de tremblement de terre dans les Petites Antilles.

2.1.4. Risque d'ouragans dans les Petites Antilles

L'arc des Petites Antilles est situé en zone tropicale, sous l'influence des alizés. La plupart des précipitations dans la région se produisent au cours de la "saison humide" qui s'étend de Juin à Novembre (Garmon et al., 2017). Les températures annuelles fluctuent très peu, avec des moyennes approximatives allant d'un minimum de 22°C à un maximum de 29°C (Chenoweth and Divine, 2008). Des variations climatiques régionales se sont produites dans cette région au cours de l'Holocène. Ainsi, une période de réduction des précipitations et d'augmentation de l'aridité aurait eu lieu dans la quasi-totalité des Caraïbes entre 3200 et 1500 ans BP (Bertran et al., 2004; Burney et al., 1994; Hodell et al., 1991; Kjellmark, 1996; Malaizé et al., 2011). Une deuxième période de précipitation minimum se serait produite pour les Caraïbes au début du petit âge glaciaire (LIA), c'est-à-dire entre 1450-1900 CE et 500-50 BP. Au cours du LIA, les Caraïbes ont connu une période d'aridité ainsi qu'un changement de la température de surface de la mer atteignant 3°C en dessous de la température actuelle (Hodell et al., 2005).

Pendant la saison humide, les températures élevées de l'atmosphère et de la surface de la mer (SST) au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest et des îles du Cap-Vert (à des latitudes de 10-15° N), combinées à la diminution des vents de cisaillement, favorisent le développement de cyclones tropicaux qui se dirigent vers l'arc antillais. Les îles des Petites Antilles sont frappées par un ouragan tous les 2 ans environ (Knapp et al., 2018, 2010), constituant ainsi le principal aléa de la région. La fréquence, l'intensité et la trajectoire de ces événements varient d'une année à l'autre (Garnier et al., 2015). L'exposition aux ouragans est en moyenne plus importante dans les îles du nord par rapport à celles du sud de l'arc (Audoin, 2012). Sur le long terme, la fréquence, intensité et trajectoire des ouragans sont influencés par des oscillations climatiques régionales telles que l'oscillation australe El Niño (ENSO) (Jury et al., 2007 ; Donnelly et al., 2007), l'Oscillation Multi décennale Atlantique (AMO) (Burn et al., 2016) ou la variation de la position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Van Hengstum et al., 2014). Il a été proposé que lorsque l'ITCZ migre plus au nord, les vents de cisaillements verticaux diminuent dans la zone de développement des ouragans dans l'Atlantique, ce qui facilite la formation d'ouragans intenses. En outre, la position de l'ITCZ peut également moduler les trajectoires des ouragans dans le temps. Baldini et al. (2016) proposent que pendant les périodes de refroidissement, le déplacement de l'ITCZ vers le sud permet une trajectoire est-ouest des ouragans vers le sud des Caraïbes. En revanche, pendant une période de réchauffement, l'ITCZ se déplace vers le nord, ce qui décalerait alors la trajectoire de l'ouragan vers le nord-est des Caraïbes.

Depuis la seconde moitié du 20^e siècle, la fréquence moyenne des ouragans passant dans l'arc des Petites Antilles est restée relativement homogène, avec 29 événements atteignant ou dépassant la catégorie 1 sur l'échelle de Saffir-Simpson sur la période 1940-1979 et 32 pour la période 1980-2019 (Historical Hurricane Tracks, 2022). Toutefois, on observe une augmentation significative des ouragans de plus forte intensité (catégorie 4-5) au cours des dernières décennies. Parmi ces événements majeurs, l'ouragan Irma (septembre 2017) a été l'un des plus puissants jamais enregistré dans l'océan Atlantique (Cangialosi et al., 2018), ravageant certaines îles et faisant de nombreuses victimes. Au cours de la période 1940-1979, 55% des ouragans passant dans l'arc antillais étaient de catégorie 4 ou 5. Sur la période de 1980 – 2019, ce chiffre est passé à 63% (Historical Hurricane Tracks, 2022). Ce résultat est cohérent avec les observations de Bhatia et al. (2019) pour l'océan Atlantique et pourrait

suggérer que les Petites Antilles seront de plus en plus exposées aux risques d'ouragans de forte intensité à l'avenir.

Pour mieux définir les risques liés aux aléas naturels dans l'arc des Petites Antilles, il est essentiel de déterminer leur fréquence et leur intensité. Les archives instrumentales et historiques sont d'une importance capitale pour atteindre ces objectifs, mais le catalogue historique des Petites Antilles est assez court, puisqu'il débute avec l'arrivée des européens, il y a 500 ans environ. Or, les modèles de fréquence des méga tsunamis impliquent des temps de retour de l'ordre de 500 ans (par exemple, Jankaew et al., 2008 ; Brill et al., 2012) ou même 800-1000 ans (par exemple, Minoura et al., 2001 ; Sawai et al., 2012) pour les tsunamis les plus importants le long des principales zones de subduction.

Il est donc nécessaire d'étudier des enregistrements géologiques permettant d'établir des séries temporelles plus longues, remontant à des centaines voire des milliers d'années, afin d'établir la récurrence à long terme des aléas naturels (par exemple, Atwater, 1987; Jankaew et al., 2008; Nanayama et al., 2003; Scileppi and Donnelly, 2007; Woodruff et al., 2009). Ainsi, l'étude d'archives sédimentaire devrait permettre d'identifier et dater des dépôts de tsunamis majeurs générés par des tremblements de terre, et d'évaluer le temps de récurrence de ce type d'événement dans l'arc des Petites Antilles. L'étude de ces mêmes archives sédimentaires devrait également permettre de caractériser et dater des dépôts issus d'ouragans dans le but d'établir la fréquence à long terme pour ces événements et également de faire le lien avec les variations climatiques.

2.2. Enregistrement des tsunamis et ouragans par les archives sédimentaires

Dans cette partie, nous présentons comment le passage d'ouragans et de tsunamis peut être enregistré dans les archives sédimentaires. Pour se faire, nous allons d'abord présenter les mécanismes à l'origine de ces deux phénomènes. Ensuite, nous allons montrer les types de dépôts sédimentaires que ces événements peuvent générer. Nous discuterons enfin des différents critères établis pour la distinction de dépôts associés au ouragan et tsunamis.

2.2.1. Mécanismes à l'origine des tsunamis

Un tsunami est défini comme " un ensemble d'ondes océaniques causées par toute perturbation importante et abrupte de la surface de la mer " induite par une déformation verticale subaquatique de la lithosphère lors de tremblements de terre, de glissements de terrain sous-marins ou subaériens, d'une activité volcanique explosive ou d'impacts de météorites (Bernard et al., 2006). Une fois généré, un tsunami se propage en pleine mer sous la forme d'un train d'ondes, composé généralement de trois à six vagues. Il se caractérise par une très grande longueur d'onde, allant d'environ 50 à 300 km selon le mécanisme générateur. Les périodes des vagues de tsunami vont généralement de la minute à la dizaine de minutes et peuvent dépasser 1h. Contrairement aux vagues océaniques qui sont des ondes courtes et ne mettent en mouvement que les couches superficielles de l'océan, les ondes d'un tsunami sont des ondes longues qui mettent en mouvement la totalité de la tranche d'eau océanique. Ainsi, lors de sa propagation, la célérité des vagues de tsunami dépend de la profondeur de la colonne d'eau : elle est égale à la racine carrée du produit de l'accélération de la pesanteur par la profondeur. Cela implique que la vitesse d'une vague de tsunami diminue considérablement lorsqu'elle passe de la mer profonde à un plateau continental ou à une île volcanique, allant de 600-1000 km/h en mer profonde (pour une profondeur de 3 à 8 km) à 50 km/h dans les zones littorales (pour une profondeur de 20 m). Près du rivage, l'énergie est concentrée dans le sens vertical en raison de la diminution de la profondeur et dans le sens horizontal en raison du raccourcissement de la longueur d'onde dû au ralentissement des vagues. Ainsi, la période et vitesse des ondes diminue mais leur amplitude augmente. Un tsunami d'à peine un mètre de hauteur en plein océan peut donc s'élever à des dizaines de mètres en atteignant le littoral, en fonction de la bathymétrie de la zone et du mécanisme à l'origine de sa formation.

Les tremblements de terre dans les méga chevauchements des zones de subduction et des failles normales le long des fosses océaniques sont les principales sources de déclenchement des tsunamis de grande échelle (Engel et al., 2020). Dans une zone de subduction, lorsque les contraintes qui s'exercent sur le méga chevauchement dépassent la résistance du couplage, un glissement instantané provoque un tremblement de terre qui irradie les ondes sismiques dans les zones environnantes, et génère des déformations crustales dans la plaque supérieure. Cette déformation induit généralement un mouvement

vertical du plancher océanique, déplaçant la masse d'eau qui s'y trouve. Les changements du niveau de la mer, qu'il s'agisse d'une élévation ou d'un affaissement, se propagent aux zones adjacentes sous la forme d'un tsunami. L'amplitude initiale du tsunami est à peu près proportionnelle à la déformation verticale du plancher océanique et ne peut pas dépasser de manière significative le mouvement vertical absolu de la rupture (Okal and Synolakis, 2004). La hauteur initiale de la vague dépend donc de la taille du rejet vertical lors de la rupture de la faille. Théoriquement, seul un tremblement de terre de magnitude supérieure ou égale à 8 peut former une vague capable de créer des impacts côtiers identifiables, en se basant sur la hauteur initiale de la vague (en général de au moins 1 à 2 m d'amplitude), de l'atténuation de l'amplitude avec la distance et de la hauteur minimale estimée de la vague nécessaire pour atteindre la côte (Dawson and Stewart, 2007). Parallèlement, si l'amplitude des vagues d'un tsunami provoqué par un séisme est limitée, la longueur généralement importante de la rupture de la faille (jusqu'à 1500 km) donne lieu à des vagues de basse fréquence, de grande longueur d'onde et de longue période. Ainsi, cette grande longueur d'onde permet aux ondes d'être moins atténuées avec la distance et peuvent traverser de grandes distances, pouvant former des télé-tsunamis qui parcourent des océans entiers. Récemment, deux tsunamis ravageurs de ce type se sont produits. Le tsunami de 2004 dans l'océan Indien, qui a été généré par un séisme de subduction de magnitude $M_w=9.0$ situé à 160 km à l'ouest de Sumatra. Les vagues ont atteint 10 à 30 m de haut le long des côtes d'Indonésie et de Thaïlande (Wang and Liu, 2006). Quelques années plus tard s'est produit le tsunami de 2011 de Tohoku-Oki (Japon). Ce tsunami a montré des vagues atteignant environ 10 m, et inondant les terres sur plus de 5 km dans la plaine de Sendai. Il a été généré par un séisme de subduction provoqué en mer à l'est du Japon, avec une magnitude de $M_w= 9.0$ (Sugawara and Goto, 2012).

Les glissements de terrain sont fréquents sur les pentes du plateau continental, les canyons et les éventails sous-marins, les fjords, les deltas de rivières actives, les îles volcaniques et les marges actives telles que les zones de subduction (Tappin, 2010). Les glissements de terrain déplacent un énorme volume de sédiments et de roches ce qui va entraîner la masse d'eau et modifier la bathymétrie locale, déclenchant un tsunami. Lors d'un tsunami de ce type, la vague initiale est proportionnelle à la taille de la masse glissée (épaisseur et volume) et à la vitesse du glissement (Masson et al., 2006). Ainsi, plus la masse glissée est importante, plus la vague sera haute. Cependant, une vague associée à un tsunami induit par un glissement de terrain s'atténue généralement rapidement et perd la majeure

partie de son amplitude en quelques dizaines de kilomètres. Ainsi, les tsunamis provoqués par des glissements de terrain peuvent être très dévastateurs dans le champ proche mais ont un impact très faible dans le champ lointain (Okal and Synolakis, 2004). La vague de tsunami la plus haute jamais observée correspond au tsunami de la baie de Lituya (Alaska) en 1958, avec un run-up atteignant 520 m. Ce tsunami a été généré par un éboulement dû à une rupture en masse d'un flanc de l'entrée du fjord (Miller, 1960).

Les tsunamis volcaniques sont déclenchés par des séismes volcano-tectoniques, des effondrements d'édifices volcaniques, des coulées pyroclastiques, des explosions sous-marines et des ondes de choc. Ils sont moins fréquents que les tsunamis sismiques (Paris, 2015). Un exemple dévastateur de ce type de tsunami est le tsunami lié à l'éruption du Krakatau de 1883, généré par un effondrement de la caldeira, provoquant des vagues d'une hauteur de 40 m (Choi et al., 2003; Mader and Gittings, 2006). Les tsunamis issus d'activités volcaniques, comme ceux issus de glissement de terrain sont généralement caractérisés par une zone de génération de tsunami plus petite que celle des tsunamis issus de tremblements de terre et les zones affectées par ces tsunamis restent proches de la source du tsunami (Engel et al., 2020).

Le dernier processus géophysique susceptible de déclencher des tsunamis est l'impact océanique d'objets extraterrestres. Étant donné que l'on ne dispose pas d'observations historiques ou modernes de tels événements, les processus associés à la génération et à la propagation des tsunamis ont principalement été étudiés au moyen d'expériences en laboratoire (Gault and Sonett, 1982) et de modélisation numérique (par exemple, Crawford and Mader, 1998). En outre, la recherche géologique sur les cratères d'impact et les dépôts sédimentaires des sites environnants fournit des données cruciales pour reconstituer les processus des vagues de tsunami induites par l'impact (par exemple, Goto et al., 2008). Un exemple célèbre est le tsunami généré par l'impact de la météorite de Chicxulub, qui a touché la péninsule du Yucatan dans le sud du Mexique, générant des vagues de tsunami estimées entre 50 et 100 m sur la côte du Texas, à près de 1000 km du cratère (Bourgeois et al., 1988).

2.2.2. Mécanismes à l'origine des ouragans

Contrairement aux tsunamis, les ouragans sont générés par des processus météorologiques. Les cyclones tropicaux (appelés ouragan en Atlantique, typhon dans la

partie ouest du Pacifique, et cyclone en océan Indien) correspondent à un système dépressionnaire prenant généralement forme dans la zone intertropicale des océans, à partir d'une perturbation atmosphérique. Les conditions nécessaires permettant son évolution de dépression, à tempête tropicale puis ouragan nécessitent plusieurs paramètres. D'abord la dépression doit être continuellement alimentée en énergie, grâce à l'évaporation des eaux chaudes de surface (au moins 26°C, Zehnder, 2022). Ensuite, la formation de puissants mouvements convectifs est maintenue grâce à des grands mouvements verticaux, qui peuvent se développer en l'absence de vents de cisaillement. Les cyclones tropicaux sont capables de générer des basses pressions (jusqu'à 900hPa), des vents très forts (pouvant dépasser 300 km/h), d'abondantes précipitations et une élévation temporaire du niveau marin ou surcote (Cangialosi et al., 2018). L'échelle de Saffir-Simpson permet de catégoriser l'intensité des ouragans en fonction de la vitesse des vents, des dégâts possibles, de la pression barométrique et de l'augmentation du niveau de la mer (Nicholls, 2007). Elle comprend 5 catégories :

- 1 : vents de 119 à 153 km/h ; dégâts mineurs à moyens.
- 2 : vents de 154 à 177 km/h ; gros dommages en bord de mer ; arbres arrachés.
- 3 : vents de 178 à 209 km/h ; graves dégâts aux petites constructions en bord de mer ; toits arrachés.
- 4 : vents de 210 à 250 km/h ; graves dégâts sur la côte et à l'intérieur.
- 5 : vents supérieurs à 251 km/h ; phénomène rare qui peut faire s'effondrer des immeubles.

A l'approche des côtes, les cyclones tropicaux sont à l'origine d'ondes de tempêtes ou surcotes, qui peuvent atteindre plusieurs mètres (Blake et al., 2007; Das, 1972; Dietrich et al., 2010; Karim and Mimura, 2008). La surcote correspond à une augmentation anormale et temporaire du niveau marin près de la côte pouvant entraîner l'inondation des zones côtières. Plusieurs mécanismes simultanés sont à l'origine des surcotes : la chute de pression atmosphérique qui implique une élévation du plan d'eau, le vent qui pousse les masses d'eau vers la côte et les vagues qui déferlent à la côte (Chaumillon et al., 2017).

Ainsi lors d'un ouragan, la pression atmosphérique est plus basse que la pression normale (1 013 hPa), ce qui induit une élévation du niveau marin. Il s'agit de l'effet baromètre inverse, qui explique que chaque perte de hPa atmosphérique implique une augmentation de

1 cm du niveau marin (Doodson, 1924). De plus, les vents générés lors d'un ouragan appliquent une force sur la surface de l'eau, déplaçant les masses d'eaux superficielles vers la côte, ce qui contribue à la surcote. Dans l'hémisphère nord, les masses d'eaux sont poussées vers la droite (à 90°) par rapport au sens de déplacement du vent, à cause de la force de Coriolis. Enfin, le vent génère également des vagues de courte longueur d'onde et de période comprise entre la seconde et de la dizaine de secondes, qui vont déferler sur les côtes, rajoutant parfois des dizaines de centimètres à la surcote (Bertin et al., 2015). Le run-up des vagues, qui correspond à l'altitude maximale atteinte par la vague après son déferlement, varie en fonction de la hauteur des vagues et la morphologie de la plage (Bertin et al., 2015). Les ondes infra-gravitaires, qui correspondent aux ondes plus longues (25 s à 15 min) associées à la présence de groupes d'ondes courtes incidentes, peuvent également contribuer aux inondations lors des tempêtes (Baumann et al., 2017a; Chaumillon et al., 2017). Par exemple, Roeber and Bricker (2015), ont montré que ce processus était dominant dans l'inondation de la ville de Tacloban lors du super-typhon Haiyan en 2013.

Dans les régions à fort coefficient de marée, l'occurrence d'ondes de tempête en période de marée de vive-eau peut être très dévastatrice si la surcote se produit en phase avec une marée haute de vive eau. Ce phénomène peut entraîner l'inondation de zones de faible altitude très éloignée de la côte, comme lors de la tempête Xynthia en 2010 (Baumann et al., 2017b; Breilh et al., 2013). Dans le cas des régions microtidales, le phasage entre le pic de la surcote et la marée haute ne change pas de manière significative les conséquences en termes de submersion marine (Breilh, 2014).

2.2.3. Comment identifier l'enregistrement sédimentaire d'une submersion marine dans les lagons côtiers ?

Lorsque les vagues du tsunami atteignent le littoral, la zone côtière est temporairement inondée au cours d'un ou de plusieurs événements d'uprush (vagues entrantes). Cette phase d'inondation est suivie de la phase de backwash, au cours de laquelle l'eau retourne dans son bassin d'origine. Lors d'un ouragan, trois principaux mécanismes d'inondation peuvent se produire simultanément lors d'une submersion : l'inondation ou débordement, le franchissement par paquet de mer (ou overwash) et la rupture de la barrière (Figure 2.4) (Chaumillon et al., 2017). Ces trois phénomènes peuvent également se produire lors des

phases d'uprush des tsunamis, mais le nombre de vagues est beaucoup plus limité que pendant un ouragan.

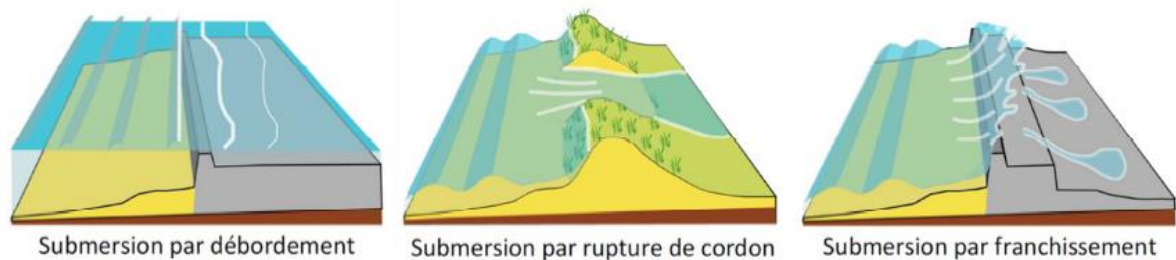


Figure 2.4. Différents modes de submersion marine (Cariolet 2011).

Ces submersions peuvent atteindre les lagunes côtières qui peuvent alors enregistrer ces événements de haute intensité. Les lagunes côtières sont des plans d'eau peu profonds fermés ou semi fermés où l'énergie hydrodynamique est plus faible que dans l'océan ouvert. Elles sont séparées de la mer par une barrière qui comprend l'avant-plage, la plage et la dune, et qui est constituée en général par du sable. La hauteur de la barrière sableuse va jouer un rôle important dans le dépôt de sédiments issus de submersions marines. En effet, une barrière haute de plusieurs mètres ne laissera passer que les vagues de forte énergie, issues de tsunamis ou ouragans, capable de dépasser, voir détruire localement la barrière. L'identification des dépôts issus de ces submersions marines dans les sédiments des lagunes côtières permet de retracer le passage d'ouragans ou de tsunamis connus ou non des archives historiques.

Lors d'un événement de submersion de haute énergie tel qu'un tsunami ou un ouragan, les différentes vagues vont éroder les sédiments de la barrière. Une partie des sédiments érodés de la barrière va éventuellement se déposer dans la lagune et produire des couches (ou des lits) de sédiments plus grossiers par rapport à la sédimentation fine normale de faible énergie que l'on trouve dans la lagune (Morton et al., 2007). De manière générale, ces dépôts peuvent se présenter sous la forme d'un seul banc sableux (par exemple, Liu and Fearn, 1993), ou se composer de plusieurs bancs superposés, qui illustrent plusieurs phases d'un même événement de submersion (Baumann et al., 2017a). Ils présentent également souvent une base érosive, illustrant un transport énergétique (Morton et al., 2007). Si ces dépôts sont peu épais (quelques millimètres à centimètres), ils sont décrits comme des dépôts

discrets (Chaumillon et al., 2017). Leur faible épaisseur empêche généralement l'observation de structures internes. Lors d'une submersion marine de type tsunami ou ouragan, la distance de pénétration du sédiment à l'intérieur des terres dépend de l'intensité des vagues, de la topographie locale (pente) et la rugosité du sol (Sato et al., 1995). Dans la lagune, l'épaisseur des dépôts de tempêtes ou de tsunamis va donc diminuer généralement en s'éloignant de la ligne de rivage selon un transect crosshore. En dehors de leur granulométrie plus grossière, les dépôts de submersion de haute énergie contrastent avec les sédiments lagunaires par leur composition géochimique (par exemple, Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff et al., 2011; Minoura and Nakaya, 1991; Sabatier et al., 2010; Sabatier et al., 2012). La mise en évidence de l'origine marine des dépôts de submersion est obtenue par l'observation d'enrichissement en calcium (Ca), strontium (Sr) et magnésium (Mg) dans les dépôts de tsunamis ou ouragans, puisqu'ils signent la présence de carbonates et de coquilles de bivalves, gastéropodes, foraminifères, diatomées et ostracodes dans les sédiments (Croudace and Rothwell, 2015). Cependant, l'utilisation de ces éléments est efficace seulement si les sédiments lagunaires ne sont pas également riches en ces éléments. Un autre moyen de mettre en évidence l'origine marine de ces dépôts est l'observation des foraminifères benthiques dans les archives sédimentaires. Il s'agit d'organismes unicellulaires rhizopodes de la classe des « Foraminifera », de petite taille (généralement inférieures à 500 μm). Les espèces sont classées en fonction de la nature et morphologie de leur test (coquille) qui est formée à partir des minéraux dissous disponibles dans l'eau (calcite et rarement silice) ou de débris agglutinés. Ces organismes occupent différents types de milieux marins, depuis les zones intertidales jusqu'aux fosses les plus profondes de l'océan (Murray, 2006). Les formes benthiques vivent dans ou sur le fond marin (Murray, 2006) et leur répartition dans l'environnement est relative aux conditions environnementales (température, salinité, hydrodynamisme, nature du substrat) (Murray, 2006). Ainsi, certaines espèces vont se localiser dans les zones peu profondes à fort hydrodynamisme et d'autres dans des zones plus profondes et calmes. Lors d'une submersion marine, des espèces de foraminifères marins vont être transportées et déposées dans la lagune. Ces espèces marines vont contraster avec l'assemblage d'espèces vivant habituellement dans la lagune. L'identification d'espèces marines dans des couches sédimentaires déposées dans des lagunes côtières atteste de l'origine marine de ces niveaux (Bahlburg and Weiss, 2007; Mamo et al., 2009). L'identification de dépôts de submersion marine de haute énergie dans les lagunes côtières peut être rendue difficile en raison de leur

perturbation lors de processus post-dépôts. Les principaux processus sont l'érosion, la compaction des dépôts et la bioturbation (Spiske et al., 2019). Ils peuvent entraîner une disparition, une réduction de l'épaisseur, ou une discontinuité latérale des dépôts de submersion. Les structures sédimentaires peuvent être modifiées voire supprimées. Les lagunes côtières situées dans des zones urbanisées peuvent également subir des modifications anthropiques, rendant l'identification des submersions marines impossibles.

Finalement de nombreux critères attestent de l'origine marine allochtone des dépôts de submersion marine de haute énergie dans les lagunes côtières. Cependant, ces submersions et les dépôts qu'elles engendrent peuvent être issus d'ouragans ou de tsunamis. Il est donc primordial de réussir à distinguer les dépôts issus de ces deux mécanismes de submersion.

2.3. Comment distinguer les dépôts d'ouragans et de tsunamis dans les enregistrements sédimentaires côtiers

La distinction entre les dépôts de tsunamis et d'ouragans repose sur de nombreux critères sédimentologiques, géochimiques, ou encore micropaléontologiques. Les dépôts de d'ouragans et de tsunamis seront examinés successivement.

Les dépôts d'ouragans sont étudiés en paléotempestologie, le domaine scientifique qui étudie l'activité des ouragans passés, principalement à partir d'archives sédimentaires (Liu, 2004). La paléotempestologie est une discipline assez jeune (Liu and Fern, 1993). Depuis les années 1990, la paléotempestologie s'est développée dans le Golfe du Mexique, les Caraïbes et la côte Est des Etats-Unis (Donnelly et al., 2001, 2004, 2015; Donnelly and Woodruff, 2007a; Lambert et al., 2008; Liu and Fearn, 1993; Scileppi and Donnelly, 2007; Scott et al., 2003; Wallace et al., 2014), le Pacifique (Goff et al., 2000; Hayne and Chappell, 2001; Nott, 2004; Nott et al., 2009; Woodruff et al., 2009; Zhou et al., 2019), ainsi que le long des côtes méditerranéennes (Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2016, 2011; Khalfaoui et al., 2020; Raji et al., 2015; Sabatier et al., 2012, 2008).

Dans les lagunes côtières deux principaux types de dépôts sont mis en place lors de submersions marines produites par des tempêtes ou des cyclones tropicaux : les cônes de tempête (washover fans) et les dépôts discrets (Chaumillon et al., 2017). Les cônes de

tempêtes peuvent se former sous l'action répétitive des vagues, érodant le cordon sableux et provoquant le transport et le dépôt de matériel souvent sableux (Hudock et al., 2014) et laminé (Baumann et al., 2017b) dans le domaine rétro littoral ou dans les lagunes. Ces dépôts ont une morphologie souvent lobée (Donnelly et al., 2004). L'extension horizontale de ces dépôts sableux dépend de différents facteurs, comme l'intensité et la durée de la tempête, la hauteur des vagues associées à la surcote, le coefficient de marée, la direction du vent par rapport à la barrière, l'épaisseur de la barrière et la quantité de sable disponible, la morphologie de la lagune ainsi que la succession de plusieurs événements extrêmes durant une courte période (Matias et al., 2008; Scileppi and Donnelly, 2007). Le granoclassement dans les dépôts de washover est souvent normal (Andrews, 1970; Leatherman and Williams, 1983; Phantuwongraj et al., 2013; Sedgwick and Davis, 2003; Spiske and Jaffe, 2009; Wang and Horwitz, 2007), car il reflète une diminution progressive de l'énergie des vagues durant la submersion (Morton et al., 2007). Un granoclassement inverse peut être observé également (Leatherman and Williams, 1983; Sedgwick and Davis, 2003), mais reste plus rare (Morton et al., 2007). Ces dépôts ont tendance à présenter de nombreuses laminations parallèles et croisées et des rides grimpantes (climbing ripples). La plupart des dépôts de tempête ou cyclone tropical trouvés dans les lagunes côtières sont des dépôts discrets (Figure 2.5.). Ces dépôts de quelques millimètres à centimètres sont souvent sableux, avec une base érosive.

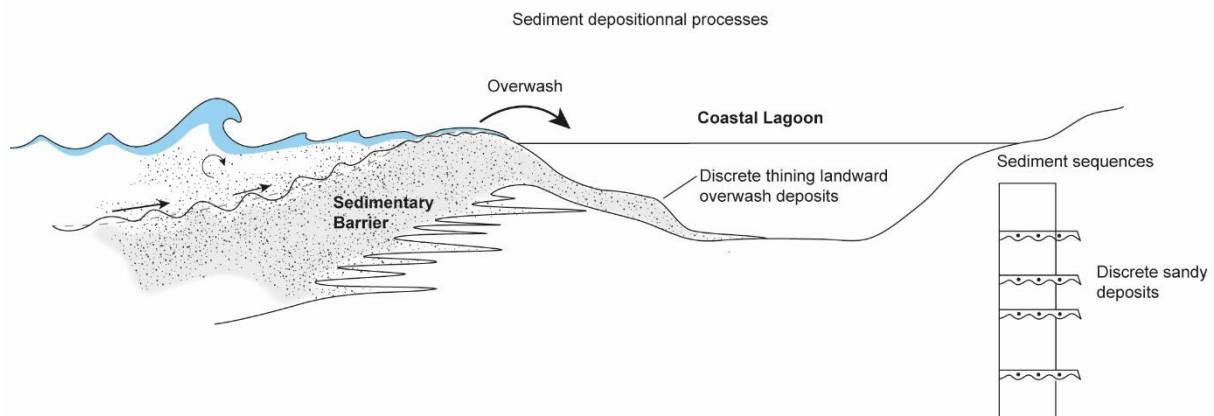


Figure 2.5. Processus de dépôt des cyclones tropicaux dans les lagunes côtières et séquence sédimentaire associée aux cyclone tropicaux dans les systèmes de lagunes côtières, modifié d'après Sabatier et al., (2022).

L'identification des dépôts de tsunamis dans l'environnement sédimentaire côtier est un défi et a évolué comme une sous-discipline de la sédimentologie au cours des 30 dernières années. L'étude des traces sédimentologiques déposées par les tsunamis est relativement

récente puisqu'elle a été initiée dans les années 1980, principalement par les contributions de Atwater (1987), sur la côte ouest américaine, Dawson et al. (1988), à l'ouest de la Norvège et Long et al. (1989), dans l'est de l'Écosse. Les premières études dans les lagunes côtières sont apparues dans les années quatre-vingt-dix au Japon (Minoura et al., 1994) et sur l'île de Vancouver (Hutchinson et al., 1997), et des exemples plus récents incluent des lagunes côtières le long des zones de subduction Japon-Nankai (Baranes et al., 2016), Cascadia (Kelsey et al., 2005), Chili (Kempf et al., 2015), Petites Antilles (Fuentes et al., 2017) ainsi que des tsunamis de l'océan Indien au Sri Lanka (Jackson et al., 2014). Étant donné les longs intervalles de récurrence des tsunamis issus de séismes de plus grande magnitude, la pertinence de ces enregistrements pour prolonger potentiellement les enregistrements instrumentaux et historiques est reconnue, et ils peuvent également fournir des informations importantes sur les caractéristiques des vagues extrêmes. Plusieurs revues ont déjà été publiées, exposant en détail les caractéristiques des dépôts de tsunamis onshore et leurs proxies (Bourgeois, 2009; Chagué-Goff et al., 2017, 2011; Costa et al., 2021; Dawson and Stewart, 2007; Engel et al., 2020, 2016; Sabatier, 2022; Shanmugam, 2012).

Le consensus actuel semble montrer différents critères d'identification des dépôts de tsunamis dans les lagunes côtières. Tout d'abord, ces dépôts montrent typiquement un contact basal érosif net. Dans la partie basale du dépôt, on trouve également parfois des clastes d'arrachement de sédiments lagunaires fins (rip-up clasts) dans une matrice de sable/gravier (Figure 2.6) (par exemple, Kortekaas and Dawson, 2007; Phantu Wongraj and Choowong, 2012). Morton et al. (2007) ont montré que les dépôts de cyclone tropicaux ne présentent généralement pas de rip-up clasts à cause de la turbulence et de l'agitation vigoureuse et prolongée des vagues de tempête, qui désagrège et disperse les clastes. La base du dépôt peut contenir aussi des graviers et des coquilles imbriquées qui indiquent le sens des courants lors de la mise en place du dépôt (Goff et al., 2001). Les dépôts de tsunamis sont généralement formés de lits massifs granoclassés ou non, qui présentent une granodécroissance vers le haut du dépôt, allant du sable (parfois même du gravier) à la boue fine au sommet, (par exemple, Figure 2.6 ; Kelsey et al., 2005; Kempf et al., 2015; Kusumoto et al., 2018). La boue fine au sommet constitue un drapé vaseux (« mud-draps »), déposé à partir des particules remise en suspension, lorsque les vitesses de transport sont nulles (Scheffers et al., 2005). Dans une lagune côtière déjà saumâtre, la présence d'eau marine salée

ne peut pas être un critère d'identification de dépôt de tsunami. Néanmoins, l'origine terrestre de dépôts et la présence de débris de végétaux terrestres peut être le principal indicateur d'un dépôt de tsunami, surtout pour les dépôts de backwash (Riou et al., 2020). Enfin, les foraminifères benthiques des dépôts de tsunamis peuvent montrer des assemblages d'espèces composés d'un large éventail de zones sources, provenant du plateau interne jusqu'aux débris continentaux (Milker et al., 2013; Sugawara et al., 2009; Switzer and Jones, 2008). A l'inverse les dépôts de tempêtes/ouragans ne montreraient théoriquement pas d'espèces vivant au-delà du nearshore, puisque les ondes de tempêtes n'atteignent pas de profondeurs au-delà de cette zone. Cependant, il est nécessaire de bien connaître l'aire de distribution des espèces pour chaque zone d'étude avant de pouvoir interpréter leur présence dans les dépôts de submersions marines dans les lagunes côtières (Pilarczyk et al., 2014).

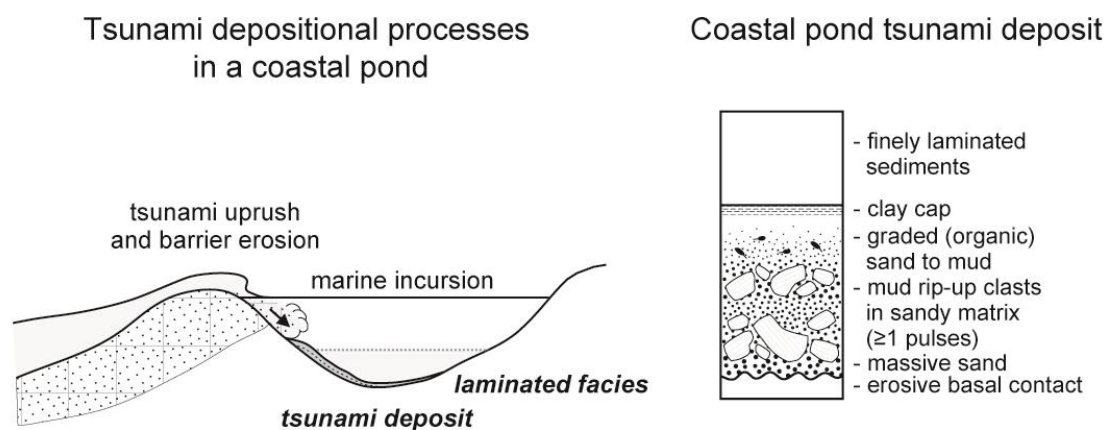


Figure 2.6. *Processus de dépôt des tsunamis dans les lagunes côtières et séquence sédimentaire associée aux tsunamis dans les systèmes de lagunes côtières, modifié d'après Sabatier et al., (2022).*

Peu d'études se sont concentrées sur la différenciation des dépôts de tsunamis et d'ouragans (par exemple, Nanayama et al., 2000 ; Goff et al., 2004 ; Kortekaas and Dawson, 2007 ; Morton et al., 2007 ; Switzer and Jones, 2008 ; Chagué-Goff et al., 2011 ; Phantu Wongraj and Choowong, 2012). Dans les zones où ces deux types d'événements peuvent se produire, comme les marges tropicales actives, il est nécessaire de les distinguer dans les archives sédimentaires pour évaluer leurs temps de retour respectifs. L'arc des Petites Antilles est donc une zone d'étude adaptée pour l'identification de l'enregistrement sédimentaire de tsunamis et ouragans dans les lagunes côtières, puisque ces deux types d'événements peuvent s'y produire.

3. Sites d'étude

3.1. Contexte de la Mission de 2018

Le projet ANR CARQUAKE (Large earthquakes and tsunamis in the Lesser Antilles arc: impact on coastal and deep offshore sedimentation, reef growth and human settlement), dirigé par Nathalie Feuillet, a débuté en 2017. Ce projet avait comme objectif de réunir différents types d'archives pour caractériser les tremblements de terre et tsunamis dans les Petites Antilles, et établir un catalogue de ces événements. Ces informations essentielles devaient permettre de mieux connaître ces aléas et leurs impacts sur l'évolution du littoral afin de réduire la vulnérabilité des populations côtières des îles des Petites Antilles (parmi lesquelles les territoires français de la Guadeloupe, de la Martinique, de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy). Ce travail de thèse s'inscrit dans la tâche 2 du projet CARQUAKES (responsable Eric Chaumillon), qui avait pour objectif l'étude des enregistrements sédimentaires, dans les sites côtiers, de la paléosismologie et des tsunamis associés, et des paléotempêtes. Il a été mené en coopération avec la tâche 5, qui a consisté en la modélisation des impacts de ces tsunamis dans la région.

Avant le début du projet ANR, l'ouragan Irma frappe lourdement les Petites Antilles en Septembre 2017. Cet ouragan hors-norme, de catégorie 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson, a été celui qui a duré le plus longtemps depuis le début du suivi satellitaire des tempêtes. Il a également montré la plus longue période de vents de forte intensité (298 km/h pendant 37 h) jamais enregistrée. Les conséquences de cet ouragan ont été des pannes de courant généralisées, des inondations côtières et intérieures, des érosions de plages, des destructions d'infrastructures et autres dommages structurels, et le décès immédiat de 47 personnes (Bacopoulos, 2019).

3.2. Mission de 2018

Afin de prélever les dépôts associés à l'ouragan Irma avant qu'ils ne soient remaniés ou détruits, une première mission de terrain dans le nord des Petites Antilles a été organisée dès le mois de mars 2018, au tout début du projet. En effet, les dépôts associés à Irma, a priori

faciles à prélever, devaient permettre de disposer d'un modèle de faciès de fort ouragan, pour répondre à deux objectifs : (1) montrer son caractère exceptionnel en le comparant à des enregistrements sur plusieurs siècles à millénaires ; (2) aider à distinguer les dépôts de tsunamis des dépôts de tempêtes, sachant que les critères de distinctions sont souvent site-dépendants. Cette mission répondait aussi aux objectifs initiaux d'identifier, à partir de carottes sédimentaires dans des lagons côtiers isolés, des enregistrements d'ouragans et tsunamis passés. Ainsi, 14 lagunes réparties sur 6 îles (Figure 3.1) ont été échantillonnées, pour permettre une corrélation spatiale des dépôts. Les îles sélectionnées sont : Anguilla, Figure 3.2 ; Scrub, Figure 3.3 ; Saint-Martin, Figure 3.4 ; Saint-Barthélemy, Figure 3.5 ; Antigua, Figure 3.6 ; et Barbuda, Figure 3.7. Ce choix d'un grand nombre de sites reposait sur l'hypothèse que des tsunamis devaient être potentiellement enregistrés sur des sites plus éloignés par rapport aux ouragans qui ont généralement un impact plus local.

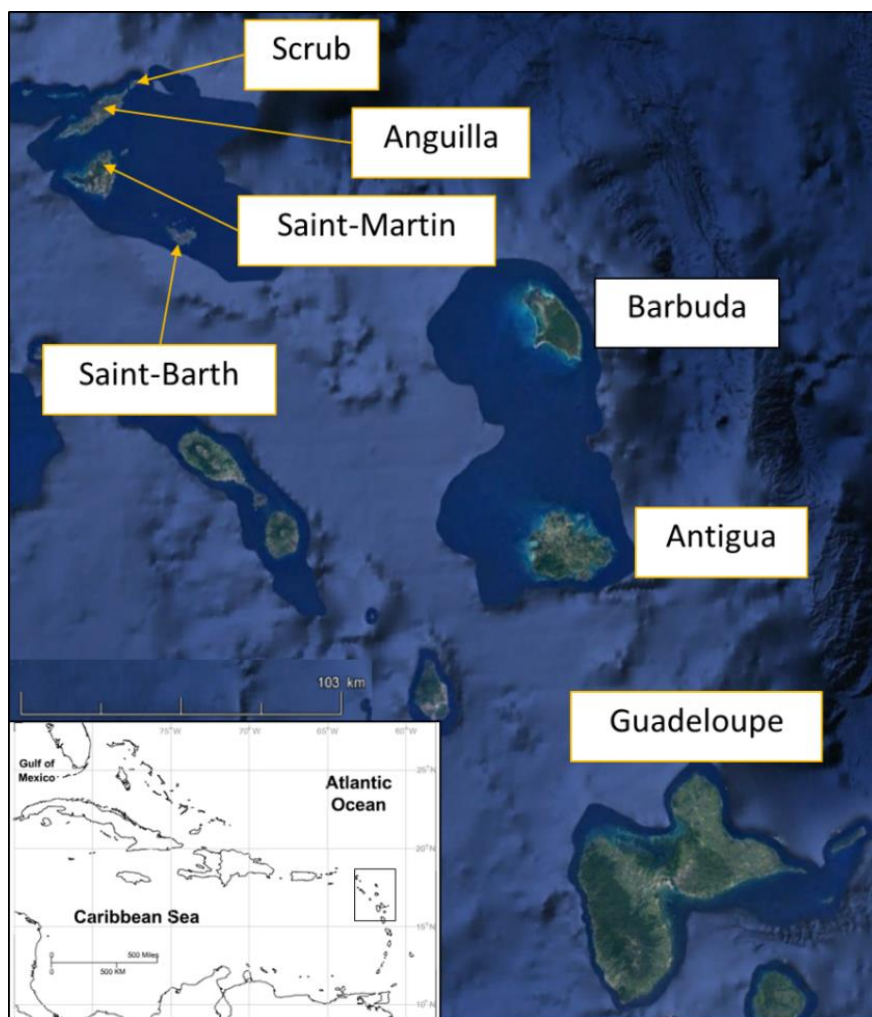


Figure 3.1. Localisation des îles échantillonnées lors de la mission de 2018 et en 2017.

La localisation des carottes dans les lagons a généralement été choisie selon des transects perpendiculaires à la côte. Au total, 38 carottes de 30 à 167 cm (Tableau 3.1) ont été prélevées (soit 37 m de sédiments). A ces carottes sédimentaires ont été associés deux autres prélèvements plus anciens obtenus dans une lagune de Guadeloupe (Figure 3.1 ; Figure 3.8 ; Tableau 3.1), lors d'une autre mission, réalisée en 2017 dans le cadre du projet EFFLUANT (projet CNRS/EC2CO, PI : P. Sabatier). Toutes les carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier Pilote UWITEC 63 équipé d'un marteau, depuis un zodiac pour les lagunes les plus profondes, ou à pieds pour les sites de très faible profondeur d'eau. Les carottes ont ensuite été stockées horizontalement dans la chambre froide du laboratoire EDYTEM.



Figure 3.2. Localisation des lagunes (ANGUI1, ANGU2, ANGUI3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île d'Anguilla.



Figure 3.3. Localisation des lagunes (SCR1, SCR2, SCR3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Scrub.



Figure 3.4. Localisation des lagunes (STMA1 et STMA2) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Saint-Martin.

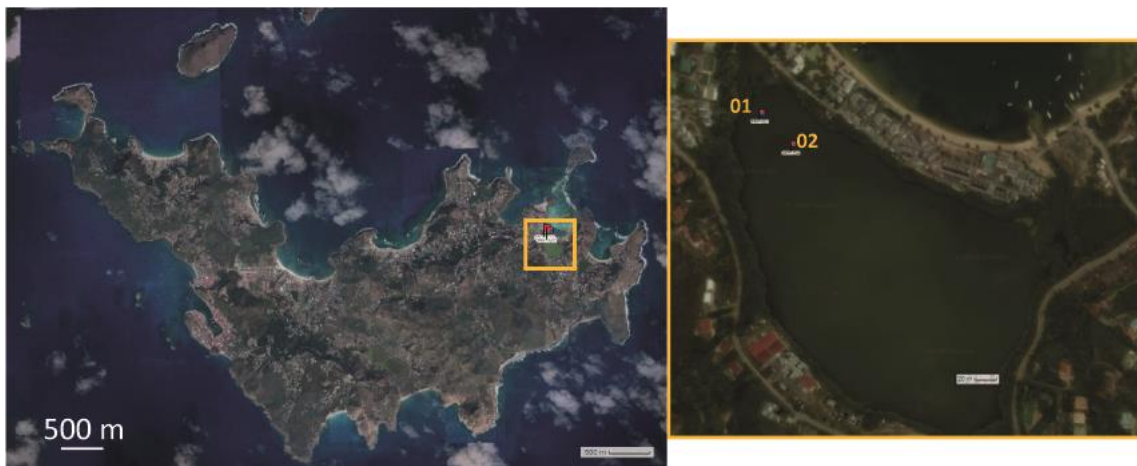


Figure 3.5. Localisation de la lagune (SBA) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Saint-Barthélemy.



Figure 3.6. Localisation des lagunes (ANTI1, ANTI2, ANTI3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île d'Antigua.

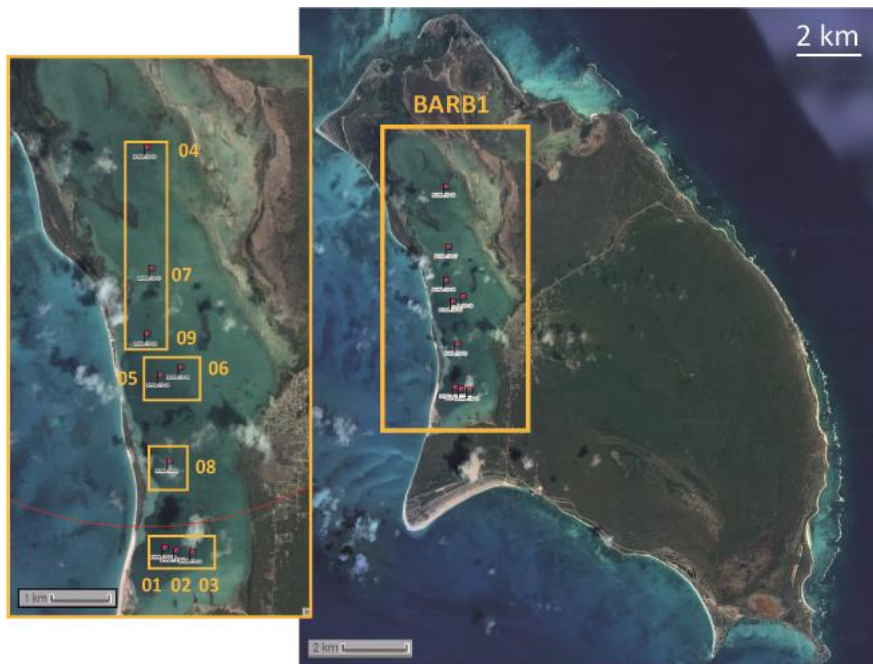


Figure 3.7. Localisation de la lagune (BARB1) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Barbuda.

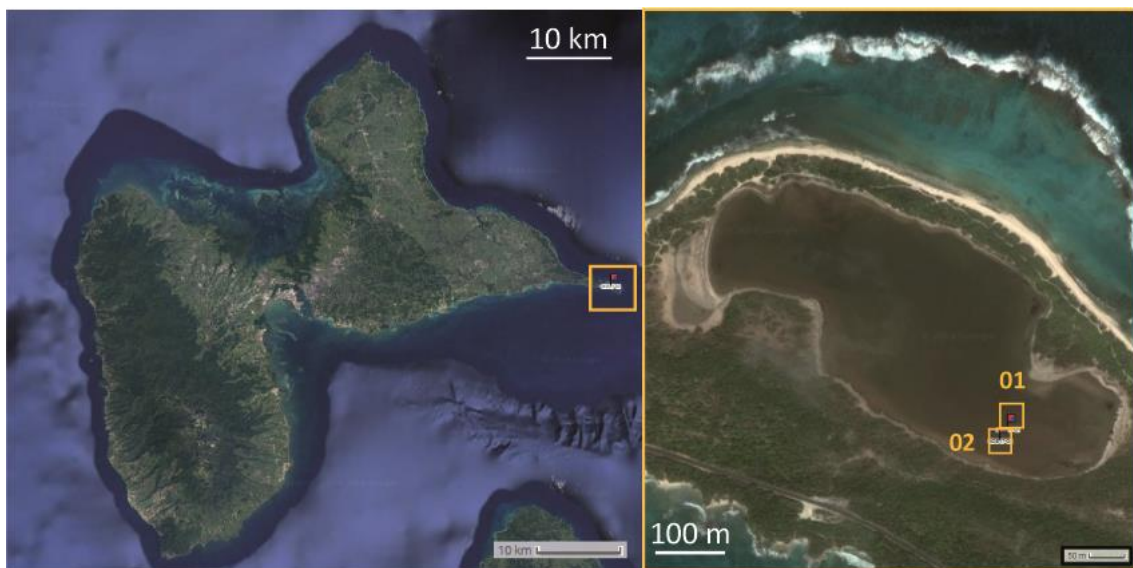


Figure 3.8. Localisation de la lagune (GDS) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Guadeloupe.

Ile	Code lagon	Code carotte	N° IGSN	Longueur carotte (cm)	Profondeur d'eau (cm)	Latitude	Longitude
ANGUILLA	ANGU1	ANGU1-18-01	TOAE0000000514	167	40	18,213421	-63,016891
		ANGU1-18-02	TOAE0000000516	158	40	18,213261	-63,017380
		ANGU1-18-03	TOAE0000000518	137	80	18,212580	-63,018681
		ANGU1-18-04	TOAE0000000520	30	30,5	18,213480	-63,016171
	ANGU2	ANGU2-18-01	TOAE0000000521	49	80	18,181240	-63,135960
		ANGU2-18-02	TOAE0000000522	71	110	18,181141	-63,135811
	ANGU3	ANGU3-18-01	TOAE0000000523	40	30	18,172850	-63,133919
		ANGU3-18-02	TOAE0000000524	65	100	18,171240	-63,134682
SCRUB	SCR1	SCR1-18-01	TOAE0000000525	115	80	18,284370	-62,955341
		SCR1-18-02	TOAE0000000526	48	50	18,284370	-62,955650
		SCR1-18-03	TOAE0000000527	110	80 cm	18,284031	-62,954250
	SCR2	SCR2-18-01	TOAE0000000528	131	100	18,291262	-62,932720
		SCR2-18-02	TOAE0000000529	110	50	18,291382	-62,932728
		SCR2-18-03	TOAE0000000530	113	80	18,290550	-62,933578
	SCR3	SCR3-18-01	TOAE0000000531	74	50	18,291340	-62,939869
SAINT MARTIN	STMA1	STMA1-18-01	TOAE0000000512	123	80	18,094198	-63,026501
		STMA1-18-02	TOAE0000000513	139	100	18,094707	-63,028770

		STMA1-18-03	TOAE0000000515	67	60	18,094187	-63,025642
		STMA1-18-04	TOAE0000000517	50	30	18,093174	-63,025249
	STMA2	STMA2-18-01	TOAE0000000519	104	290 cm	18,054714	-63,104641
SAINT BARTH	SBA	SBA-18-01	TOAE0000000510	99	40	17,908550	-62,803581
		SBA-18-02	TOAE0000000511	95	80	17,908249	-62,803272
BARBUDE	BARB1	BARB1-18-01	TOAE0000000494	126	450	17,618916	-61,845829
		BARB1-18-02	TOAE0000000495	131	440	17,618490	-61,844070
		BARB1-18-03	TOAE0000000496	70	370	17,618227	-61,841492
		BARB1-18-04	TOAE0000000497	95	210	17,677109	-61,848618
		BARB1-18-05	TOAE0000000498	122	360	17,643940	-61,846588
		BARB1-18-06	TOAE0000000499	93	320	17,645088	-61,843380
		BARB1-18-07	TOAE0000000500	70	230	17,659483	-61,847904
		BARB1-18-08	TOAE0000000501	69	380	17,631411	-61,845104
		BARB1-18-09	TOAE0000000502	82	200	17,649906	-61,848598
		ANTIGUA	ANTI1	ANTI1-18-01	TOAE0000000503	64	300
ANTI1-18-02	TOAE0000000504			197	230	17,125134	-61,882458
ANTI1-18-03	TOAE0000000505			170	280	17,125381	-61,882977
ANTI2	ANTI2-18-01		TOAE0000000506	52	50	17,146078	-61,853806
	ANTI2-18-02		TOAE0000000507	128	50	17,145983	-61,853497

	ANTI3	ANTI3-18-01	TOAE0000000508	70	40	17,055149	-61,890388
		ANTI3-18-02	TOAE0000000509	80	50	17,057131	-61,889259
GUADEL- OUPE	GDS	GDS-17-01	TOAE0000000448	97	30	16,250874	-61,186520
		GDS-17-02	TOAE0000000449	79,5	20	16,250717	-61,186634

Tableau 3.1. Liste des carottes sédimentaires collectées pendant la mission de 2018 et en 2017, avec de gauche à droite : le nom de l'île, le code attribué à la lagune, le nom de la carotte, son N° IGSN, sa longueur (cm), la profondeur d'eau dans la lagune au moment de l'échantillonnage (cm), et les coordonnées GPS de la carotte.

3.3. Mission de 2021

Afin d'obtenir des carottes plus profondes et des profils sismiques pour analyser l'architecture des sédiments, une seconde mission a été déposée à la commission scientifique de la flotte océanographique (chef de mission Eric Chaumillon). Cette mission avait été initialement programmée en décembre 2019, puis a été repoussée en juin 2020, puis en juin-juillet 2021 en raison de la crise Covid. La mission a eu lieu à bord du N/O ANTEA, navire océanographique Genavir piloté par l'Ifremer. L'équipe scientifique avait également embarqué des annexes afin de réaliser des mesures dans les lagons où les profondeurs d'eau ne permettaient pas de travailler avec l'Antea. Un carottier Kullenberg a été utilisé depuis l'Antea dans les zones d'avant côte. Les carottages ont été effectués dans les lagons à l'aide du carottier Nesje depuis un cataraft, développé au laboratoire EDYTEM. Au total, 63 carottes représentant 125 m de sédiments ont été prélevées dans neuf sites différents, répartis sur les îles de Scrub, Saint-Martin, Antigua, Barbuda, Guadeloupe et Martinique (Figure 3.9). De plus, 91 km de profils sismiques à très haute résolution ont été enregistrés avec l'IKB Seistec du laboratoire LIENSs. Ces profils ont été obtenus depuis l'ANTEA dans les zones d'avant côte, et à l'aide d'une annexe dans la lagune Codrington de Barbuda (BARB1). Ces nouvelles carottes sont arrivées à la fin de ce travail de thèse et n'ont pas pu être étudiées. Seules les données sismiques à très hautes résolutions obtenues dans le lagon de Codrington (Barbuda) ont pu être analysées au cours de cette thèse. La participation à cette mission aura également été primordiale afin de mieux comprendre le fonctionnement de certains sites d'études, comme

la lagune ouest de Scrub (SCR1) et celle de Codrington (BARB1) à Barbuda, où avaient été obtenues des carottes courtes en 2018.

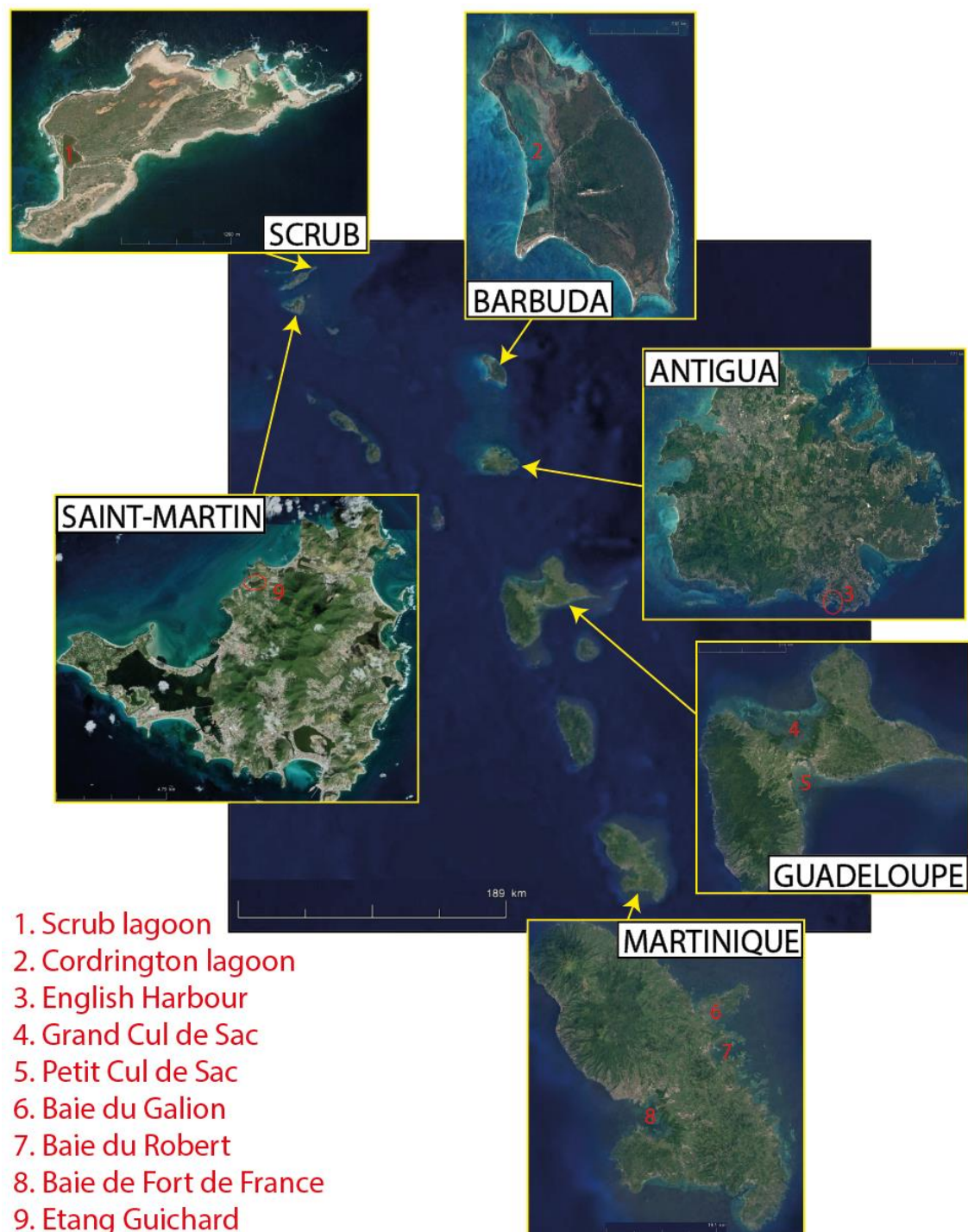


Figure 3.9. Localisation des îles échantillonnées lors de la mission de 2021.

4. Matériel et Méthodes

Au cours de ce travail de thèse, les 40 carottes obtenues en 2017 et 2018 ont été ouvertes, photographiées et décrites, afin de sélectionner celles qui présentaient des dépôts potentiellement liés à des tsunamis et ouragans. Elles ont également toutes été analysées par fluorescence X avec le scanner de carottes Avaatech du laboratoire EDYTEM, et les macro-restes végétaux ont été échantillonnés pour permettre la datation ^{14}C des sédiments. Cette étape préliminaire nous a conduit à nous focaliser sur les enregistrements sédimentaires des quatre lagunes les plus prometteuses. Le plus grand potentiel a été identifié sur l'enregistrement de la lagune ouest de l'île de Scrub (SCR1), en raison de nombreux dépôts grossiers alternants avec des sédiments fins, potentiellement issus de submersions marines de haute énergie. Les nombreuses datations ^{14}C suggéraient également un enregistrement continu. Le second site était la lagune de Codrington à Barbuda (BARB1). En effet la grande barrière sableuse située à l'ouest de l'île avait été rompue lors du passage de l'ouragan Irma et l'observation des carottes laissait penser que le dépôt sableux épais situé au sommet des carottes pouvaient correspondre à l'enregistrement de cet ouragan hors-norme. Enfin, deux carottes sédimentaires issues de lagunes très salines ont été analysées, car elles semblaient montrer l'enregistrements de plusieurs dépôts de haute énergie, similaires à ceux observés dans la lagune de Scrub. Ces sites correspondent à la lagune de Long Pond à Anguilla (ANGU1), et la lagune « Grande Saline » de la Pointe des Châteaux en Guadeloupe (GDS). Les résultats obtenus à Scrub et Barbuda ont fait l'objet de trois publications (deux publiées et la troisième en révision). Les résultats obtenus à Anguilla et en Guadeloupe sont encore préliminaires. Ils seront néanmoins présentés car ils permettent d'esquisser une comparaison avec les résultats obtenus dans la lagune de Scrub.

Ce sont ainsi cinq carottes (SCR1-18-01, BARB1-18-01 et BARB1-18-05, ANGU1-18-01 et GDS-17-01) réparties dans ces quatre lagunes qui ont fait l'objet d'une étude multiproxies détaillée.

4.1. Analyses sédimentologiques et minéralogiques

Des analyses granulométriques ont été réalisées sur les cinq carottes au laboratoire EDYTEM, à l'aide d'un granulomètre Beckman Coulter LS 13 320 XR associé à un ultrason, avec une gamme de taille comprise entre 0,020 μm et 3000 μm . Les échantillons n'ont pas été prétraités, mais les grosses coquilles (>2 mm) ont été retirées pour les analyses granulométriques. Le pas d'échantillonnage choisis était de 5 à 10 mm selon les carottes, en respectant les limites des faciès. Le nombre d'échantillons prélevés est de 119 à 140 en fonction des carottes, pour un total de 640 échantillons.

Les carottes SCR1-18-01, BARB1-18-01, ANGU1-18-01 et GDS-17-01 ont été scannées au laboratoire SYMME (Annecy, France) à l'aide d'un système de tomographie à rayons X (Easytom XL 150 de la société RX SOLUTION) à 150 kV et 70 μA . Les carottes ont été découpées en sections inférieures à 70 cm de long chacune, puis ont été scannées les unes après les autres. Le temps d'acquisition était d'environ une heure en moyenne par section (pour chaque section, sept scans successifs par translation le long du faisceau ont été nécessaires pour couvrir tout le volume de la carotte). Les données reconstruites sont des ensembles de fichiers images .tif 16 bits représentant des coupes transversales des carottes (tranches horizontales de haut en bas). La résolution des images (taille du voxel) est de 63 μm pour les carottes ANGU1-18-01, BARB1-18-01 et GDS-17-01. La carotte SCR1-18-01 a fait l'objet des plusieurs tests et la résolution des images est de 55 μm pour les 40 cm inférieurs et de 85 μm pour les 70 cm supérieurs de la carotte. Pour chaque section de carotte, les coupes transversales ont été reconstruites à l'aide du logiciel Image J et en incluant l'extension de la distribution de Fiji (Schindelin et al., 2012). La carotte SCR1-18-01 a été à nouveau scannée pour effectuer des zooms dans certains dépôts, et obtenir la meilleure résolution possible des images destinées à un traitement plus approfondi. Le détail de ce post traitement est présenté dans le chapitre 6.

Des analyses de diffraction des rayons X (XRD) ont été réalisées sur la carotte SCR1-18-01 avec un pas d'échantillonnage de 5 cm ($n = 21$), afin d'identifier les espèces minéralogiques. La diffraction a été réalisée sur poudre en mode réflexion sur un porte échantillon de la plateforme ASTRE de l'Université Savoie Mont-Blanc (XRD : INEL ; tube $\text{CoK}\alpha=0.1789$ nm X-ray ; fente de 1.5 x 0.1 ; mode réflexion ; générateur INEL XRG3D 30 mA, 30kV ; détecteur sensible

de position de courbe INEL CPS120 à $0,029^\circ$ (2 θ) en résolution à FWHM). Les composants minéralogiques ont été identifiés à l'aide du logiciel « Match ! ». Ces analyses n'ont pas été reproduites pour les quatre autres carottes après avoir été jugées trop chronophages et pas suffisamment déterminantes aux vues des problématiques.

4.2. Analyses géochimiques

Des analyses par fluorescence X (XRF) ont été effectuées sur les 40 carottes au laboratoire EDYTEM en utilisant le scanner de carottes Avaatech (Avaatech XRF Technology, Alkmaar, Pays-Bas) avec une anode Rh et en choisissant une résolution de pas de 1 à 5 mm selon les carottes (Richter et al., 2006). Deux passages ont été utilisés pour détecter les éléments légers et lourds : un passage à 10 kV, 0,2 mA pendant 20 s avec deux répétitions tous les 20 mm et un passage à 30 kV, 0,3 mA pendant 20 s avec deux répétitions tous les 20 mm. L'intensité, le temps de mesure et le nombre de répétitions ont varié selon les carottes.

Des analyses de perte au feu (LOI) ont été réalisées sur les cinq carottes (SCR1-18-01, BARB1-18-01 et BARB1-18-05, ANGU1-18-01 et GDS-17-01) avec un pas d'échantillonnage de 4 ou 5 cm afin de quantifier la quantité de matière organique (LOI550) et de carbonates (LOI950) dans les différentes unités sédimentaires, selon le protocole décrit par (Heiri et al., 2001). Le nombre d'échantillons est de 19 à 33 selon les carottes, pour un total de 137 échantillons. Il a été noté que pour ce type de sédiment (riche en carbonates), les 2 h à 950°C du protocole n'étaient pas suffisantes pour brûler l'intégralité des carbonates, les pourcentages de carbonates étant généralement inférieurs d'environ 3 à 20 % à la teneur finale réelle selon le faciès des carottes. La teneur réelle a été atteinte après avoir réchauffé certains échantillons des cinq carottes pendant 4 h supplémentaires à 950°C . Ainsi, les carbonates ont eu besoin de 2 à 6 h à 950°C pour être totalement brûlés, en fonction des échantillons.

Un total de 33 échantillons (8,5 x 1,5 cm) répartis dans les cinq carottes a été prélevé et induit de résine pour réaliser des lames minces. Celles-ci ont été observées au microscope électronique à balayage (MEB) LEO Stereoscan 440 Leica (plateforme ASTRE de l'Université Savoie Mont-Blanc) avec une tension de 20 kV, afin de qualifier les structures sédimentaires et les grains à petite échelle à une distance de travail de 10 mm. Des cartographies chimiques

ont été réalisées sur les lames minces à une distance de travail de 23 mm à l'aide de la sonde EDX Quantax (Bruker) de la plateforme ASTRE, afin de mettre en évidence la composition élémentaire à l'échelle du grain.

4.3. Analyses des foraminifères

Dans les cinq carottes, un total de 110 échantillons a été prélevé tous les 10 cm dans les dépôts à grains fins et tous les 5 à 1 cm dans les dépôts grossiers. Les échantillons ont été pesés, séchés à 60 °C et ont été tamisés pour retenir les fractions 125-500 µm et >500 µm. Les foraminifères trouvés dans les résidus secs des deux fractions ont été identifiés en utilisant la littérature de référence taxonomique commune, décrivant les foraminifères du Golfe du Mexique et de la Mer des Caraïbes. Tous les individus ont été identifiés au moins au niveau du genre, et leur abondance a été déterminée de manière semi-quantitative sur la base du nombre de spécimens observés dans un seul plateau de 6 x 10 cm rempli de résidus secs. Par conséquent, le pourcentage de chaque espèce n'est pas connu précisément. Cependant l'analyse est quantifiée à l'aide d'une échelle semi-quantitative allant de 0 à 5. Ainsi, « 0 » signifie l'absence de l'espèce dans l'échantillon donné, « 1 » indique la présence de 1 à 2 individus, « 2 » vaut pour 3 à 5 individus, « 3 » signifie 6 à 15 individus, « 4 » indique 16 à 40 individus et « 5 » vaut pour plus de 41 individus.

4.4. Chronologie

Les mesures de radionucléides à courte durée de vie (^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am) ont été effectuées à l'aide des détecteurs SAGeWell (type puits) du Laboratoire EDYTEM localisé dans le Laboratoire Souterrain de Modane selon les méthodes décrites dans (Reyss et al., 1995). Un total de 96 échantillons a été prélevé dans le sommet des cinq carottes, ainsi que dans la carotte SCR1-18-03, selon les limites des faciès sédimentaires. L'excès de ^{210}Pb a été calculé comme la différence entre les activités totales de ^{210}Pb et de ^{226}Ra (Goldberg, 1963). Les modèles d'âge ont été réalisés avec le package 'serac' du logiciel R (Bruel and Sabatier, 2020).

Un total de 111 macro-restes végétaux terrestres et subaquatiques (bois, feuilles, graines et racines) ont été collectés dans les niveaux à grains fins de 34 carottes sédimentaires.

Les échantillons situés à des niveaux stratégiques dans les carottes ont été prioritaires pour la datation ^{14}C . Les mesures de ^{14}C ont été effectuées par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) au Laboratoire de Radiocarbone de Poznan et au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) ARTEMIS à l'Institut CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) de Saclay. Les 55 âges ^{14}C obtenus ont été calibrés à deux sigmas en utilisant la courbe de calibration Intcal13 (Reimer et al., 2013) pour les premières datations, puis Intcal20 calibration curve (Reimer et al., 2020) pour les dernières. Pour certaines carottes, un modèle d'âge a été construit à l'aide du package 'clam' du logiciel R (Blaauw, 2010), basé sur les âges ^{14}C et les données de radionucléides à courte durée de vie, suivant (Sabatier et al., 2012).

4.5. Encadrement de stagiaires

Antoine Bastien (stage de M1 ; 2 mois) et Wafae Cherradi (stage de L3 ; 1 mois) ont effectué la granulométrie, perte au feu et l'échantillonnage pour la fabrication des lames minces des carottes BARB1-18-01 et BARB1-18-05, et GDS-17-01 respectivement. Emeline Geba (stage de M2 ; 6 mois) a effectué tous les prélèvements et l'identification des foraminifères pour les cinq carottes (SCR1-18-01, BARB1-18-01, BARB1-18-05, ANGU1-18-01 et GDS-17-01).

Parmi les quatre sites prometteurs sélectionnés (Scrub, Barbuda, Anguilla, Guadeloupe), nous avons décidé de commencer notre étude par l'enregistrement sédimentaire de la lagune ouest de Scrub. L'île de Scrub est un îlot de l'archipel d'Anguilla, situé à l'extrême nord de l'arc. La lagune échantillonnée est isolée de l'océan par un cordon sableux de 500 m de large et 2 à 5 m de haut, protégeant la lagune des incursions marines. Les sédiments prélevés semblaient montrer de nombreux niveaux grossiers attribuables à des submersions marines extrêmes, rendant ce site idéal pour débiter la recherche de dépôts associés à des tsunamis et ouragans dans le nord de l'arc des Petites Antilles.

Les objectifs de cette étude sont (1) d'identifier les événements à haute énergie liés aux inondations marines dans une lagune côtière, (2) d'identifier les dépôts liés aux tsunamis générés par des séismes, (3) d'identifier des dépôts liés aux ouragans et de discuter leur relation avec la variabilité climatique passée.

5. A 1600 year-long sedimentary record of tsunamis and hurricanes in the Lesser Antilles (Scrub Island, Anguilla)

Sedimentary Geology 412 (2021)

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105806>

M. Biguenet^{a,b}, P. Sabatier^b, E. Chaumillon^a, C. Chagué^c, F. Arnaud^b, F. Jorissen^d, T. Coulombier^a, E. Geba^a, L. Cordrie^{e,f}, P. Vacher^g, A.L. Develle^b, E. Chalmin^b, F. Soufi^b, N. Feuillet^e

^a Université de la Rochelle, UMR 7266 LIENSs, Bâtiment Marie Curie, avenue Michel Crépeau, 17042 La Rochelle cedex, France.

^b Université Savoie Mont Blanc, UMR 5204 EDYTEM, Bâtiment « Pôle Montagne », 5 bd de la mer Caspienne, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France.

^c UNSW Sydney, Sydney 2252, NSW, Australia.

^d Université de Angers, UMR CNRS 6112 LPG, 2 boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex 1, France.

^e Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, CNRS, 75005 Paris, France.

^f CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France.

^g Laboratoire SYMME, domaine Universitaire BP 80439, 74944 Annecy le Vieux Cedex, France.

Editeur : Dr. Jasper Knight

Soumis : 1^{er} septembre 2020

Accepté avec révisions majeures : 5 octobre 2020

Accepté : 13 novembre 2020

Publié en ligne : 24 novembre 2020

5.1. Abstract

The Lesser Antilles are a densely populated region where local populations and industrial facilities are concentrated at the coastlines, and are therefore exposed to many rapid-onset hazards such as hurricanes and tsunamis. However, the historical catalog of these events is too short to allow risk assessment and return period estimations, and it needs to be completed with long-term records of washover deposits in coastal sedimentary environments such as lagoons. In this study, two sediment cores were taken in March 2018 in a small coastal lagoon on Scrub Island (northeastern Caribbean). Sedimentological, geochemical, microfaunal and chronological analyses enabled us to identify 25 sandy layers resulting from high-energy-marine floods. Two of these layers were interpreted as tsunami deposits based on sedimentological (rip-up clast of the underlying cohesive substrate and internal mud laminae), and geochemical evidence. The most recent deposit is associated with the transatlantic tsunami triggered by the 1755 CE Lisbon earthquake. The older one is the thickest sandy layer recorded in the lagoon, with an age range of 1364-1469 cal. CE, as determined using ^{14}C dating. This event was recorded in sedimentary archives of both the northern and the southern part of the Caribbean, with its large spatial extent, supporting a distant tsunamigenic origin. The 23 remaining sandy layers were interpreted as storm deposits, based on sedimentological and chronological data, with the three most recent layers being correlated with historical hurricanes. This new 1600 year-long record displays similarities with that of the Bahamas, with the periods of intense hurricane activity being in antiphase with those of the north-eastern US coast. This regional comparison may provide evidence for a latitudinal forcing of hurricane tracks through time in relation to climate fluctuations.

Keywords: Coastal hazards; tsunamis; hurricanes; Lesser Antilles; lagoon sediment; late Holocene

5.2. Introduction

Worldwide, an increasing number of people living along the coasts are threatened by natural hazards (earthquakes, volcanoes, hurricanes, tsunamis and marine floods). To better constrain the risks due to natural hazards in a region, it is crucial to determine the recurrence interval and the intensity of a given hazard. Historical records of these events are of prime importance to these goals but they are often too short. Thus, a geological record establishing time series extending back hundreds to thousands of years is the only way to address the long-term recurrence of natural hazards (i.e., Atwater, 1987; Nanayama et al., 2003; Scileppi and Donnelly, 2007; Jankaew et al., 2008; Woodruff et al., 2009). A large overwash related to hurricanes and tsunamis that can occur in a few hours may strongly affect the coastal landscape and ecosystems for millennia.

Large tsunami waves may transport large fragments of rocks or coral ripped off the coasts and reefs over kilometers, at elevations of several meters (Goto et al., 2013; Atwater et al., 2017), they can breach the coastal dunes (e.g., Atwater et al., 2012), modify the geography and ecosystems of coastal lakes and ponds by flooding them with large volumes of marine sediments (e.g., coarse-grained sand), marine salt water, and fauna (e.g., Dawson and Stewart, 2007; Chagué-Goff et al., 2017). The sediment archives can record the traces of past overwash and can be used to reconstruct the intensity and recurrence of these events (e.g., Atwater, 1987; Liu and Fearn, 1993, 2000; Donnelly et al., 2001; Nanayama et al., 2003; Scileppi and Donnelly, 2007; Sabatier et al., 2008; Woodruff et al., 2009; Chaumillon et al., 2017). However, it can be very challenging to distinguish unknown pre-historical storm and tsunami deposits, and this remains an obstacle against gaining better knowledge of hazards in regions where both events can occur, such as in the Caribbean.

Engel et al. (2016) summarized the known criteria to identify tsunami deposits in the Caribbean. Among the most cited evidence, there is internal normal grading, internal mud laminae, intraclasts (rip-up clasts), truncated flame structures, or backflow induced structures. Storm deposits tend to have many parallel, cross laminations and climbing ripples (e.g., Morton et al., 2007; Baumann, 2017). Moreover, they also generally tend to have a more limited landward extent than tsunami deposits because of the shorter period of storm waves and rapid energy dissipation after breaking (e.g., Morton et al., 2007) Added to the

sedimentological and morphological criteria, others proxies of a marine source such as geochemical (e.g., Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff et al., 2017; Riou et al., 2020b) and microfaunal (e.g., Engel et al., 2013) markers may also help to characterize tsunami deposits. Although some studies have focused on the characterization of modern well-known tsunami and hurricane sediments within the same site (e.g., Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004; Tuttle et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Switzer and Jones, 2008), there is no such example in the Caribbean.

Moreover, the periodicity of these natural hazards is still poorly constrained in the Caribbean, mainly because of the short historical record and the low number of reliable sedimentary records. Here, we investigate the sedimentary record preserved in a coastal lagoon on a small Caribbean Island of the Lesser Antilles Arc (Scrub Island, Anguilla). This new sedimentary archive constitutes a unique opportunity to investigate the impact of both hurricanes and tsunamis on coastal lagoons, better understand the sedimentary record of past events on a multi-decadal to centennial timescale, and find clues to distinguish between past hurricane and tsunami events.

We apply a multiproxy approach with sedimentological, geochemical, and microfaunal analyses as well as radiocarbon and short-lived radionuclide dating to two 1 m-long sediment cores.

The goals of this study are to (1) identify high energy events related to marine flooding in a coastal lagoon, (2) identify tsunami-related deposits related to large earthquakes, (3) discuss hurricane-related deposits in relation to past climate variability, and (4) try to find criteria to distinguish tsunami and hurricane deposits.

5.3. Study area

5.3.1. Geomorphologic and geologic setting

The Lesser Antilles form a 850 km-long island arc in the Caribbean Sea (Scheffers et al., 2005) (Figure 5.1A). Scrub Island is located in the northern part of the Lesser Antilles Arc, southeast of the Anegada Passage. It belongs to a group of islands (including Saint-Martin, Saint-Barthélemy, Anguilla) surrounded by a large 40 m-deep carbonate platform called the Anguilla-Saint-Barthélemy platform (Figure 5.1B). Scrub Island and many other small

neighboring islets are inhabited. Scrub Island is 3.5 km long from east to west and about 1.5 km wide from north to south (Figure 5.1C). It consists of low-relief limestones, with the highest point about 25 m above mean sea-level (a.s.l.) close to the center of the island (Figure 5.1C). The island displays a karstic limestone landscape, which transfers rainfall directly into the fractured basement, before it flows into the sea (Bruce, 2000). Therefore, the vegetation, mostly small bushes and cactus species, is sparse. Permanent water bodies are limited and include three shallow ponds that could have been isolated from the open ocean when longshore sedimentation was able to compensate a low rate of relative sea level rise, at some point during the last 6000 years, as also reported elsewhere (Sabatier et al., 2010).

In this study, we focus on the westernmost lagoon, separated from the ocean by a 2 to 5 m-high and 50 m-wide sandy barrier covered by small bushes at the top (Figure 5.1D). This saltwater lagoon is approximately 400 m long and 130 m wide and very shallow, with a maximum water depth of 80 cm (as observed in March 2018). There is no record of the marine hydrodynamic regime in this area. The closest station is on the south coast of Anguilla (Blowing Point: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php?code=blow>). There, the signal is dominated by the diurnal tide. The spring tidal range is between 35 and 45 cm, while the average tidal range is about 26 cm. Thus, this corresponds to a micro-tidal regime. This regime does not allow the development of waves capable of surpassing the sandy barrier (2 to 5 m high) in normal hydrodynamic conditions. Examination of Google Earth aerial photographs from 2003 to 2020 suggests that no barrier breaching has occurred over the last 17 years, even though several hurricanes travelled close to Scrub Island during this period (Tableau 5.1). While overtopping cannot be excluded, we could not find evidence of it on the aerial photographs.

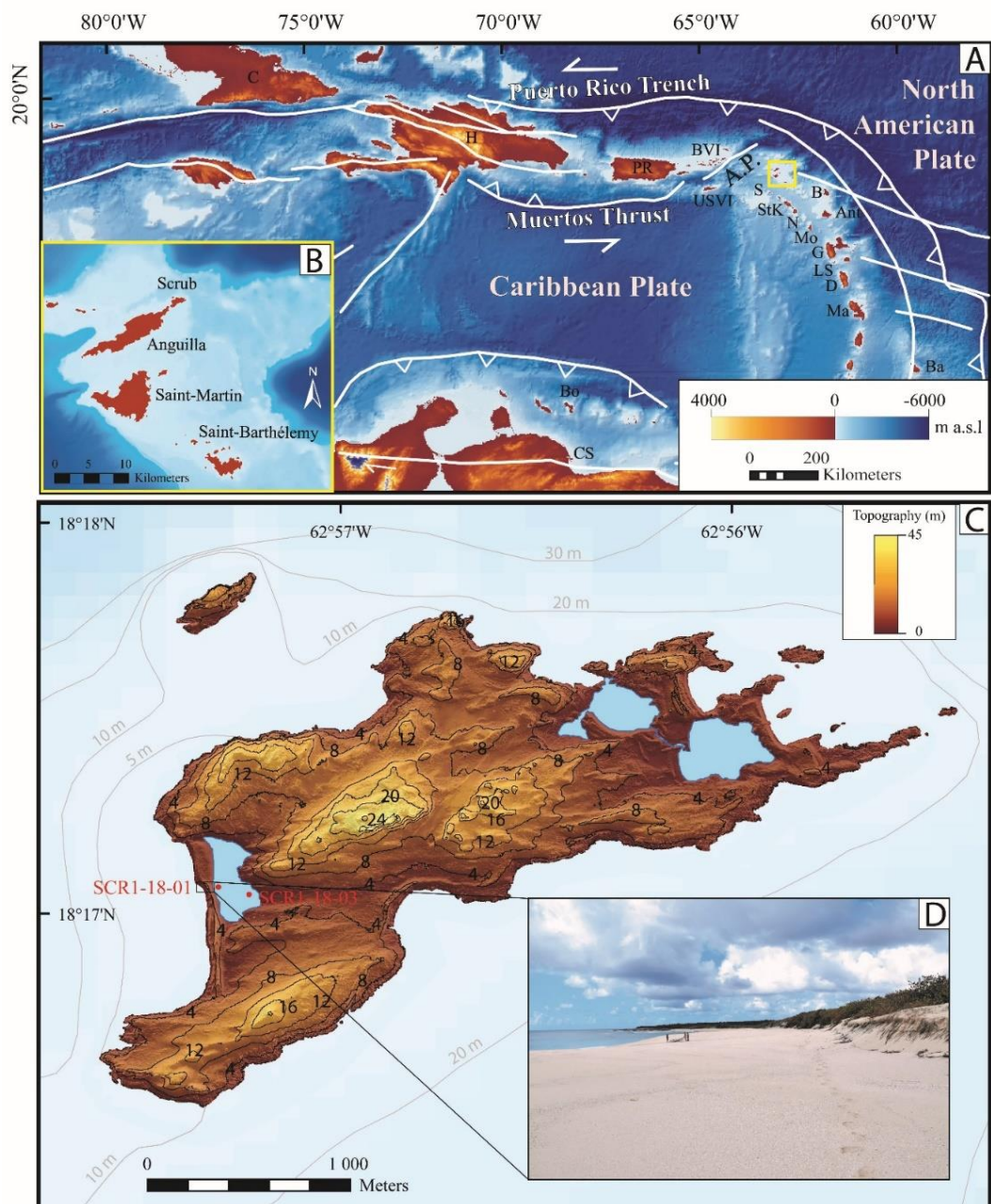


Figure 5.1. (A) The Caribbean Sea with main faults (A.P.: Anegada Passage) and islands (C: Cuba, H: Hispaniola, PR: Puerto Rico, BVI: British Virgin Islands, USVI: US Virgin Islands, S: Saba, StK: Saint-Kitts, N: Nevis, B: Barbuda, Ant: Antigua, Mo: Montserrat, G: Guadeloupe, LS: Les Saintes, D: Dominica, Ma: Martinique, Ba: Barbados, Bo: Bonaire, CS: Cayo Sal), modified from Feuillet et al., 2002, and references therein). The bathymetry and topographic DEM (digital elevation model) are derived from the SHOM (Service hydrographique et océanographique de la Marine) website (SHOM, 2018). The small yellow square corresponds to the Anguilla-Saint-Barthélemy platform shown in Fig. 1B. (B) The Anguilla-Saint-Barthélemy platform with its islands. (C) Scrub Island. The topographic data were obtained by LIDAR (Pinet, 2011) and the bathymetric isolines were digitalized from the marine map on the SHOM website (data.shom.fr/donnees/legend/RASTER_MARINE_3857_WMETS). The two red dots indicate the location of the sediment cores. (D) Sandy barrier of Scrub Island, March 2018 (photo by E. Chaumillon).

5.3.2. Past tsunamis over the last 1600 years in the Lesser Antilles

The Lesser Antilles Arc results from the subduction of the North American Plate under the Caribbean Plate at 2 cm yr^{-1} (DeMets et al., 2000), with numerous volcanoes and active faults. However, few tsunamis have been reported during the historical period in the Lesser Antilles Arc (Zahibo and Pelinovsky, 2001; Lander et al., 2002; Harbitz et al., 2012; Engel et al., 2016), with their origin including local, regional or far-field earthquakes (Reid and Taber, 1920; Pelinovsky et al., 2004; Zahibo et al., 2005; Roger et al., 2011; Harbitz et al., 2012; Cordrie et al., 2019) and volcanic processes (e.g., Pelinovsky et al., 2004; Watt et al., 2012).

North of the Lesser Antilles Arc, beyond the Anegada Passage, evidence of extreme overwash has been found in sedimentary records along the coasts and in hypersaline lagoons of Anegada (British Virgin Islands) (Atwater et al., 2012, 2017). ^{14}C dating of coral boulders, shells and organic remains indicates that this barrier breach, overwash and deposition occurred between 1200 and 1480 cal. CE. This event has been attributed to an extraordinary storm or a tsunami of nearby origin (rupture of the Puerto-Rico megathrust, outer-rise normal faulting). In St. Thomas (US Virgin Islands), four coastal ponds and a mangrove site contain a record of a tsunami also dated with radiocarbon from plant remains between 1200 and 1450 cal. CE (Fuentes et al., 2017).

The oldest historical tsunami observed in the Lesser Antilles occurred on 6 April 1690 CE in Antigua, Saint Kitts and Nevis, St. Thomas, and Guadeloupe. This event was triggered by an earthquake with a magnitude estimated at Ms 8 (Dorel, 1981; NGDC/WDS, 2020).

The most important historical tsunami reported occurred in 1755 CE. This event is related to the major earthquake (Mw=8-9 earthquake) originating from offshore to the southwest of the Algarve (Portugal) that destroyed Lisbon (Portugal) on 1 November 1755 (Chester, 2001). It generated a transoceanic tsunami that hit the coasts of Spain, Portugal, Morocco but also the Caribbean (Roger et al., 2011) and the north-eastern part of Brazil (Dourado et al., 2017). The tsunami has been observed at 17 locations across the north-eastern Caribbean from Bridgetown (Barbados) to Santiago de Cuba (Cuba) (NGDC/WDS, 2020), with a maximum wave height of 6.4 m at Saba Island (Fuentes et al., 2017) (Fig. 1A).

On 30 November 1823 CE, the Saint Pierre harbour in Martinique was hit by a strong earthquake which was followed by a tsunami 25 minutes later (Lander et al., 2002).

On 8 February 1843 CE, a Mw 8 earthquake occurred between Antigua and Guadeloupe (Sainte-Claire Deville, 1843; Bernard and Lambert, 1988; Feuillet et al., 2011a; Hough, 2013). Despite its magnitude, this event may have triggered only a small tsunami which was observed only in English harbour at Antigua (with a wave amplitude of 1.2 m) and Nevis (Shepherd, 1992).

Another historical tsunami occurred in the British Virgin Islands on 18 November 1867 CE (Reid and Taber, 1920). The wave reached a height of 4 to 6 m according to the observations and exceeded 10 m at Guadeloupe, and more than 14 m in St. Croix and St. Thomas (US Virgin Islands), which is the highest reported value of tsunami height in the Caribbean Sea (Lander et al., 2002; NGDC/WDS, 2020). The tsunami followed a strong earthquake felt in all the British Virgin Islands, but the origin of the event remains poorly constrained (Reid and Taber, 1920; Zahibo et al., 2003).

More recently, a tsunami was generated in 2004 by the Mw 6.3 normal fault earthquake of Les Saintes in the Guadeloupe archipelago (Le Friant et al., 2008; Feuillet et al., 2011b; Cordrie et al., 2019). This earthquake generated small waves with 2 m of run-up in several bays of Les Saintes, a group of islands in the south of Guadeloupe (Cordrie et al., 2019).

Other historical tsunamis triggered by volcanic eruptions are reported in this region, such as Montserrat in 2002 (Pelinovsky et al., 2004), but these events are beyond the scope of this study as their effects are very local.

5.3.3. Past hurricanes in the Lesser Antilles

Hurricanes represent a major hazard in the Lesser Antilles Arc because they occur frequently (Oliva et al., 2018), mostly between July and November. Their frequency, magnitude and trajectory change from one year to another (Garnier et al., 2015). They are influenced by regional climate oscillations such as the El Niño Southern-Oscillation (ENSO) (Jury et al., 2007), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Burn et al., 2016) or the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (van Hengstum et al., 2016), and the ITCZ position may modulate the hurricane activity in the Caribbean. It has been argued that when the ITCZ migrates further north, the vertical shear winds decrease in the Atlantic Hurricane Development Zone, facilitating the formation of intense hurricanes. Furthermore, the ITCZ position may also modulate the hurricane tracks through time. Baldini et al. (2016) propose

that during cooling periods, the ITCZ southward displacement enables an east-west hurricane track in the south Caribbean. In contrast, during a warming period, the ITCZ moves northward, which would then shift the hurricane track to the northeast of the Caribbean, close to Scrub Island and the Bahamas.

Sedimentary studies along the coasts of various islands and in lagoons have revealed deposits related to past hurricanes in this region (Donnelly and Woodruff, 2007; McCloskey and Keller, 2009; Malaizé et al., 2011; Donnelly et al., 2015; Denommee et al., 2015; Wallace et al., 2019), but no paleotempestology studies have been conducted in Anguilla or Scrub Island.

The current observational record in the Lesser Antilles began around 1850 CE and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) has documented 13 hurricanes that passed within 30 km of the island of Scrub from 1852 to 2017 (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks) (Tableau 5.1).

The study area was struck by recent destructive events such as Hurricane Luis in 1995 (Hoggarth, 2001), but also the extremely strong Category 5 Hurricane Irma in September 2017 (Tableau 5.1, Figure 5.2). This event is unprecedented in the historical record. It resulted in major damage, destruction of many towns and 47 casualties, before continuing its route north-westwards, where it impacted the Virgin Islands and Florida (Cangialosi et al., 2018). Other category 3 hurricanes, such as Donna in 1960 (Dunn, 1961) and Dog in 1950 (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks), with south-west trajectories relative to Scrub Island (Figure 5.2), also strongly affected this part of the Lesser Antilles (Tableau 5.1).

Year	Name	Month	Hurricane category (SSHWS) within 30 km around Scrub	Distance hurricane-Scrub (km)	Hurricane path with respect to Anguilla Island	Wind speed (kt)	Pressure (mb)
2017	Irma	September	5	25	SW	155	914
2014	Gonzalo	October	1	18	NW	74	984
2010	Earl	September	2	18	NE	95	967
1999	Lenny	November	2	26	SW	85	975
1995	Luis	September	4	8	NE	115	942
1960	Donna	September	3	21	NW	110	952
1955	Alice	January	1	26	SE	65	991
1950	Dog	September	3	17	NW	105	NA

1922	Unnamed	September	3	15	NW	100	NA
1906	Unnamed	September	2	13	NE	90	NA
1899	Unnamed	September	3	29	NE	100	NA
1871	Unnamed	September	1	23	NE	75	NA
1852	Unnamed	September	1	26	NW	70	NA

Tableau 5.1. Hurricanes that passed within 30 km from Scrub Island (Anguilla) from 1852 to 2017 (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks). SSHWS: Saffir–Simpson hurricane wind scale. Kt: knot, mb: millibar.

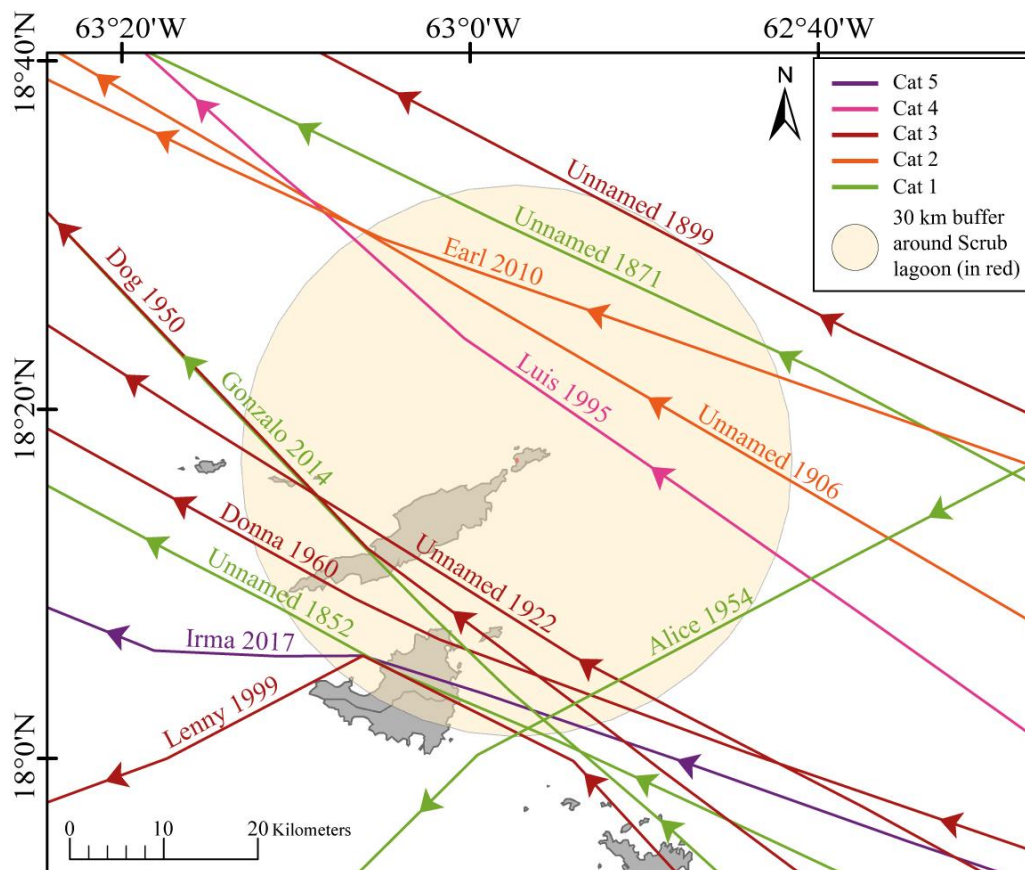


Figure 5.2. Historical hurricane tracks (1852–2017) passing within 30 km of the westernmost Scrub Island lagoon (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks).

5.4. Material and methods

5.4.1. Sampling and core description

Fieldwork took place in March 2018, with the aim of recovering a sedimentary record deposited in Scrub Island’s westernmost lagoon. Two 1 m-long sediment cores were sampled at 80 cm water depth using an Uwitec gravity corer with a hammer, which have led to only a

small compaction of sediment (less than 5 cm). The core location was chosen along a transect perpendicular to the coast. SCR1-18-01 was taken just behind the dune, whereas SCR1-18-03 was taken at the opposite side of the lagoon (150 m east of core SCR1-18-01), in a distal position relative to any potential washover. The cores were horizontally stored in a walk-in cooler in the laboratory, before being split, photographed, described in detail and subsampled.

5.4.2. Sedimentological and mineralogical analyses

Grain-size analyses were carried out at the EDYTEM laboratory using a Beckman Coulter LS 13 320 XR particle size analyser using sonication, with a range size between 0.010 μm and 3000 μm . Samples were not pre-treated, but large shells (> 2 mm) were not collected for grain-size analyses. The sampling step was about 5 mm through core SCR1-18-01 ($n = 126$) respecting facies boundaries. The mean grain size curve and the grain size contour plot were produced using Matlab software.

Core SCR1-18-01 was scanned at the SYMME laboratory (Annecy, France) using an X-ray tomography system (Easytom XL 150 from RX SOLUTION society) at 150 kV and 70 μA . The core was cut in two sections (110 to 70 cm and 70 to 0 cm), which were scanned one after the other. The acquisition time was about 1 hour per core (for each section, 7 successive scans by translating along the beam were necessary to cover the entire volume of the core). The reconstructed data are sets of 16-bit .tif image files representing cross-sections of the cores (horizontal slices from top to base). The image resolution (voxel size) is 55 μm for the lower 40 cm and 85 μm for the upper 70 cm of the core. The total number of images available for the core is 12992 (6048 + 6944). For each section, the vertical cross sections were reconstructed using Image J software and including the Fiji distribution extension (Schindelin et al., 2012).

X-ray diffraction (XRD) analyses were performed on core SCR1-18-01 with a sampling step of 5 cm ($n = 21$), to identify the mineralogical species. The diffraction was performed on powder in reflection mode on a sample holder of the ASTRE platform of the Université Savoie Mont-Blanc (XRD: INEL; tube $\text{CoK}\alpha=0.1789$ nm X-ray; slit of 1.5 x 0.1; reflection mode; generator INEL XRG3D 30 mA, 30kV; sensitive detector of curve position INEL CPS120 at 0,029° (2 theta) in resolution at FWHM). The mineralogical components were identified using the

Match! software. The first 10 cm of the core were not analyzed for mineralogy as they were required for the measurements of short-lived radionuclides (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am).

5.4.3. Geochemical analyses

X-ray fluorescence (XRF) analyses were carried out on both cores at the EDYTEM laboratory using the Avaatech Core Scanner (Avaatech XRF Technology, Alkmaar, The Netherlands) with a Rh anode and choosing a 1 mm-step resolution (Richter et al., 2006). Two runs were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV, 0.2 mA for 20 s with two replicates every 22 mm and a run at 30 kV, 0.3 mA for 20 s with two replicates every 20 mm. A principal component analysis (PCA) was performed on the XRF core scanner data for core SCR1-18-01 using the open-source software R (R Core Team, 2014) to highlight chemical endmembers (e.g., Sabatier et al., 2010) and element correlations.

Loss on ignition (LOI) analyses were performed on core SCR1-18-01 with a sample step of 5 cm ($n = 21$) to quantify the amount of organic matter (LOI550) and carbonates (LOI950) in the different sedimentary units, according to the protocol described by Heiri et al. (2001). It was noted that for this type of sediment (carbonate-rich), the 2 h at 950 °C of the protocol were not sufficient to burn all carbonates, with percentages of carbonates being usually about 20% lower than the final content. The latter was reached after heating the samples for an additional 4 h at 950 °C. Thus, the carbonates needed between 2 and 6 h at 950 °C to be totally burned, depending on their content in the samples. The first 10 cm of the core were not analyzed for LOI as they were required for the measurements of short-lived radionuclides (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am).

Ten slabs (8.5 x 1.5 cm) were sub-sampled from core SCR1-18-01 and resin-embedded for analysis with a LEO Stereoscan 440 Leica (ASTRE platform of the Université Savoie Mont-Blanc) scanning electron microscope (SEM) with 20 kV tension, in order to qualify small-scale sedimentary structures and grains at a 10 mm work distance. Chemical cartographies were performed on the slabs at a 23 mm work distance using the Quantax EDX probe (Bruker) from the ASTRE platform to highlight the elementary composition at the grain scale. The images were obtained in high vacuum mode, in secondary electron or backscattering electron modes.

5.4.4. Foraminifera analyses

In core SCR1-18-01, a total of 35 samples were taken every 10 cm in fine-grained deposits and every 5 to 1 cm in coarse deposits. Samples were weighed, dried at 60 °C and were sieved to retain the fractions 125-500 µm and >500 µm. Foraminifera found in dried residues of the two size fractions were determined and taxa were identified using common taxonomical reference literature, describing the foraminifera in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. All individuals were identified at least at a genus level, and their abundance was determined semi-quantitatively based on the number of specimens observed in a single 6 x 10 cm picking tray filled with dry residue. Only species occurrences with more than 6 individuals were considered as relevant for interpretative purposes.

5.4.5. Chronology

Short-lived radionuclides (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am) measurements were performed using the well-type Ge detectors at the Laboratoire Souterrain de Modane following the methods outlined in Reyss et al. (1995). A total of 14 and nine samples were collected from cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03, respectively, in the upper 12 cm and 10 cm, according to sedimentary facies boundaries. Excess ^{210}Pb was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities (Goldberg, 1963). Data were computed with the package 'serac' in R software (Bruehl and Sabatier, 2020).

A total of 13 organic macro-remains (wood and leaves) were collected in the muddy layers. ^{14}C measurements were performed by accelerator mass spectrometry (AMS) at the Poznan Radiocarbon Laboratory and at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) ARTEMIS at the CEA (Atomic Energy Commission) Institute at Saclay. The ^{14}C ages were converted to 'calendar' years at two sigma using the Intcal13 calibration curve (Reimer et al., 2013). An age-depth model was constructed using the R code package 'clam' in R software (Blaauw, 2010), based on ^{14}C ages and short-lived radionuclides data, following Sabatier et al. (2012).

5.5. Results and interpretation

5.5.1. Facies description

In both cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03, the sediment is composed of alternating coarse and fine units, with three main sedimentary facies identified. In the following, we mainly focus on core SCR1-18-01 and compare with samples of core SCR1-18-03.

Facies 1 (F1) consists of a silty organic-rich matrix with plant macro-remains such as wood and leaf fragments (Figure 5.5). The thickness of this facies varies from 1 to 6.5 cm in core SCR1-18-01 and from 0.5 to 16 cm in core SCR1-18-03. The color of Facies 1 varies from dark brown to light yellowish brown, reflecting variations in the amount of organic matter. Some sediment layers show a green (olive) color due to the presence of algal mats (at 16 cm depth for example, Figure 5.3). Mean organic matter (LOI550) content is 24% (+/- 8%) and the mean carbonate (LOI950) content is 35% (+/- 2%) (Figure 5.3). The carbonated fraction is composed of small calcitic shells and some patches of magnesian calcite (confirmed by XRD). These shells are about 0.5 to 1 mm long and mainly consist of bivalves and benthic foraminifera, such as miliolids (Fig. 3), which are typical of tropical lagoon environments (Hallock and Glenn, 1986). Layers of facies 1 display varying amounts of *Miliolinella* sp. tests (0 to 5 on the semi-quantitative scale) that are thin, transparent and show only minimal amount of wear (Figure 5.5). Facies 1 also contains very small (less than 5 µm in diameter) angular quartz grains (Figure 5.3). Some rare thin horizontal beds of NaCl deposits (halite) are also visible (Figure 5.3).

Facies 2 (F2) is a silty/very fine sandy unique deposit, between 46 and 40 cm depth in core SCR1-18-01 (6 cm thick), and 31 to 23 cm depth in core SCR1-18-03 (8 cm thick) (Figure 5.5, Figure 5.7). It is very pale brown and composed of 8% (+/- 3%) organic matter (LOI550) and 42% (+/- 1%) carbonates (LOI950). It displays many whole and intact shells of variable sizes (0.5 mm to 1 cm) and some larger sandy grains (about 1 mm), the latter consisting of calcite and magnesian calcite (Figure 5.3). Small bivalves (Figure 5.3) and larger gastropod shells (around 1 cm long) are found. The gastropods were identified as *Cerithideopsis costata*, which are known to live in tropical brackish environments such as coastal lagoons (Reguero

and Raz-Guzmán, 2018). The layer of F2 displays abundant individuals of *Miliolinella* sp. (2 to 5 on the semi-quantitative scale, Figure 5.5), indicative of a tropical lagoon environment. Tests of *Miliolinella* sp. are thin, transparent and intact. Like F1, F2 contains very small quartz grains (Figure 5.3). Halite (also evidenced by the XRD data) forms a coating around shells and sediment grains, and exhibits a typical cubic shape (Figure 5.3).

Facies 3 (F3) consists of light gray or light yellowish-brown coarse sand (Figure 5.5). The grain-size contour plot from core SCR1-18-01 shows that all these coarser layers have a similar grain-size distribution with a mode around 800 μm (Figure 5.5). Some layers exhibit a minor grading (e.g., 5-0 cm depth) but others do not present any grading (e.g., 60-47 cm depth). These coarse sand layers are identified as denser layers by X-ray tomography (Figure 5.5). Their thickness varies from less than 5 mm (65-64.5 cm depth) to 14 cm (61-46 cm depth) in core SCR1-18-01. However, in core SCR1-18-03 there are fewer and thinner layers of F3 (less than 5 mm to 6 cm thick). Most F3 layers display a sharp contact with the underlying units and some layers contain interbedded muddy layers, intraclasts, or mud with large wood and vascular plants remains in the upper part (described in section 5.6.3). No bioturbation was observed, except for three discontinuous deposits (84.5-83 cm, 69-68 cm, 66-65 cm depth in core SCR1-18-01), which may exhibit minor bioturbation. One oblique layer (22-21 cm depth in core SCR1-18-01) was probably horizontal before being moved during core sampling. F3 consists of 40% (+/- 2%) carbonates (LOI950) and 9 (+/- 5) % organic matter (LOI550) (Figure 5.3). It is mainly composed of carbonated sand, largely derived from eroded fragments of marine skeletal material, including bivalves, molluscs and corals. Shell fragments are of variable size (100 to 1000 μm). Both sand grains and shells consist of calcite and magnesium calcite (Figure 5.3), but also of aragonite (based on XRD data). Layers of F3 display rare to abundant individuals of *Miliolinella* sp. (1 to 5 on the semi-quantitative scale, Figure 5.5). Tests of *Miliolinella* sp. are thin, transparent and intact. However, all F3 samples contained some individuals (1 on the semi-quantitative scale, Figure 5.5) of the larger, symbiont-bearing taxa *Amphistegina gibbosa* and *Archais angulatus* (Figure 5.3). Some *Elphidium discoideale* (4 on the semi-quantitative scale) were also found between 93 and 92 cm depth in core SCR1-18-01 (Figure 5.5). Unlike the specimens of *Miliolinella* sp., the tests of *Amphistegina gibbosa* and *Archais angulatus* are thick, heavily calcified, opaque and strongly abraded. These large

foraminifera represent larger symbiont-bearing species with a very robust shell, typical of high-energy reef environments (Hallock and Glenn, 1986).

In rare F3 layers, very few *Cerithideopsis costata* shells have been found. Based on the presence or absence of salt coating (halite) on grains, three sub facies are distinguished within F3: Subfacies 3.1 is characterized by salt coating around all grains; subfacies 3.2 is characterized by an absence of salt coating; subfacies 3.3 is characterized by both salt-coated and non-salt-coated grains (Figure 5.3).

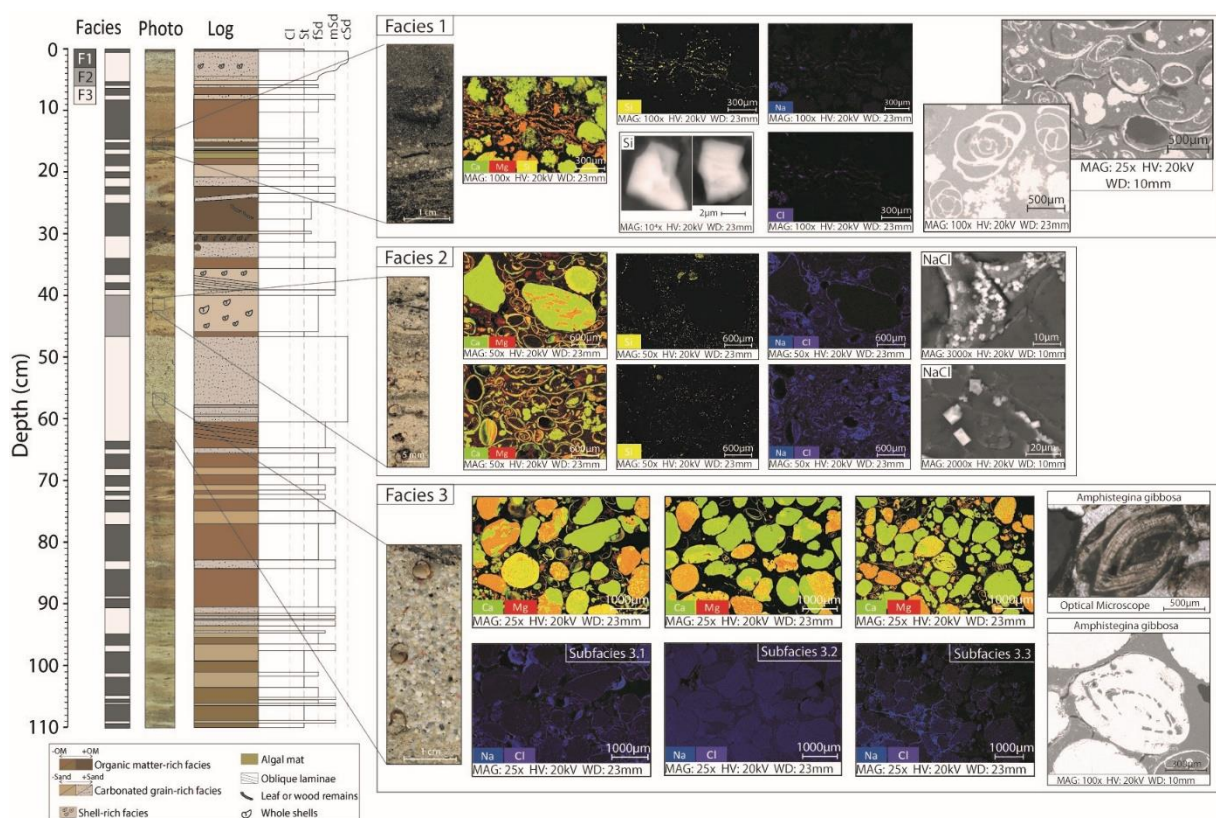


Figure 5.3. Facies of core SCR1-18-01. On the left of the figure: Facies, photo and sedimentary log. On the right: the three main facies of the core. For every facies there is a picture of a thin slide on the left, SEM images, and geochemical cartographies (with Ca in green, Mg in red, Si in yellow, Na in blue and Cl in purple). On the top right corner of F3, there is a photograph of a foraminifera (*Amphistegina gibbosa*) taken from an optical microscope.

5.5.2. Geochemistry

The main results obtained from XRF analyses of core SCR1-18-01 are presented in Figure 5.4. Linear regression tests on the Br and LOI550 results show a significant relationship with a R value of 0.53 and p-value < 0.05 (0.01342). This suggests that Br XRF peak areas can

probably be used as a proxy for organic matter content, since Br is known to have a strong affinity for organic matter (e.g., Chagué-Goff and Fyfe, 1996; Ribeiro Guevara et al., 2019). This strong relationship was also found in organic-rich peat in Salina Tam on Bonaire (Engel et al., 2012) and peat in Shinmachi, Hawaii (Chagué et al., 2018).

A strong relation between S and Br, in association with organic matter, has previously been reported using principal component analysis (PCA), explaining 61% of the variance, as also previously reported (Chagué et al., 2018). However, Br and S also occur in higher concentrations in seawater than freshwater (Wedepohl, 1971), and this could explain their strong relationship in the Scrub lagoon, although it appears that their affinity with organic matter mostly explains their distribution.

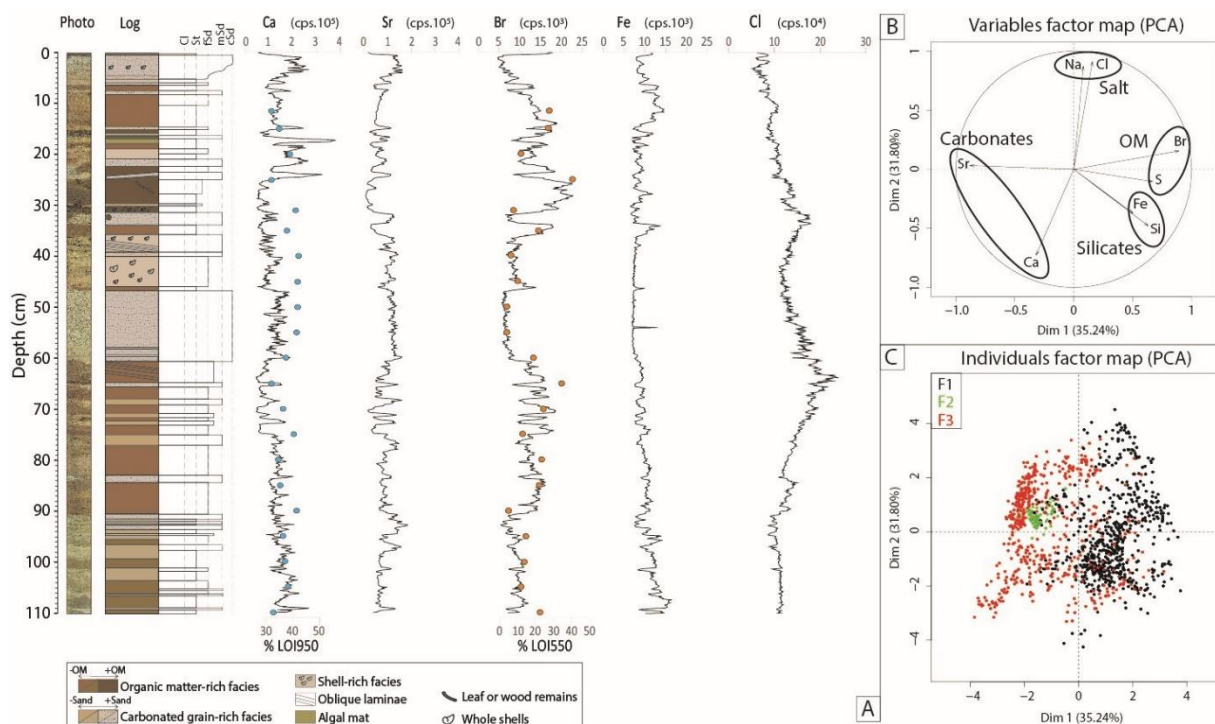


Figure 5.4. Geochemical data for core SCR1-18-01. (A) From left to right, picture, sedimentary log, XRF data for Ca, Sr, Br, Fe and Cl. LOI950 and LOI550 percentages are superposed on the Ca and Br data, respectively. (B) PCA analysis from the XRF data. (C) Map of the geochemical data distribution with the facies information. The black dots correspond to F1, the green dots to F2 and the red dots to F3.

The two first dimensions (Dim1 and Dim2) of the PCA (Figure 5.4B) represent 67% of the total variance. Br, S, Fe and Si have a positive loading on Dim1 while Sr presents a negative correlation. Dim2 allows to distinguish Na and Cl (positive loading) from Ca with a negative correlation. From this PCA representation, four different endmembers can be identified: (1)

“salt” represented by Na and Cl, (2) “organic matter” (OM) represented by Br and S, (3) “silicate” represented by the Si and Fe and allochthonous inputs, and (4) “carbonates” endmembers represented by Ca and Sr. Ca and Sr do not exhibit a strong correlation and this can be explained by the presence of other minerals such as magnesian calcite. By labelling samples with the facies information in the PCA, it was possible to establish a map of the geochemical data distribution (Figure 5.4C). F1 is dominated by the “organic matter”, “silicate” endmembers and more or less influenced by the “salt” endmember. F2 seems to be correlated with the “carbonates” endmember, due to the presence of Sr-rich shell fragments (e.g., Sabatier et al., 2010; Chagué-Goff et al., 2017 and references therein). F3 is also linked to the “carbonates” endmembers (represented by Ca and Sr) and more or less influenced by the “salt” endmember. Moreover, F3 is poorly linked to the “organic matter” endmember represented mainly by Br. On the other hand, F3 is characterized by the Sr/Br ratio, which increases in this facies (Figure 5.5).

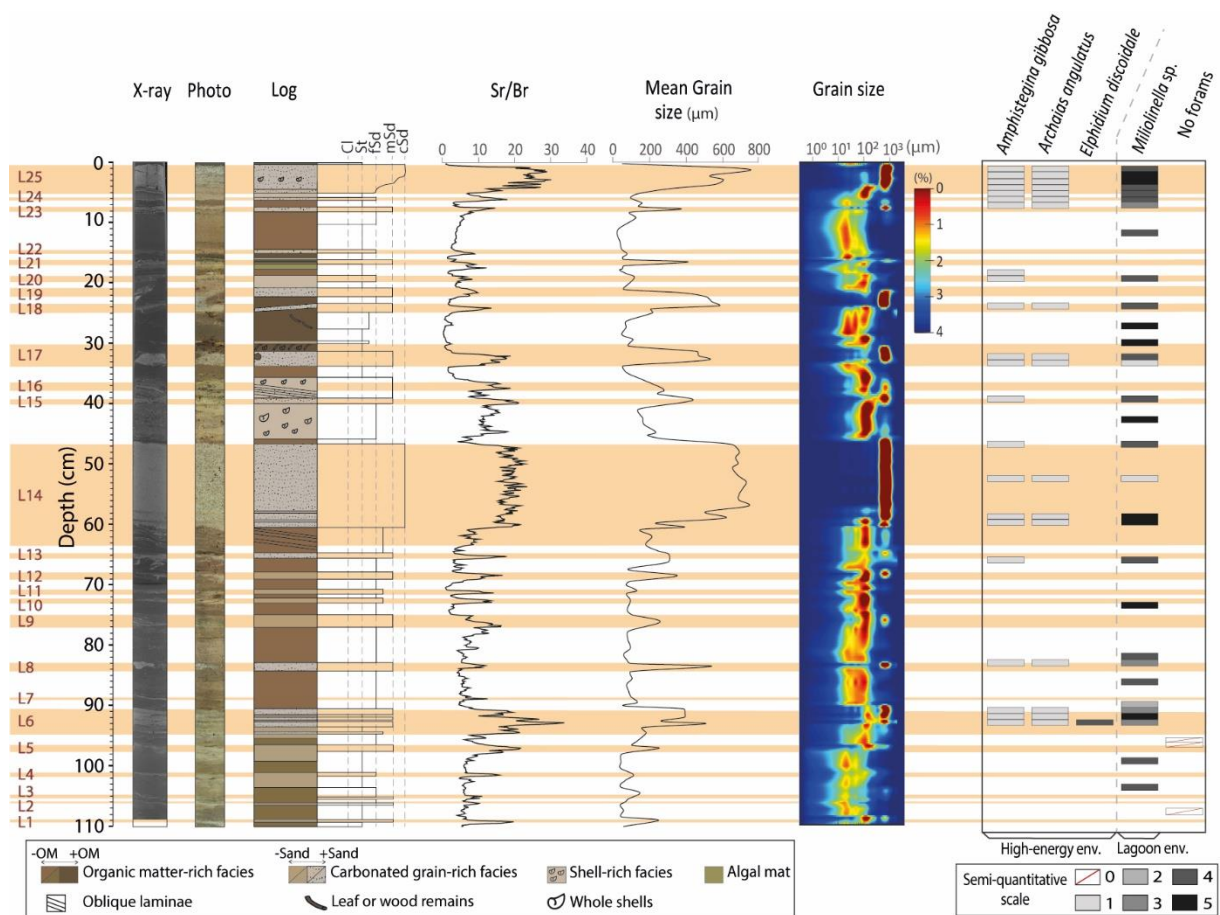


Figure 5.5. Data for core SCR1-18-01. From left to right: F3 Layers (in red) associated to the orange lines, X-ray, photograph, sedimentary log, Sr/Br ratio from the XRF data, mean grain size, map of the grain-size distribution, Abundance of high-energy environment and lagoonal foraminifera (125-500 µm

and >500 μm fractions) according to a semi-quantitative scale: 0 = no individuals, 1 = 1 to 2 individuals, 2 = 3 to 5 individuals, 3 = 6 to 15 individuals, 4 = 16 to 40 individuals, 5 = more than 41 individuals.

The Sr/Br ratio increases simultaneously with grain size in F3, although the sampling resolution of grain size was coarser, and did not allow identification of very thin units. This enable us to use Sr/Br as a high-resolution grain-size proxy, which is useful to precisely identify the boundaries of the coarse deposits in the study area. Based on grain size and Sr/Br ratio, 25 coarse layers (F3) were identified in core SCR1-18-01 and labelled L1 to L25 (Figure 5.5).

5.5.3. Chronology

5.5.3.1. Short-lived radionuclides

Unfortunately, short-lived radionuclide results obtained from core SCR1-18-01 did not provide any interpretable information. For core SCR1-18-03, no sedimentation rate could be calculated on the basis of the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ data. Nevertheless, the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profile shows that there is still some excess ^{210}Pb at 85 mm (Figure 5.6), suggesting that the sediment at that depth was deposited during the 20th century. Moreover, a clear peak in the ^{137}Cs profile at 17 mm depth (highest activity >15 mBq g^{-1}) can be attributed to the maximum nuclear weapon tests in 1963 (Pennington et al., 1973). This suggests that F3 layer 25 (L#25 at 22 mm depth, Figure 5.6) is probably older than 1963. The deepest significant presence of ^{137}Cs activity, at 40 mm depth (5 mBq g^{-1}), could correspond to the first measurable fallouts of nuclear weapon tests in 1955 (Pennington et al., 1973; Evrard et al., 2020). Thus, the youngest F3 layer (L#25, Fig. 5) in both cores was probably deposited between 1955 and 1963 (Figure 5.6), while the deeper L#24 and L#23 (Figure 5.5) were probably deposited before 1955, but still during the 20th century.

5.5.3.2. ^{14}C ages and age-depth model

The oldest age in core SCR1-18-01 is between 389 and 536 cal. CE at 105 cm depth (Tableau 5.2; Figure 5.7). In core SCR1-18-03, the oldest age is between 1132 and 1027 cal. BCE at 98.5 cm depth showing that the eastern part of the lagoon preserves a longer sediment record (Tableau 5.2; Figure 5.7). A correlation between core SCR1-18-01 and core SCR1-18-03 was performed based on F3 layers and using Sr/Br ratio and ^{14}C ages (Figure 5.7).

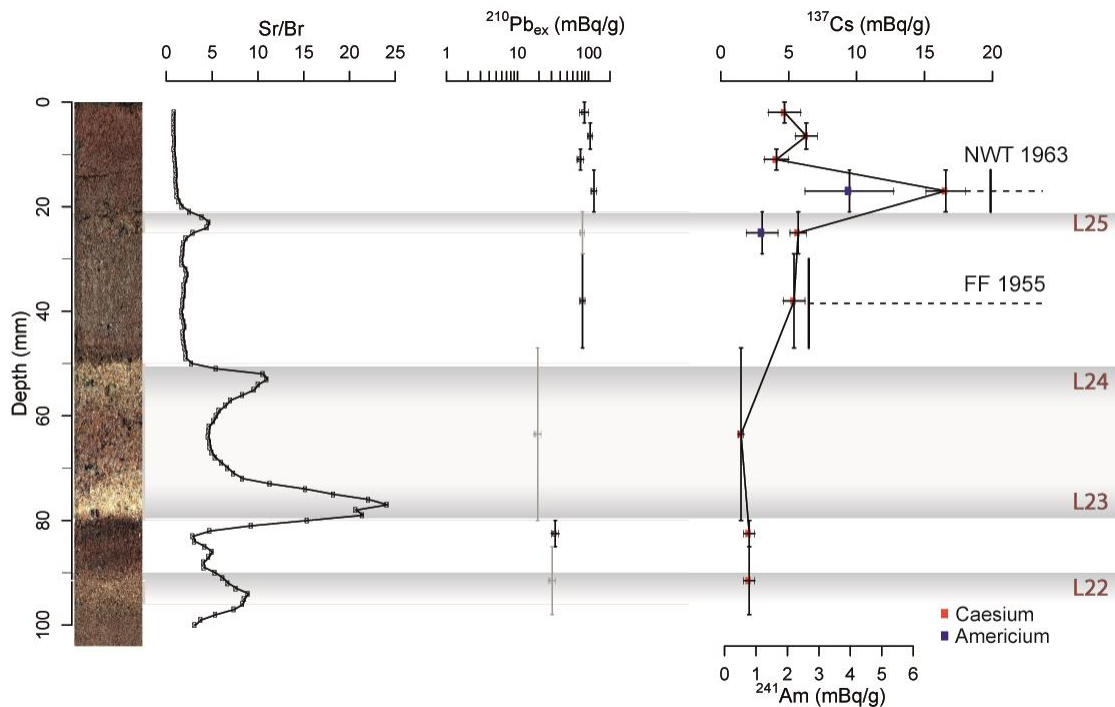


Figure 5.6. SCR1-18-03 short-lived radionuclide data with the excess ^{210}Pb in logarithmic scale associated with the ^{137}Cs (NWT: Nuclear Weapon Tests; FF: First Fallout recorded) and ^{241}Am profiles and Sr/Br ratio.

Sample name	Core	Depth (cm)	Sample type	Age (CE/BCE)	Calibrated age ranges at 95% confidence interval (cal. CE/BCE)
Poz-111671	SCR1-18-01	14.5	Plant macro-remains	1805 ± 30	1668-1947
SacA54690	SCR1-18-01	21	Plant macro-remains	1795 ± 30	1666-1950
SacA54691	SCR1-18-01	31	Plant macro-remains	1725 ± 30	1641-1950
Poz-111673	SCR1-18-01	43.5	Plant macro-remains	1590 ± 30	1452-1634
Poz-111674	SCR1-18-01	64	Plant macro-remains	1285 ± 30	1276-1391
SacA54692	SCR1-18-01	71.5	Plant macro-remains	1005 ± 30	1026-1155
Poz-111675	SCR1-18-01	80	Plant macro-remains	825 ± 30	778-990
Poz-111677	SCR1-18-01	89.5	Plant macro-remains	755 ± 30	721-941
Poz-111678	SCR1-18-01	96	Plant macro-remains	635 ± 30	655-768
SacA54693	SCR1-18-01	105	Plant macro-remains	335 ± 30	389-536
Poz-111679	SCR1-18-03	44.5	Plant macro-remains	775 ± 30	770-962
Poz-111680	SCR1-18-03	64.5	Plant macro-remains	105 ± 30	86-238
Poz-111681	SCR1-18-03	98.5	Plant macro-remains	980 BCE ± 30	1132 BCE-1027 BCE

Tableau 5.2. ^{14}C ages for cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03 (plant macro-remains: wood or leaves).

An age-depth model was constructed for core SCR1-18-01 using the ten ^{14}C ages (Tableau 5.2) and the information provided by the radionuclides (^{137}Cs peaks at 1963 CE and 1955 CE) (Figure 5.6) for the topmost part of the core. First, the sediment depth of core SCR1-18-01 was corrected by subtracting the depth of the 25 F3 layers, which were interpreted as “instantaneous” events, in order to build an event-free sedimentary record (Sabatier et al., 2017) (Figure 5.8A). Then, an age-depth model was calculated by a smooth spline function using the R package *Clam* (Blaauw, 2010). The vertical blue bars (Figure 5.8B) represent the ages of the 25 “instantaneous” deposits with uncertainties (two sigma) resulting from the age model. The mean sedimentation rate (without “instantaneous” deposits) is $0.47 \pm 0.24 \text{ mm yr}^{-1}$.

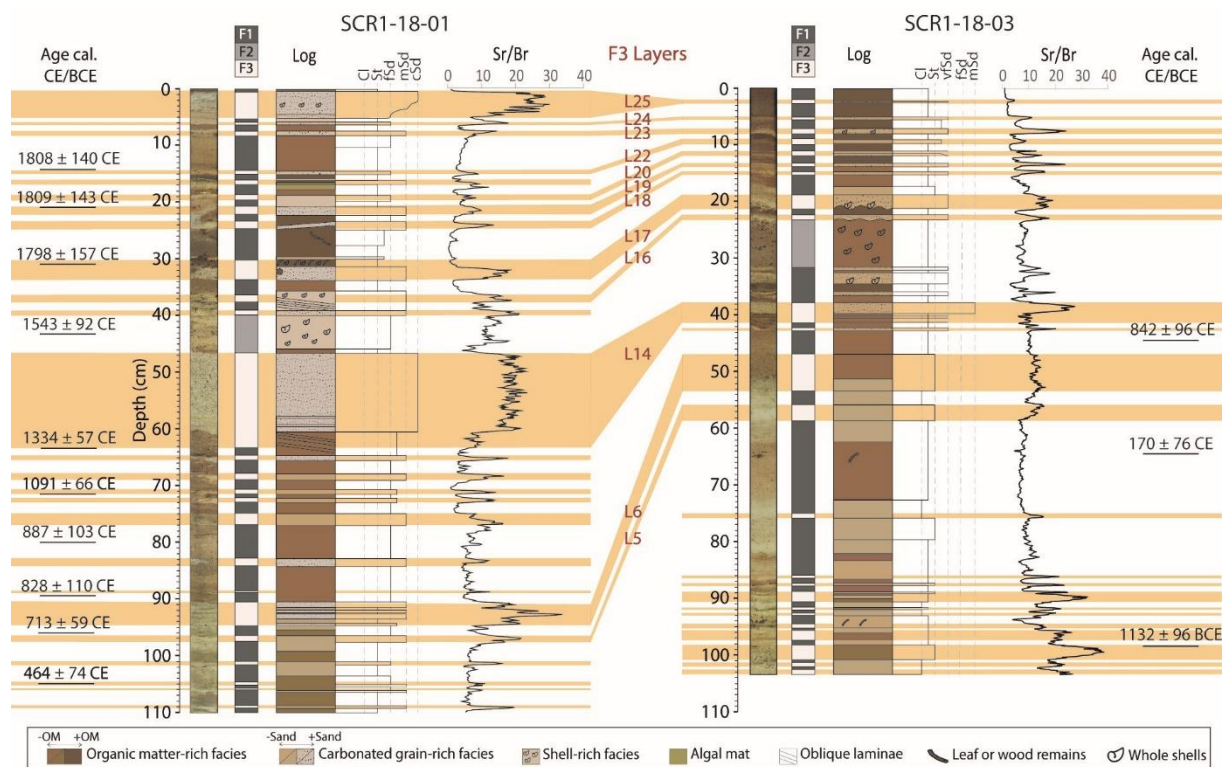


Figure 5.7. Sedimentary logs for cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03 with the depth of the ^{14}C ages in cal. CE/BCE. The orange lines highlight the F3 layers from both cores that were correlated. Indicated depths are relative to the bottom of the lagoon, 80 cm below mean sea level.

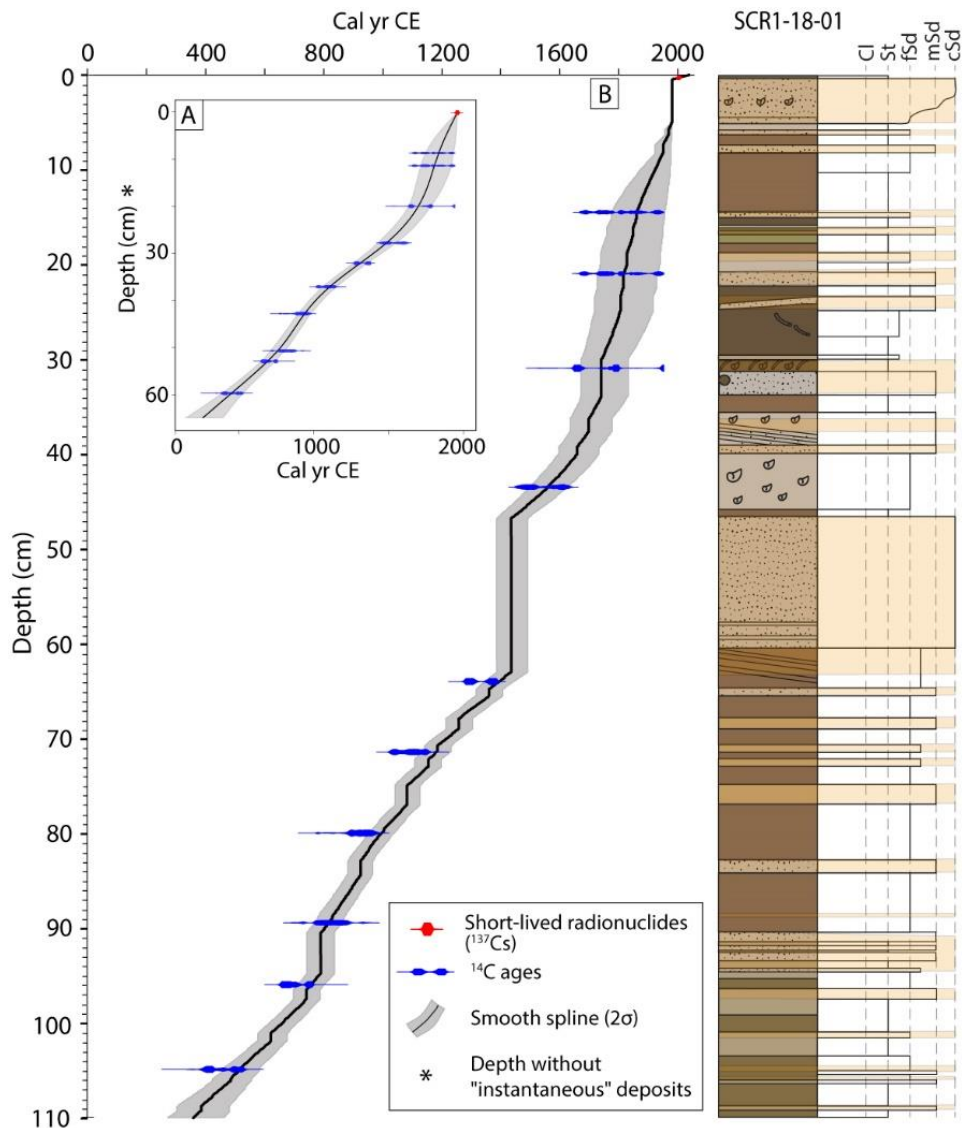


Figure 5.8. Age model. (A) Age-depth model with instantaneous-deposit-free depth. (B) Age-depth model from calibrated radiocarbon data and short-lived radionuclides data (^{137}Cs).

5.6. Discussion

5.6.1. Sedimentary facies interpretation

F1 consists of mostly silty brown deposits, which contain only one single taxon of *Miliolinella* sp. Miliolids are known to be particularly tolerant for increased salinity (Murray, 2006) and assemblages strongly dominated by miliolids are typically found in hypersaline lagoons but also in brackish-marine lagoons (Gischler et al., 2003; Gregory et al., 2015). Thus they most likely represent the autochthonous fauna of the lagoon. This facies is also rich in organic matter, Br and S (“Organic Matter” endmember, Figure 5.4B). This high organic matter

content is probably related to autochthonous algal productivity as terrestrial organic matter inputs through run-off reaching the lagoon from the inner part of this small karstic island is very limited. The very small angular quartz grains found in the organic matrix are unlikely to originate from Scrub Island, which only comprises carbonates. The very small mean grain size ($<5\ \mu\text{m}$) may indicate eolian transport (dust), far away from the source, as reported by Van der Does et al. (2016). (Kumar et al., 2014) convincingly demonstrated that the dust over the Virgins Islands (200 km west from Scrub Island) is largely derived from particles originating from African sources (the Sahel and/or north-western Africa), transported via summer easterly Trade Winds. Moreover, they also excluded the possibility of local or nearby particle sources for the dust in this part of the Caribbean. Therefore, we interpret these grains as long-range-transported (LRT) eolian particles, transported from Africa to this island. African dust is already known to be transported to the Caribbean (Prospero, 2003; Muhs et al., 2007, 2012; Muhs and Budahn, 2009), and includes other particles such as clays and iron oxides (Coudé-Gaussen, 1991; Muhs et al., 2012). The strong positive correlation between Fe and Si on the PCA (Figure 5.4B) thus suggests that Fe in F1 most probably had the same eolian origin (“silicates” endmember, Figure 5.4B). These two poles are the major components of F1 (Figure 5.4C). Based on these data, F1 is interpreted as recording both the autochthonous lagoon sedimentation and probably eolian sediment input.

F3 consists of 25 layers of carbonate sand with mostly aragonitic shell fragments. These layers are plotting close to the “carbonates” endmember (Figure 5.4B) with high Ca and Sr contents found in primary marine carbonate minerals, including aragonite and high-Mg calcite. Since Br is associated with autochthonous organic matter in this lagoon, the synchronous variations of Sr/Br ratio and grain size increase are used to identify these 25 layers (Figure 5.5). Eleven intervals of F3 (Figure 5.5) display large symbiont-bearing foraminifera *A. gibbosa* and *A. angulatus*, which are typical of open marine subtropical to tropical environments with a normal salinity (Gischler et al., 2003). Based on their living environment and their abraded tests, it is likely that these taxa are allochthonous and that they were transported into the lagoon during marine incursions, as also reported elsewhere (e.g., Pilarczyk et al., 2016). Most F3 layers exhibit a sharp basal contact and thin inland, with the number of these units also decreasing landward as attested from core correlation (Figure 5.7). Moreover, there is no river on Scrub Island, so there is no water flow from the karstic

island to the lagoon. No inlet can form under the current micro-tidal regime, which means that the lagoon is permanently closed under normal hydrodynamic conditions. The sand deposits found in the lagoon are unlikely to have been transported by wind action due to their coarse grain size (800 μm). Consequently, F3 layers are interpreted as high-energy deposits resulting from overwash of the sandy barrier related to either hurricanes or tsunamis.

F2 (46 to 40 cm depth) is the only one showing large accumulations of intact *Cerithideopsis costata* shells associated with other small bivalve shells. The large amount of shells explains the high counts of Sr for the “carbonates” endmember. This shell accumulation is found at the same period (1450-1635 cal. CE) in both cores (Figure 5.7), suggesting that it probably extended over the entire lagoon. It could record a change in physical or chemical parameters inside the lagoon. No evidence was found for drier climatic conditions in the area during this period. The thickest F3 layer (L#14, 61 to 47 cm depth in core SCR1-18-01) occurs just below F2 and was also identified in core SCR1-18-03 (41 to 38 cm depth). Two hypotheses may explain such accumulation of *Cerithideopsis costata* shells in the lagoon. First, we assume that the depositional process of L#14 led to drastic changes in quantity and quality of sedimentary organic matter, sulfide contents, and sediment redox condition compared to normal organic-rich sediment (F1) as also reported in a shallow eutrophic lagoon in Sendai Bay (Japan), where this was associated with the impact of the 2011 Tohoku-oki tsunami (Kanaya et al., 2015). Such changes in the habitat quality may explain the sudden occurrence of *Cerithideopsis costata*. According to the radiocarbon ages (Tableau 5.2), this change in macrozoobenthic assemblage lasted 200 years after the massive sand input and before the deposition of the next F1 layer. The second hypothesis is that the F3 deposit (L#14) corresponds to a high-energy event that may have breached the sand barrier causing the level of the lagoon to drop. A low water level would have resulted in a salinity increase in the lagoon. Indeed, F2 displays high concentration of halite around the shells (Figure 5.3). Following this hypothesis, salinity would have become too high for *Cerithideopsis costata*, which develop in brackish water, leading to the death of the individuals and accumulation of their shells in the lagoon during this period.

5.6.2. Limitations of the study site for paleotsunami and paleo-hurricane chronicles

Since F3 layers are probably sediment records of high-energy marine flooding events, the studied lagoon seems to represent an ideal site for recording past tsunamis or hurricanes. Today the sandy barrier separating the lagoon from the open ocean is 2 to 5 m high a.s.l. from north to south. Therefore, a maximum wave height over 2 to 5 m is needed to overwash or overtop the dune crest. Such a runup may result from exceptionally high sea levels (e.g., Atwater et al., 2014) reached during hurricanes, due to the combined effects of storm surge (resulting from low pressure effect and wind stress), wave setup, swash and infra-gravity waves (e.g., Chaumillon et al., 2017). Alternatively, runups higher than 2 to 5 m may also occur during tsunamis (e.g., Atwater et al., 2012). The sensitivity of a given barrier to overwash may vary through time because of many factors that can be grouped as allogenic and autogenic (Scileppi and Donnelly, 2007). One major allogenic parameter corresponds to relative sea level variations, since sea-level rise increases the vulnerability of barriers to overwash. However, no major sea-level changes have been reported over the last 1600 years in the Antilles (Khan et al., 2017). Autogenic parameters, including the presence or absence of an inlet or a breach, also control the barrier sensitivity to overwash (Donnelly et al., 2001; Sabatier et al., 2012). The sensitivity of a lagoon system to record a hurricane and/or a tsunami increases when the barrier is breached or cut by an inlet. After an overwash, a barrier breach and/or lowering of the barrier may occur for a limited period of time and lead to a greater vulnerability to future overwash. It is very likely that the barrier morphology has evolved during the past 1600 years and that it could have been lower in the past. However, we do not have any constraints about such evolution, thus reconstructing paleo intensities from the sediment records in the studied lagoon remains difficult. Indeed, estimating the frequency of marine-flooding sediment records from coarse sediment layers (F3 layers) must be carried out with caution. In fact, every F3 layer does not necessary correspond to a single rapid-onset event. For example, if two such events occurred in a short period of time, this may lead to the deposition of two amalgamated sandy layers that cannot be differentiated. On the other hand, very high energy events may erode lagoon sediments, including previously deposited event layers, as reported on the Sendai Plain during the 2011 Tohoku-oki tsunami (Shinozaki et al., 2015). Thus, this cannot be

completely discounted, although it is also possible that the frequency of high energy events is close to the frequency of sand layers recorded on Scrub Island.

5.6.3. Tsunami deposits

Many criteria have already been defined to distinguish tsunami from storm deposits (Engel et al., 2016; Goff et al., 2004; Kusumoto et al., 2018; Morton et al., 2007), however, these criteria are mostly site-dependent. Among the 25 F3 deposits, two deposits display specific criteria which may contribute to their identification as tsunami records.

The upper layer displaying specific tsunami criteria corresponds to layer 17 (L#17, Figure 5.5). It is 4 cm thick in core SCR1-18-01, and is also recorded in core SCR1-18-03 (Figure 5.7). L#17 is composed of a sandy layer with a lagoonal mud layer at the top. The sandy part shows a slightly fining upwards trend (530 to 470 μm mean grain size), which most likely reflects a decrease in intensity of the current (e.g., Morton et al., 2007). The presence of numerous large vascular plant remains (up to 4 cm long) was also noted in the top part of the sand deposit. An intraclast, which is a rip-up clast of the underlying cohesive substrate (F1), is visible in the sand layer (Figure 5.3). It occurs when the underlying deposit is eroded by the high-energy flow and suspended in the water before being deposited when the flow speed decreases (Morton et al., 2007). These characteristics are commonly used to identify tsunami deposits and thus have led us to interpret L#17 as a tsunami deposit.

Moreover, L#17 does not display salt-coated grains. Considering that tsunami waves have longer wavelengths than hurricane waves, tsunami deposits often contain records of deeper reworked sediment (Uchida et al., 2010). Variations of salt coating around grains (subfacies 3.1, 3.2 and 3.3, Figure 5.3) could be a potential marker of the origin of sediment reworked by marine flooding. Salt coatings may result from halite precipitation on sand grains exposed to both sea spray and sea water and strong evaporation. Such conditions are commonly found on beach barriers (e.g., Ward, 1967), but also on land following tsunami inundation (e.g., Chagué-Goff et al., 2012), even one year after the event despite dilution by rainfall, as observed in the case of the Tohoku-oki tsunami (Chagué-Goff et al., 2014). Thus, the abundance of salt coating could be an indicator of beach-barrier sands as a source of tsunami deposits. On the contrary, the absence of salt coatings can be related to an absence

of strong evaporation, a situation which can be found in submarine sand, or sand from the lower shoreface (e.g., Ward, 1967). Thus, the absence of salt coating on grains in L#17 might indicate a deeper sediment source, farther away from the shoreline.

Finally, the 2 cm-thick lagoonal mud layer above the sand deposit contains a large amount of wood and unidentified vascular plant remains. This concentration of plant remains reflects an important terrestrial input in the lagoon that can be interpreted as resulting from plant debris coming from the barrier or the interior of the island during the L#17 event. As organic matter is less dense, it is deposited on top of the tsunami deposit out of suspension, as previously reported (e.g., Chagué-Goff et al., 2011).

According to the age model (Figure 5.8), this event is dated between 1652 and 1810 cal. CE, which could correspond to the 1755 CE Lisbon tsunami, which has been previously reported in 17 locations across the Caribbean (NGDC/WDS, 2020). Furthermore, no strong historical hurricanes are known to have impacted the region during that period.

Layer 14 (L#14, Figure 5.5) is the older layer displaying tsunami criteria. First, it is the thickest (14 cm thick in SCR1-18-01) among all the F3 layers in both cores (Figure 5.7), possibly indicating the occurrence of an exceptional marine incursion. It is composed of a massive single sandy bed. The absence of grain-size variations is indicative of an extremely rapid deposition such as would occur when flow decelerates between the uprush and backwash phases during a tsunami (Morton et al., 2007) or a very well sorted source. However, the CT image (Figure 5.5) displays some internal mud laminae at 57.5 and 59 cm depth. These layers are related to the suspension load during the waning stage between waves, with sufficient time for mud to settle between successive waves (e.g., Jaffe et al., 2003; Naruse et al., 2010). L#14 shows a mix of salt coated and non-salt coated grains, probably indicating sediment reworked from both the barrier and the shoreface. Thus, these criteria have led us to interpret this deposit as the result of a major tsunami event. Finally, the presence of the single facies 2 deposit just above L#14 suggests that this event was the only one able to have a long-term environmental impact (changes in nutrient inputs and/or salinity for ca. 200 years) inside the lagoon over the last 1600 years, reinforcing the hypothesis of an exceptional event.

L#14 is dated between 1364 and 1469 cal. CE. By comparison with others studies in the Caribbean region, this age corresponds to the Pre-Columbian event identified in St Thomas (US Virgin Islands) dated between 1200 and 1450 cal. CE (Fuentes et al., 2017) but also in

Anegada (British Virgin Islands), where it was dated between 1200 and 1480 cal. CE (Atwater et al., 2017). These two islands are located between 150 and 200 km northwest from Scrub Island, close to the seismically active Puerto Rico Trench (Figure 5.1B), which is a possible source for a tsunami in the Caribbean (Atwater et al., 2017). Among the potential tsunamigenic sources of the Puerto Rico Trench, there has been reported subduction thrusting, normal faulting at the northern trench wall and submarine landslides that may have triggered major tsunamis along the northern margin of Puerto Rico (Grindlay et al., 2005).

Near Manatee Bay (South Jamaica), a washover deposit dated between ~1290 and 1400 cal. CE was found in a coastal lagoon and attributed to an extreme wave event (Palmer et al., 2020). In Bonaire (South Caribbean), sublittoral sediments interrupting onshore sedimentary sequences on the eastern shore (Boka Washikemba) provide evidence for a major wave impact shortly before 500 cal. BP (1450 cal. CE), which most likely corresponds to a tsunami (Engel et al., 2010). In the same region, the study of a sediment core from a saline lagoon on Cayo Sal Island, (western Venezuela) showed probably tsunami-laid reworked peat (Weiss, 1979). This event is dated between 1180 and 1450 CE based on uncalibrated ¹⁴C data (Weiss, 1979), which correspond to an age between 1046 and 1481 cal. CE applying the IntCal13 calibration curve of Reimer et al. (2013). Bonaire and Cayo Sal Island are located more than 800 km south of the Puerto Rico Trench, and Manatee Bay (Jamaica) is more than 1400 km east of it. This indicates that if all the study sites cited above recorded the same tsunami, it most probably hit the whole Caribbean area.

It is also possible that coarse layers dated to the expected age of this tsunami in other study sites have been misinterpreted as hurricane or storm events. Such an event was reported in Saint-Martin, 25 km south-southwest of Scrub Island, within a lagoon with the same orientation (Malaizé et al., 2011), on Vieques, east of Puerto Rico, with a single high energy event during a period with fewer intense hurricane strikes (Donnelly and Woodruff, 2007a), and in Belize, where the event was described as "much stronger than all other storms in the record" (McCloskey and Keller, 2009, p. 62). If all the above-cited sediment records are related to the same event, their wide geographical extent would exclude the hypothesis of a hurricane record, as one hurricane generally cannot cross both the north and south of the Caribbean. Finally, while most of these studies proposed an age for this event with a more than a 200-year uncertainty, the new age constraint provided by our age model gives a much more accurate age with only a 100-year uncertainty. The identification of new sedimentary

records of this event would therefore provide an opportunity to further refine its chronology and source. A record of this event might be preserved in other islands in the northern or southern Caribbean and should be investigated.

5.6.4. Hurricane chronicle

If layers L#14 and L#17 are related to tsunami events, the 23 remaining sandy layers (F3 deposits) deposited in the studied lagoon over the last 1600 years can probably be interpreted as resulting from storms/hurricanes (Figure 5.8). Among those 23 layers, the three most recent F3 deposits occurred since the mid-19th century and can be associated with historical hurricanes. Intriguingly only three high-energy events are recorded in the lagoon as sandy layers, while 13 hurricane trajectories (Tableau 5.1) passed less than 30 km from Scrub Island since 1852 CE (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks). Thus, we assume that the study site has only recorded the closest and most intense hurricanes.

According to ^{137}Cs activity, L#25 was deposited between 1955 (first ^{137}Cs fallouts in sediment) and 1963 CE (maximum nuclear weapon test in the Northern Hemisphere, Figure 5.6). This layer can be tentatively related to the only hurricane that passed within 30 km from Scrub between 1955 and 1963, Category 3 Hurricane Donna in 1960 CE (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks) (Tableau 5.1). According to the short-lived radionuclide measurements, L#24 occurred before 1955 CE but during the 20th century, as the sediment still presents $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity (Figure 5.6), and based on our age model, it is dated between 1935 and 1959 CE (Figure 5.8). There were two hurricanes in the region during this period: Category 3 Hurricane Dog (1950) and Category 1 Hurricane Alice (1955) (Tableau 5.1). As Dog seems to be both closer and stronger than Alice, it may be recorded by L#24. L#23 is dated between 1903 and 1957 CE with the best age being 1930 CE according to the age model (Fig. 8). L#23 can tentatively be attributed to the unnamed category 3 hurricane that occurred in 1922 CE (Tableau 5.1).

Based on the instrumental data available, it appears that three conditions must be fulfilled for a given hurricane to leave a sedimentary record in the studied lagoon, assuming sediment availability: (1) at least category 3 on the Saffir-Simpson scale, (2) a hurricane track less than 30 km from Scrub Island, and (3) a hurricane heading southward of Scrub and northwest of Anguilla (Figure 5.2). It is likely that the hurricane path must face the barrier to

be recorded in the lagoon and thus must reach northwest Anguilla, as Anguilla Island appears to act as a barrier for hurricanes passing south of the island. This could explain why Category 5 Hurricane Irma and Category 3 Hurricane Lenny were not recorded in the studied lagoon, as their path bypassed Anguilla from the south (Figure 5.2). Moreover, hurricanes passing north of the lagoon are unlikely to be recorded.

5.6.5. Regional comparison and climate forcing

The studied lagoon provides an opportunity to estimate long-term hurricane activity in the region over the last 1600 years. A 101-year window event frequency was established for Scrub Lagoon (Figure 5.9D) based on the chronology of the hurricane deposits in the sediment record. The 101-year window event frequency was chosen to be compared to other study sites with a comparable event frequency window from Wallace et al. (2019). Six time periods are characterized by more frequent hurricane sediment records (at least two per century): 445-525, 720-835, 1080-1230, 1625-1695, 1745-1890 and 1920-1970 cal. CE (Figure 5.9D). The longest period with a relative high frequency of hurricanes (1080-1230 CE) occurred during the Medieval Warm Period (800-1300 CE). It is known that during this period, the sea surface temperatures (SSTs) were high in the Atlantic Main Development Region of hurricanes (MDR), which extends in the east from Cape Verde to Guinea in Africa to the Caribbean Sea in the west (Wallace et al., 2019). Murakami et al. (2018) showed that high-frequency hurricane periods seem to be linked to warm SSTs in the tropical North Atlantic, as hurricanes obtain more energy from warmer oceans during their westward propagation from the MDR.

On the other hand, five time periods are characterized by an absence of strong hurricanes in the sediment record: ~560, ~670, 965-1020, 1400-1600, ~1740 cal. CE (Figure 5.9D). The longest period without hurricane (1400-1600 CE) occurred during the first part of the Little Ice Age (1450-1900 CE), when SSTs were low in the Atlantic Ocean (Wallace et al., 2019). However, the period with the highest frequency also occurred from 1740 to 1890 cal. CE, when SSTs are supposed to be low in the Atlantic Ocean. Burn et al. (2016) showed that in Barbuda Island (Figure 5.1), ENSO combined with AMO appear to have exerted some additional influence on rainfall activity from 1720 to 1860 cal. CE, which could indicate the influence of these parameters in the Lesser Antilles and may explain the singularity of the increase in hurricane frequency in Scrub Island during this period.

The Scrub Island sediment record provides new information on the variability of past hurricane activity in the Caribbean. Thus, we compared this new chronicle to other sites where hurricane sediment records are available: Salt Pond, Massachusetts (Donnelly et al., 2015), South Andros, Bahamas (Wallace et al., 2019), and Lighthouse Reef Blue Hole, Belize (Denommee et al., 2015) (Figure 5.9A-C). From this comparison (Figure 5.9), it appears that Scrub and South Andros (Bahamas) records are in phase, except from a short period between 900 and 1050 cal. CE and at lesser extent between 1230 to 1500 cal. CE with an increase in the Bahamas hurricane chronicle. On the other hand, the Long Pond (Massachusetts, USA) signal is in antiphase with Scrub Island, except from 445 to 525 cal. CE, where storm frequency increases at both sites, but with a larger increase for Long Pond. The signal of the Lighthouse Reef Blue Hole (Belize) is mostly not in phase with the Scrub Island signal, except for the periods 1400-1600 and 1920-1970 cal. CE.

Differences in hurricane sediment records between Scrub Island and the other sites can be partially explained by the position of Scrub Island with respect to hurricane tracks. Compared to the three other sites, Scrub Island is the most easterly, located at the forefront of many hurricane trajectories heading westward to the northern part of Caribbean and Gulf of Mexico. Among the 13 historical hurricanes that passed within 30 km from Scrub between 1852 and 2017, two also hit the Bahamas, but none reached Belize. Most of them have made their way close to the North American East Coast, but never reached the Massachusetts region (Figure 5.9). Nevertheless, even if this regional comparison provides a relative coherent pattern, small differences of hurricane activity between each site could be also explained by hurricane intensity changes between Scrub Island and other sites and by the long-term sensitivity variations of different sedimentary systems for recording hurricanes.

However, the antiphase signal of Massachusetts record with respect to the three other sites may provide evidence for a latitudinal impact for hurricane tracks. Wallace et al. (2019) showed that periods of intense hurricane activity in the Bahamas correspond to a position further north of the ITCZ (Haug, 2001) (Figure 5.9B, E), except for the 640-815 cal. CE period. For the Scrub Island signal, some periods (445-525 and 1745-1840 cal. CE) with numerous hurricane sediment records correspond to a northern position of the ITCZ (Figure 5.9D, E), which is consistent with the Bahamas signal. However, other periods of high hurricane activity on Scrub Island correspond to a more southern ITCZ position (720-835, 1080-1230 and 1625-1695 cal. CE) (Figure 5.9D, E) showing that, for the Scrub Island signal, the correspondence

between the ITCZ position and higher hurricane frequency is not clear. Thus, other climatic-forcing parameters are expected to influence hurricane tracks. Therefore, it is necessary to further investigate other sites in the Caribbean in order to better understand climatic parameters modulating the trajectory of hurricanes in the region.

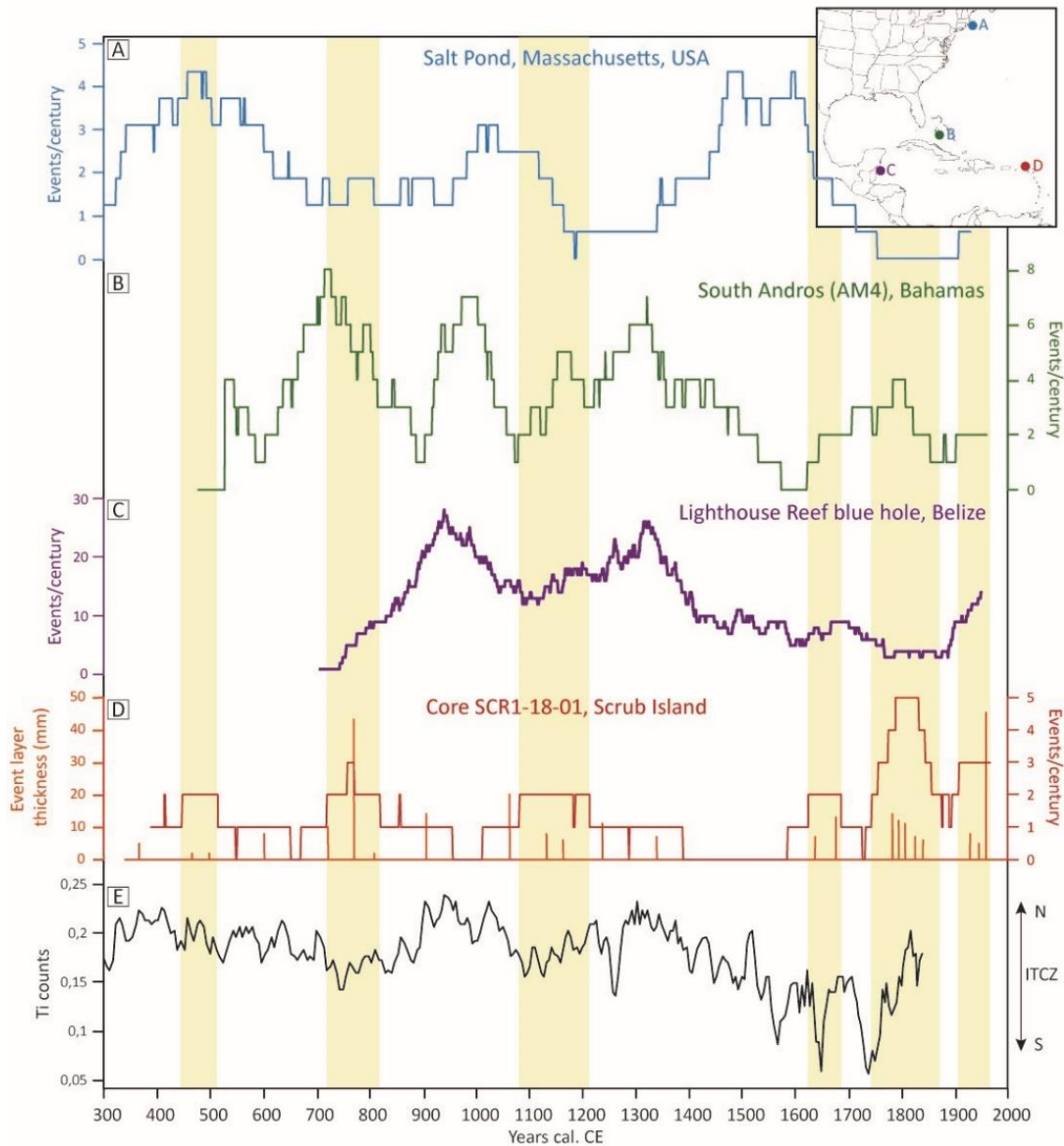


Figure 5.9. 101-year moving window event frequency on (A) Salt Pond, MA (Donnelly et al., 2015) (blue), (B) South Andros Island (green), (C) Lighthouse Reef Blue Hole, Belize (Denommee et al., 2014) (purple) and (D) Scrub Island (red) with the hurricane deposits' thickness (orange). High frequency hurricane periods from Scrub Island are highlighted with the yellow intervals. (E) presents the Ti counts from Cariaco Basin associated with the ITCZ position (Haug et al., 2001). Map in the top right corner shows the location of the sites where hurricane frequency was calculated from the sediment record.

5.7. Conclusions

Using sedimentological, geochemical, microfaunal and chronological analyses of two cores from a small coastal lagoon on Scrub Island in the north-eastern Caribbean region, we identified 25 marine-sourced sand layers alternating with lagoon deposits. These sand layers most probably result from high-energy marine flooding related to tsunami or hurricane events.

Based on sedimentological criteria and correlations with already published data, two of these 25 sand layers were interpreted as tsunami deposits. The more recent one showing intraclasts and a mud drape is associated with the transatlantic tsunami that was generated by the 1755 CE Lisbon earthquake already recorded in many Caribbean islands. The older one is the thickest homogeneous sandy layer recorded in the lagoon and dated between 1364 and 1469 cal. CE. It displays two internal mud laminae, related to the suspension load of the waning stage between waves. Published studies in the Caribbean region suggest that this event has left a sedimentary record in other islands, although sometimes interpreted as hurricane generated. As this event was recorded in both the northern and the southern part of the Caribbean, its large extent supports a tsunamigenic source. The presence or absence of salt coating on sand grains, indicating a barrier or lower-shoreface origin for sand grains, respectively, could be used as a new criterion to distinguish tsunami (reworking both barrier and shoreface sediments) from hurricane (mostly reworking barrier sediments) deposits.

The 23 remaining sandy layers were interpreted as resulting from hurricanes. The chronology established with short-lived radionuclides suggests that the three most recent deposits were associated with historical hurricanes and it appears that three conditions must be fulfilled for a given hurricane to leave a record in the studied lagoon: (1) at least category 3 on the Saffir-Simpson scale, (2) a storm track at less than 30 km from Scrub Island, and (3) a storm track located southwestward with respect to the lagoon.

The studied sedimentary sequence provides an opportunity to explore past hurricane activity in the region over the last 1600 years. Six periods of increased hurricane frequency and five periods without hurricane events are suggested. Those variations in hurricane frequency are similar to the variations recorded in the Bahamas and are in antiphase with the Massachusetts (USA) hurricane chronicle, which could provide evidence of a latitudinal forcing

for the hurricane tracks through time. The position of the ITCZ has already been proposed as a forcing parameter modulating hurricane tracks, but as its relation with the Scrub Island chronicle is not clear, other climatic forcing parameters are probably involved.

Finally, the Scrub lagoon in the north-eastern part of the Caribbean area provides a new and unique sedimentary record of both tsunamis and hurricanes. Its study helps gain a better understanding of the long-term climate and tsunami occurrence history of this region particularly vulnerable to those destructive events.

5.8. Acknowledgements

This work is part of the CARQUAKES project (ANR-17-CE03-0006). The objective of the CARQUAKES project is to improve the catalog of large earthquakes and tsunamis in the Lesser Antilles and characterize the related hazards by applying an innovative and novel multidisciplinary approach combining several state-of-the-art methods of offshore and onshore paleoseismology and tsunami modelling. ^{14}C analyses were acquired thanks to the CNRS-INSU ARTEMIS national radiocarbon AMS measurement programme at Laboratoire de Mesure ^{14}C (LMC14) in the CEA Institute at Saclay (French Atomic Energy Commission). The authors thank the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) facilities for the gamma spectrometry measurements and Environnement, Dynamique et Territoires de Montagne for the X-ray fluorescence analyses. The Lidar DEM of Anguilla is a courtesy of the Government of Anguilla (Department of Disaster Management) for academic research projects dedicated to seismic and tsunami hazard in Anguilla. We thank the skipper Nicolas Jammes, who was involved in the March 2018 field survey. Thanks are due to the reviewers Pedro JM Costa and Max Engel, and the editor Jasper Knight for their constructive comments that helped improve the manuscript.

5.9. Supplementary material

Depth (cm)	Mg-Calcite (%)	Calcite (%)	Halite (%)	Aragonite (%)	Chalcopyrite (%)	FeSiO (%)	MgO ₇ Si ₂ Sr ₂ (%)	Dolomite (%)	CaOSSr (%)	FeS (%)
11.5	73.30	0.00	15.20	11.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	13.80	0.00	34.50	51.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	31.70	19.50	26.30	22.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	19.60	31.00	29.70	19.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
31	0.00	15.50	1.90	82.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
35	53.90	0.00	17.50	28.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	35.30	22.60	5.80	36.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
45	39.40	0.00	13.00	43.00	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	22.90	17.40	1.30	58.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
55	46.40	0.00	0.00	53.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
60	24.50	20.70	23.10	31.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
65	39.60	0.00	31.10	29.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
70	22.50	15.60	45.30	16.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
75	28.50	32.90	17.40	21.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
80	70.10	0.00	3.00	27.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
85	45.30	0.00	14.10	40.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
90	0.00	17.00	4.30	78.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
95	55.60	0.00	9.30	34.70	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
100	55.20	0.00	9.40	26.80	0.00	0.00	8.70	0.00	0.00	0.00
105	55.10	0.00	2.30	5.50	0.00	0.00	0.00	30.60	6.50	0.00
110	46.20	0.00	8.90	5.40	0.00	0.00	0.00	31.20	0.00	8.40

Figure 5.10. Supplementary material: XRD results from core SCR1-18-01

Dans ce chapitre, nous avons montré que certaines lagunes côtières offrent des conditions exceptionnelles d'enregistrement et de conservation de dépôts de tsunamis et d'ouragans. En effet, le lagon de Scrub Island (Anguilla) a permis l'enregistrement de 25 submersions marines de haute énergie pendant les 1600 ans dernières années. Les deux dépôts associés à des tsunamis ont montré des caractères sédimentologiques couramment utilisés pour identifier les dépôts tsunamis, avec notamment la présence de clastes d'arrachement du sédiment lagunaire sous-jacent dans la matrice sableuse du premier dépôt et de lamines argileuses à l'intérieur du dépôt sableux du second dépôt. Leur interprétation comme dépôts de tsunamis est soutenue par la présence d'un modèle d'âge robuste qui a permis de les corrélérer avec des tsunamis connus historiquement et/ou dans d'autres enregistrements sédimentaires régionaux. Le dépôt le plus récent est associé au tsunami transatlantique généré par le séisme de Lisbonne en 1755 CE et le plus ancien correspond à un événement daté entre 1364 et 1469 CE, non connu historiquement (car précolombien), mais déjà soupçonné d'être à l'origine d'autres dépôts de submersion dans le nord des Antilles et suggérant donc une source proche. La distinction entre les dépôts de tsunamis et d'ouragans est primordiale pour éventuellement établir un temps de retour des tsunamis et potentiellement pouvoir un prédire l'échéance d'un prochain événement de ce type. Les 23 autres dépôts de haute énergie, identifiés dans les sédiments de Scrub, ont été attribués à des dépôts d'ouragans, principalement en raison de l'absence de critères tsunamigéniques, mais également car les trois dépôts les plus récents ont pu être associés à des ouragans récents, grâce à la datation par radionucléides à courte durée de vie (^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am).

La distinction entre les dépôts d'ouragans et les dépôts de tsunamis reste encore aujourd'hui un des points majeurs empêchant l'évaluation précise de la récurrence de tsunamis dans des régions où ces deux types d'aléas existent. Bien qu'il existe des critères sédimentologiques pour l'identification de dépôts de tsunami, la plupart semblent dépendre du site d'étude. De plus, il existe assez peu d'archives sédimentaires où les deux types de dépôts ont été clairement identifiés (par exemple, Goff et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Nanayama et al., 2000; Switzer and Jones, 2008; Tuttle et al., 2004). De plus, des enregistrements sédimentaires de tsunamis récents ou connus historiquement ne montrent pas toujours de caractères tsunamigéniques évidents (par exemple, Riou et al., 2019). Compte tenu de l'absence de critère absolu pour distinguer ces deux types de dépôts, il est nécessaire

de chercher d'autres critères de distinction des dépôts de tsunamis et d'ouragans, peut-être plus universels.

Ainsi, nous avons saisi l'opportunité de l'enregistrement sédimentaire exceptionnel dans la lagune de Scrub Island pour chercher de nouveaux critères permettant la distinction des dépôts d'ouragans et de tsunamis. La lagune de Scrub Island (Anguilla) offre l'avantage de présenter à la fois des dépôts d'ouragans, des dépôts de tsunamis de source proche et de source lointaine dans la même carotte sédimentaire sur un période d'enregistrement de seulement 500 à 600 ans. Sur une période de temps aussi courte, il est raisonnable de penser que la barrière sableuse ait peu changé de morphologie. De plus le niveau marin relatif a également peu changé (Khan et al., 2017). Ainsi on peut faire l'hypothèse que les conditions géomorphologiques et sédimentologiques d'enregistrement des trois types de submersion soient proches.

Dans le chapitre suivant, nous utilisons la tomographie à rayons X sur un dépôt d'ouragan récent avéré et sur les deux dépôts de tsunamis déjà identifiés et enregistrés dans la lagune de Scrub Island. L'objectif étant de trouver de nouveaux critères de distinction entre ces deux types de dépôts, basés sur la fabrique sédimentaire. La tomographie à rayons X permet de caractériser la structure tridimensionnelle des sédiments. Nous proposons dans cette étude de nouveaux paramètres de diagnostic basés sur la tomographie à rayons X en utilisant une méthode développée par Falvard and Paris (2017) et Paris et al. (2020) pour distinguer les dépôts d'ouragans des dépôts de tsunamis et également pour distinguer les dépôts de tsunamis issus de sources sismiques proche et lointaine. C'est la première fois que cette méthode est appliqué à un enregistrement sédimentaire présentant des dépôts de tsunamis et d'ouragans.

6. Discriminating between tsunamis and tropical cyclones in the sedimentary record using X-ray tomography

Marine Geology 450 (2022) 106864

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106864>

M. Biguenet^{ab}, E. Chaumillon^a, P. Sabatier^b, R. Paris^c, P. Vacher^d, N. Feuillet^e.

^a Université de la Rochelle, UMR 7266 LIENSs, 17042 La Rochelle cedex, France.

^b Université Savoie Mont Blanc, CNRS, UMR 5204 EDYTEM, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France.

^c Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, France.

^d Laboratoire SYMME, domaine Universitaire BP 80439, 74944 Annecy le Vieux Cedex, France.

^e Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, CNRS, 75005 Paris, France.

Editeur : Pr Edward Anthony

Soumis : 9 mars 2022

Accepté avec révisions mineures : 4 juillet 2022

Accepté : 5 juillet 2022

Publié en ligne : 9 juillet 2022

6.1. Abstract

Scrub Island lagoon (Anguilla, Caribbean) provides the opportunity to display both tropical cyclones, near-field and far-field tsunami deposits within the same sediment core. Here, we use X-ray tomography to highlight the sedimentary fabric and link it to processes that occurred during these events. Overall, the tsunami sedimentary fabric remains highly homogenous, and display fabric trends that can be associated with variations in sediment concentration and/or flow strength. The near-field tsunami deposit displays fabric characteristics of intense and highly-concentrated flow, whereas the far-field tsunami fabric is less defined which may illustrate a less intense event. Contrastingly, the sediment fabric of the tropical cyclone (hurricane) deposit is more variable with a succession of different dipping-angles and orientations of the grains that can be interpreted as the record of successive waves, likely infragravity waves. Observed differences in sedimentary fabrics between tsunami and tropical cyclone-related deposits are an encouragement to generalize sediment fabric parameters as criteria to distinguish them in coastal sedimentary archives.

Keywords: tsunamis, tropical cyclones, Lesser Antilles, lagoons, X-ray tomography

6.2. Introduction

Geological records constitute key-archives to reconstruct long-term series of marine flooding to extend our knowledge well beyond the observational and historical records. They allow defining return periods of tsunami induced by large earthquake (e.g. Minoura et al., 2001; Nanayama et al., 2003; Monecke et al., 2008) or tropical cyclone/storm activity related to climate variability (e.g. Liu and Fearn, 1993, 2000; Donnelly and Woodruff, 2007; Sabatier et al., 2012; Goslin and Clemmensen, 2017; Wallace et al., 2021). Therefore, it is crucial to differentiate tropical cyclones and tsunamis-related deposits in sedimentary archives in order to better reconstruct return time periods of those dramatic events in densely populated coastal areas. Unfortunately, there are still no unequivocal methods for differentiating between tsunami and tropical cyclone- generated deposits. Moreover, criteria to distinguish those deposits seem to be site dependent and there are few locations where both types of deposits were clearly identified (e.g. Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004; Tuttle et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Biguenet et al., 2021). The most widely recognized sedimentary signatures for tsunami deposits are sequences of normal (fining-up) or inversely (coarsening-up) graded beds, non-graded (massive) or multiple graded sand sheets, internal mud laminae, intraclasts (rip-up clasts), truncated flame structures, or backflow induced structures and erosional lower contact (e.g. Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004; Tuttle et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Biguenet et al., 2021). Storm deposits tend to have many parallel, cross laminations and climbing ripples (e.g., Morton et al., 2007; Baumann et al., 2017a), with a highly variable grain-size distribution and a sharp, non-erosional lower contact (e.g., Goff et al., 2004; Soria et al., 2017, 2018). Here, we use X-ray tomography on previously identified tropical cyclone (hurricane) and tsunami deposits recorded in a coastal lagoon located in Scrub Island (Anguilla, Biguenet et al., 2021) to present new criteria based on the sedimentary fabric. X-ray tomography enables characterization of the three-dimensional structure and texture of rocks and sediments (Cnudde and Boone, 2013). Thus, an increasing number of sedimentological studies use X-ray tomography to observe internal sedimentary structures (e.g. Renter, 1989; Orsi et al., 1994; Flisch and Becker, 2003). Among these studies, the use of X-ray tomography to analyze tsunamis and or tropical cyclones deposits is relatively new (e.g. Cuven et al., 2013; May et al., 2016; Falvard and Paris, 2017; Paris et al., 2020). We propose in this study new diagnostic parameters based on X-ray

tomography using a method developed by Falvard and Paris (2017) and Paris et al. (2020) to identify tropical cyclone, near-field and far field tsunamis deposits in coastal archives.

6.3. Study area and available data

Scrub Island is located in the northern part of the Lesser Antilles Arc, southeast of the Anegada Passage (Figure 6.1AB). This island is 1.5 km wide from north to south and about 3.5 km long from east to west (Figure 6.1C). It consists of low-relief limestones (highest point about 25 m above mean sea-level, a.s.l.). In this study, we focus on a 400 m-long and 130 m-wide very shallow (maximum water depth of 80 cm) closed lagoon, located along the western coast of the island (Figure 6.1D). This saltwater lagoon is separated from the ocean by a 2 to 5 m-high and about 50 m-wide sandy barrier, which is covered by small bushes at the top.

A 110 cm-long sediment core (SCR1–18-01) was collected in March 2018 in this lagoon using an Uwitec gravity corer with hammer. Twenty-five sandy layers resulting from high-energy-marine floods were identified after sedimentological, geochemical, microfaunal and chronological analyses. Two of these layers are interpreted as historical tsunami deposits and the 23 remaining sandy layers were interpreted as tropical cyclone (hurricane) deposits, with the three most recent layers being correlated with historical tropical cyclones (Biguenet et al., 2021).

In order to compare tsunami and tropical cyclones sedimentary signature with X-ray tomography, we selected two tsunami deposits and one tropical cyclone deposit in the same core SCR1–18-01. Those deposits are all composed of fine-to-coarse bioclastic sand (mean grain-size of samples between 122 and 765 μm) interstratified with the silty organic-rich lagoonal sediment-fill. A short description of those deposits is given below (for further details, please refer to Biguenet et al., 2021). The most recent tsunami deposit is dated between 1652 and 1810 cal. CE. It is interpreted to result from the Lisbon transoceanic tsunami that occurred in 1755 CE and also observed and identified in the sedimentary record of a large part of the Lesser Antilles (Engel et al., 2016; NGDC/WDS, 2021; Paris et al., 2021). This sediment record consists of a 2 cm thick very poorly to poorly sorted sandy layer, with a rip-up clast and topped by a 1.9 cm-thick mud layer with a large amount of wood and plant remains (33.9 to 30 cm-depth in core).

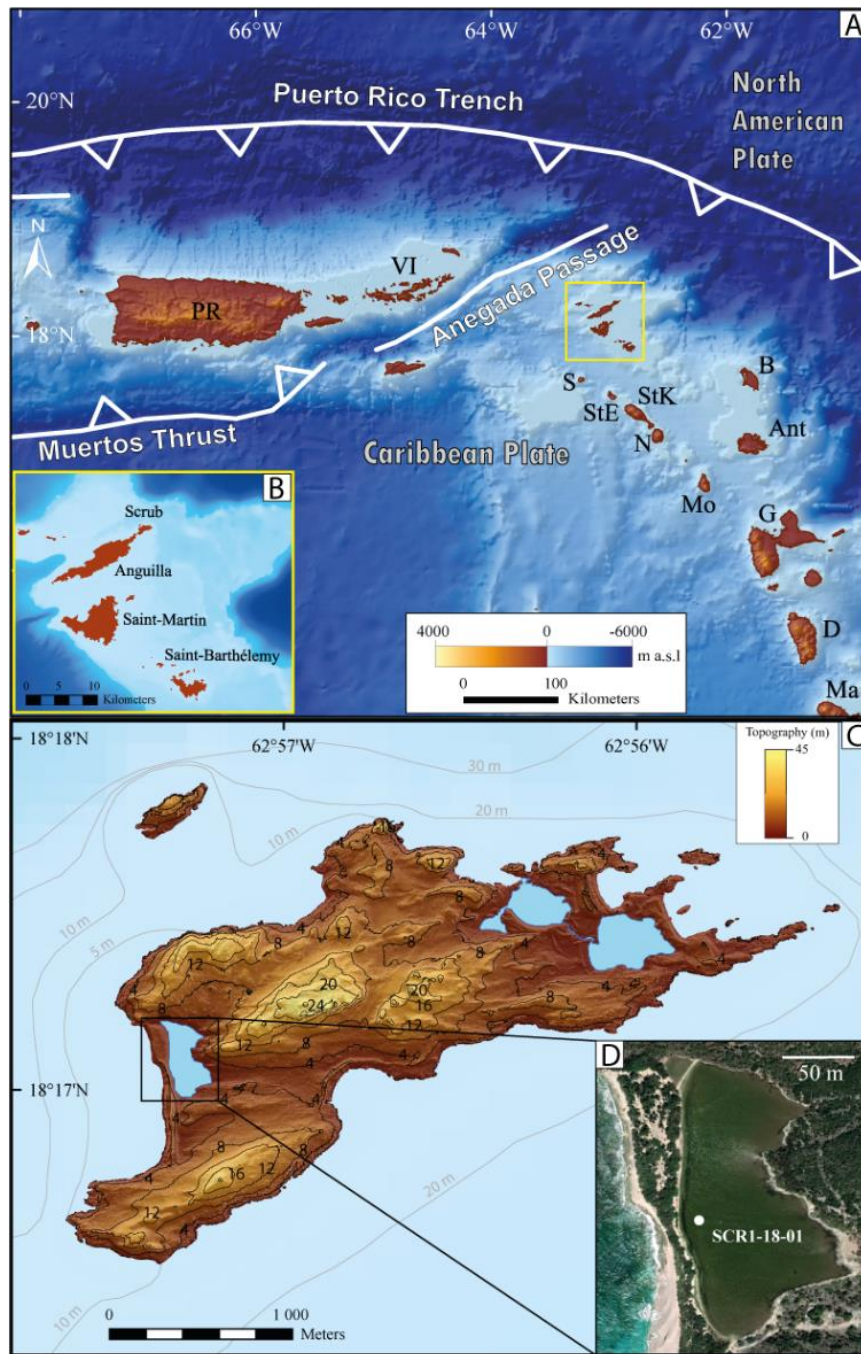


Figure 6.1. (A) The Antilles Arc with main faults and islands (PR: Puerto Rico, VI: British and US Virgin Islands, S: Saba, StE: Sint Eustatius, StK: Saint Kitts, N: Nevis, B: Barbuda, Ant: Antigua, Mo: Montserrat, G: Guadeloupe, D: Dominica, Ma: Martinique, modified from Feuillet et al., 2002, and references therein). The bathymetry and topographic DEM (digital elevation model) are derived from the SHOM (Service hydrographique et océanographique de la Marine) website (SHOM, 2018). The small yellow square corresponds to the Anguilla-Saint-Barthélemy platform shown in panel B. (B) The Anguilla-Saint-Barthélemy platform with its islands. (C) Scrub Island with topographic data obtained by LIDAR (Pinet, 2011) and the bathymetry from SHOM (data.shom.fr/donnees/legend/RASTER_MARINE_3857_WMETS). (D) Satellite image of the westernmost coastal lagoon from Scrub Island and its sandy barrier (Google Earth Pro V 7.3.4.8248, November 4, 2020. Scrub Island, Anguilla. $18^{\circ}17'04,68''\text{N}$, $62^{\circ}57'11,82''\text{W}$, Eye alt 561 meters. Maxar Technologies 2021 [September 10, 2021]). The white dot corresponds to the location of SCR1-18-01 sedimentary core.

The older tsunami deposit is dated between 1364 and 1469 cal. CE and is interpreted to record the Pre-Columbian event also identified in St-Thomas (US Virgin Islands, Figure 6.1A; Fuentes et al., 2017) and in Anegada (British Virgin Islands, Figure 6.1A; Atwater et al., 2017). This sediment record is a 16.2 cm thick massive poorly to well-sorted sandy bed without any major grain-size variations (63 to 46.8 cm-depth in core). Two internal mud laminae were found at its base. The selected tropical cyclone deposit is interpreted as recording the Category 3 Hurricane Donna in 1960 CE (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks). This sediment record corresponds to a 4.75 cm-thick, poorly sorted, medium to coarse sandy deposit (5 to 0.25 cm-depth in core). We choose to focus on the Hurricane Donna deposit because it is the thickest and it was more accurately dated than the other tropical cyclone deposits found in SCR1-18-01 core.

6.4. Material and methods

The three event deposits were scanned at the SYMME laboratory (Annecy, France) using an X-ray tomography system (Easytom XL 150 from RX SOLUTION company) with a 50 μm resolution (voxel size). After reconstruction of the original projections, the deposits are imaged as stacks of horizontal cross-sections along the core (16 bits Tiff image files). The tsunami deposit dated between 1652 and 1810 cal. CE. that we interpret to be formed by the Lisbon tsunami (Biguenet et al., 2021) (299 images from base to top) and Donna deposit (757 images from base to top) were scanned at 150 kV and 70 μa , whereas the Pre-Columbian tsunami deposit (2360 images from base to top) was scanned at 150 Kv and 200 μa . These parameters were adapted for each deposit to obtain the best image quality. The reconstruction of the sedimentary fabric in 3D and associated numerical values was made following the method of Falvard and Paris (2017), later updated in Paris et al. (2020). The sand grains were semi-automatically separated using the morphological segmentation tool from MorpholibJ collection (Legland et al., 2016) included in the Fiji distribution of ImageJ (Schindelin et al., 2012). All sand grains were then counted and characterized in terms of size, shape, orientation, and dipping-angle, using the Blob3D program (Ketcham, 2005). Sand grains with a measured maximum axis length shorter than 250 μm were excluded to remove artifacts and avoid potential over-segmentation of larger grains. Furthermore, sand grains with an

aspect ratio (longest axis / smallest axis of the ellipsoid) higher than 3 were also excluded to avoid overly elongated particles resulting from artifacts. Resolution and image quality allowed sedimentary fabric to be characterized (spatial arrangement of the grains) at 5 mm intervals down core. In every 5-mm subunit, the sedimentary fabric was characterized for three different grain-size fractions (medium sand 250–500 μm ; coarse sand 500–1000 μm ; very coarse sand >1000 μm). Projections of the orientations (azimuth) and dipping-angle (plunge) of the longest grain axes (sedimentary fabric data) were plotted on stereographic lower hemisphere equal-area projection, using StereoNet. The eigen-values (the normalized vector magnitudes) S1 (longest axis), S2 (intermediate axis) and S3 (shortest axis) of the ellipsoid fabric were also calculated for the three grain fractions in every subunit of 5 mm. This ellipsoid corresponds to the preferential orientations of the particles extracted from the sample and they were also represented in equilateral ternary diagrams (Benn, 1994). These diagrams describe sedimentary fabrics based on fabric isotropy ($I = S3/S1$) and elongation ($E = 1 - (S2/S1)$) of each sample. The three poles of the diagram correspond to an isotropic fabric ($S1 = S2 = S3$; $I = 1$ and $E = 0$), a planar girdle-shaped fabric ($S1 = S2 > S3$; $I = E = 0$, oblate ellipsoid), and a cluster shaped fabric ($S1 > S2 > S3$; $I = 0$, $E = 1$, a prolate ellipsoid). Finally, the detailed grain-size parameters of each deposit previously determined in Biguenet et al. (2021), were described here to enable a precise comparison with the sedimentary fabric. The grain-size parameters result from the grain-size analyses that were carried out at the EDYTEM laboratory using a Beckman Coulter LS 13320 XR particle size analyser using sonication, with a range size between 0.010 μm and 3000 μm . The sampling step was approximately 5 mm through core SCR1–18-01 ($n = 126$) respecting facies boundaries. The mean grain size curve and the grain size contour plot were produced using MATLAB software (Biguenet et al., 2021).

6.5. Results

The use of high-resolution X-ray tomography allowed us to identify more sand layers than by eye and thus revise the boundaries of the selected tsunami and tropical cyclone-related layers to obtain more precise deposits delimitations. The sandy part of the deposit interpreted as being formed by the Lisbon Tsunami has been restricted to extend from 33.25 to 31.75 cm (Figure 6.2). Thin sand layers alternating with mud at the base of the Pre-Columbian deposit

have been interpreted as recording older events. Thus, the Pre-Columbian deposit is restricted to extend from 60.5 to 47.25 cm (Figure 6.2). The sand layer (5–3.5 cm, Figure 6.2) separated from the base of Hurricane Donna deposit by a mud layer has been interpreted as recording and older tropical cyclone event. Thus, Hurricane Donna deposit is restricted to extend from 3.5 to 0.25 cm (Figure 6.2). X-ray tomography is hence a promising method to precisely define facies boundaries at a high resolution.

The study of sedimentary fabric from the three deposits has led us to use the same criteria distinguishing sedimentary fabrics as Paris et al. (2020), to facilitate the comparisons. Thus, all the studied stereograms were listed in the four categories defined by Paris et al. (2020) (Figure 6.2).

- Fabric A: moderate-dipping-angle (15 to 35°) to high-dipping-angle ($>35^\circ$) fabric with one well-defined orientation, typically flow parallel.
- Fabric B: bimodal low-dipping-angle ($<15^\circ$) fabric (two orientations with opposite dipping-angles), either flow parallel or flow oblique.
- Fabric C: low-to-moderate dipping-angle fabric with at least two different orientations.
- Fabric D: dispersed fabric.

6.5.1. Pre-Columbian Tsunami

Fourteen grain-size samples were collected in this deposit from 60.25 to 47.75 cm, a 1-cm interval (Figure 6.2). The top of the deposit (56.75 to 47.75 cm) is a unimodal coarse sand with mode at $718\ \mu\text{m}$. The sand is well sorted and displays symmetrical skewness from 56.75 to 51.75 cm, and is moderately well sorted and finely skewed from 51.75 to 47.75 cm. The base of the deposit (60.25 to 56.75 cm) displays unimodal to trimodal, poorly sorted, mostly very fine skewed, fine to coarse sand. The major modes are at $718\ \mu\text{m}$ (coarse sand), $122\ \mu\text{m}$ (fine sand), $596\ \mu\text{m}$ (coarse sand), $134\ \mu\text{m}$ (fine sand), and $53\ \mu\text{m}$ (coarse silt). The $53\ \mu\text{m}$ and $596\ \mu\text{m}$ modes are only present in the sample at 60.25 cm, the base of the deposit.

As seen on the stereographic projections (Figure 6.2), the Pre-Columbian tsunami deposit displays a bimodal low—dipping-angle (mean ellipsoid plunge $<23^\circ$ and often $<10^\circ$) fabric (Fabric B) with two well-defined orientations of opposite dipping-angles through almost the entire deposit and in the three sand fractions (Figure 6.2). However, the base of this

deposit (60.5 to 59 cm) displays a progressive transition from a poorly to well-defined fabric, transitional between a dispersed fabric (FD) and bimodal fabric (FB) with a slight variation of orientation (50° rotation), especially in the medium sand (MS) and coarse sand (CS) fractions (Figure 6.2).

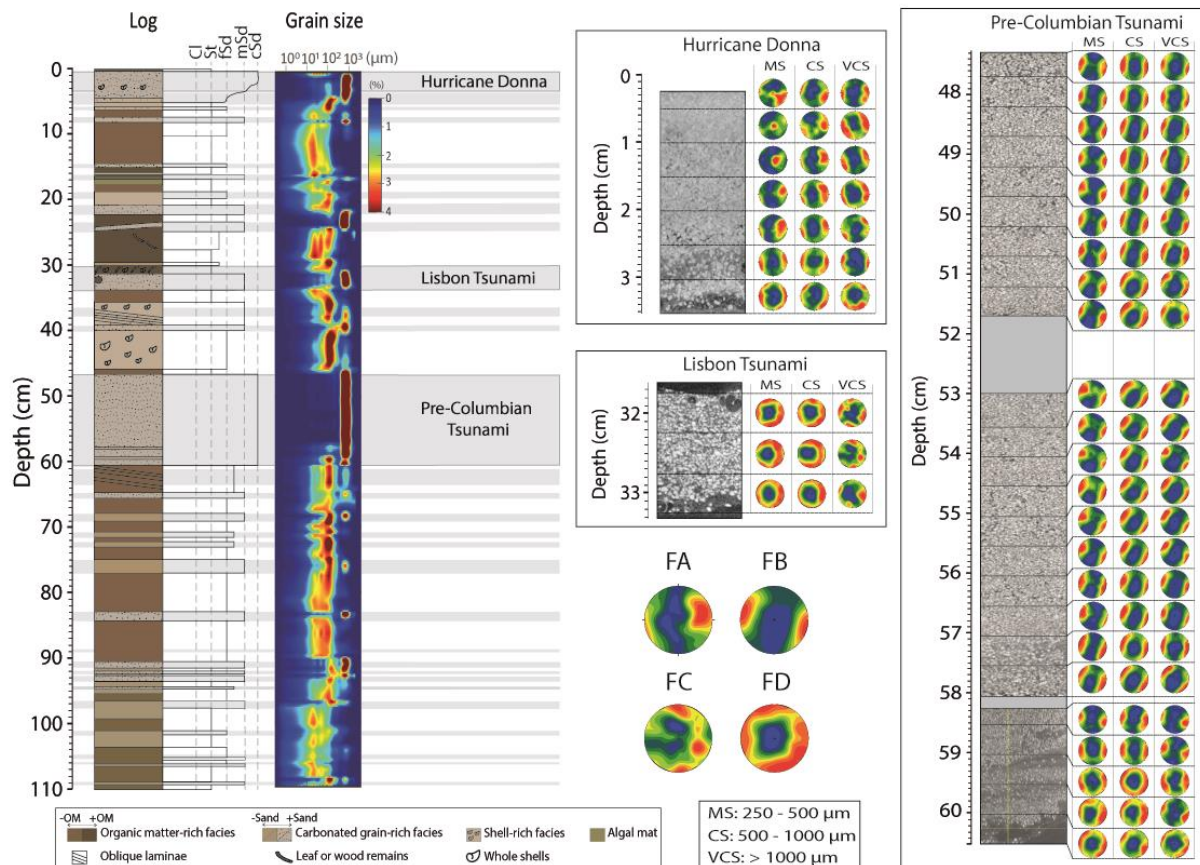


Figure 6.2. Data for core SCR1-18-01. From left to right: tsunami and hurricane events (in grey), sedimentary log, grain-size contour plot, X-ray photography and their associated projections of the orientations (azimuth) and dipping-angle (plunge) of the longest grain axes for Hurricane Donna, Lisbon Tsunami and Pre-Colombian Tsunami. The grey rectangles in the X-ray photography of the Pre-Columbian Tsunami indicate area with no data because some sedimentary levels were sampled before this study (Biquenet et al., 2021). The FA to FD stereographic representations are relative to the facies observed in the studied deposits.

The mean ellipsoid plunge varies between 0.2° and 22.4° (Figure 6.3). The mean ellipsoid plunge is 8.7° for the MS fraction, 5.8° for the CS fraction and 4.3° for the VCS fraction. Thus, the MS fraction displays the highest plunges. The ellipsoid degree of elongation of this tsunami deposit is typically larger than 0.15 (Figure 6.3 & Figure 6.4), with a broad range of values from 0.07 to 0.53. Compared to the other deposits, the Pre-Columbian tsunami displays

a relatively higher degree of elongation. The mean ellipsoid elongation is 0.17 (low elongation) for the MS fraction, 0.25 (low to moderate elongation) for the CS fraction and 0.38 (moderate elongation) for the VCS fraction. Thus, the degree of elongation is highest for the VCS fraction.

The ellipsoid degree of isotropy for this deposit ranges between 0.24 and 0.78 (Figure 6.4). The mean ellipsoid isotropy is 0.74 (medium to high isotropy) for the medium sand fraction (MS), 0.55 (medium isotropy) for the coarse sand fraction (CS) and 0.36 (moderate isotropy) for the very coarse sand fraction (VCS; Figure 6.4). Thus, the degree of isotropy is highest for the MS fraction and lowest for the VCS fraction.

For each grain-size fraction, there is no major variation of isotropy and elongation degree, and mean plunge from the base to the top of the deposit (Standard deviation inferior to 0.1 for both isotropy and elongation degree, and inferior to 6° for the mean plunge).

6.5.2. Lisbon Tsunami

Three grain-size samples were analysed for the deposit interpreted as being formed by the Lisbon Tsunami (33.05 to 31.9 cm; Figure 6.2). The grain-size sample at 33.05 cm is a trimodal, very poorly sorted symmetrical fine sand. The sample has a mode at 718 µm (coarse sand), a second at 122 µm (fine sand), and a third at 53 µm (coarse silt). The grain-size sample at 32.55 cm shows bimodal, poorly sorted, very fine skewed medium sand. The sample has a mode at 718 µm (coarse sand) and a second at 111 µm (fine sand). The grain-size sample at 31.9 cm is a trimodal, poorly sorted, very fine skewed medium sand. The sample has a mode at 718 µm (coarse sand), a second at 111 µm (fine sand) and a third mode at 48 µm (coarse silt).

In this deposit, the MS and CS fractions have dispersed fabrics (FD), with no identifiable orientation (FD, Figure 6.2). However, the VCS fraction displays a less-dispersed fabric, with a base-to-top evolution from a transitional FB-FC fabric (low-to-moderate dipping-angle fabric with at least two different orientations) to poorly-defined fabrics (FC to FD).

The Lisbon tsunami deposit is characterized by low ellipsoid degree of elongation (Figure 6.3), with a range of values between 0.01 and 0.26. The mean ellipsoid elongation is 0.05 for the MS fraction, 0.07 for the CS fraction and 0.18 for the VCS fraction. Thus, the degree of elongation is slightly higher for the VCS fraction.

The mean ellipsoid plunge is low and varies between 1.1° and 19° (Figure 6.3). The mean ellipsoid plunge is 6.0° for the MS fraction, 6.3° for the CS fraction and 11.0° for the VCS fraction. Unlike the Pre-Columbian tsunami deposit, the VCS fraction displays here the highest plunge values (Figure 6.3).

For each fraction, there is no major variation of isotropy and elongation degree, and mean plunge from the base to the top of the deposit (Standard deviation inferior to 0.14 for both isotropy and elongation degree, and inferior to 9° for the mean plunge).

The ellipsoid degree of isotropy for the Lisbon deposit varies from 0.33 to 0.64 (Figure 6.4). The mean ellipsoid isotropy is 0.60 (medium isotropy) for the MS fraction, 0.55 (medium isotropy) for the CS fraction and 0.48 (moderate to medium isotropy) for the VCS fraction (Figure 6.4). Thus, the degree of isotropy is slightly lower for the VCS fraction.

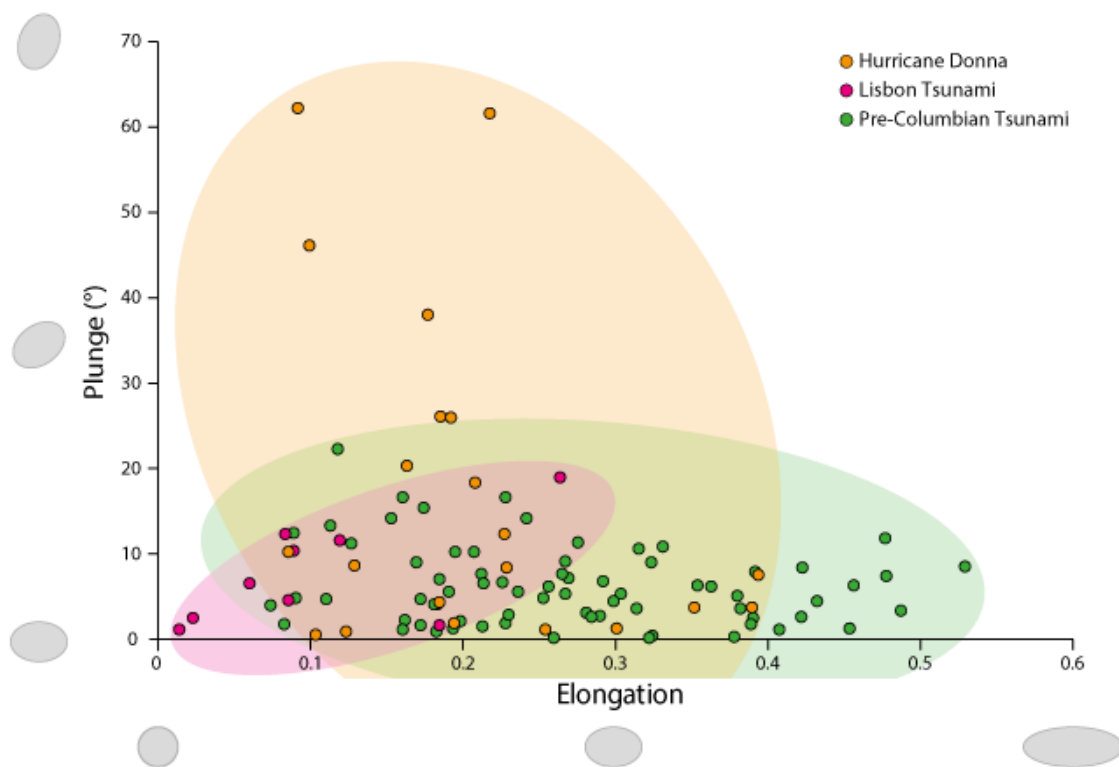


Figure 6.3. Elongation of the ellipsoids compared to the plunges for all grain-size fractions in the three studied events. Examples of ellipsoid shapes depending on their elongation value are displayed below the horizontal axis (for a plunge of 0°). Examples of ellipsoid dipping-angle depending on their plunge value are displayed left to the vertical axis (for a degree of elongation of 0.3).

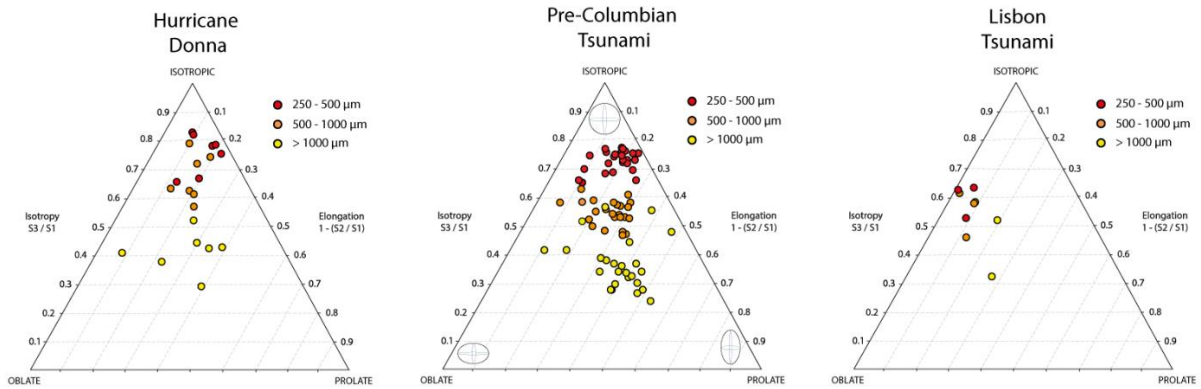


Figure 6.4. Anisotropy of the ellipsoids of grain orientation for different types of fabric (Benn, 1994), subdivided by grain-size fraction for every studied deposit. The shape of the ellipsoid is represented at each end of the central plot: isotropic (top), oblate (low left) and prolate (low right).

6.5.3. Hurricane Donna

Three grain-size samples were analysed for the Hurricane Donna deposit (2.8 to 1.05 cm; Figure 6.2). They are all poorly sorted, very fine skewed medium to coarse sand. The distribution is bimodal at 2.8 and 2.1 cm with a mode at 718 μm (coarse sand) and a second at respectively 101 and 111 μm (fine sand), whereas the sample at 1.05 cm displays one unique mode at 788 μm (coarse sand). Thus, there is a coarsening of the grain-size from bottom to top of the deposit.

Hurricane Donna deposit displays vertical variations both in terms of fabric orientation and plunge, as well as variations between the different grain-size fractions analysed. Small variations of the dipping-angle of fabric are visible from base to top of the deposit (Figure 6.2). The base of the deposit (3.5 to 2 cm) has a bimodal low dipping-angle ($<15^\circ$) fabric with a moderately well-defined orientation for all the sand fractions, corresponding to FB (Figure 6.2). The upper part of the deposit (2 to 0.25 cm) shows significant differences between the different sand fractions. The VCS still define a FB-type fabric, whereas, finer fractions (MS and CS) have higher dipping-angles ($>15^\circ$ and up to 62.4°) with one dominant orientation, this defining a FB to FA-type fabric.

The ellipsoid elongations calculated for the Hurricane Donna deposit vary between 0.08 and 0.39 (Figure 6.3); a range that is slightly less dispersed than for the Pre-Columbian tsunami deposit (Figure 6.3). The mean ellipsoid elongation is 0.16 (low elongation) for the

MS fraction, 0.17 (low to moderate elongation) for the CS fraction and 0.29 (moderate elongation) for the VCS fraction. Thus, the degree of elongation is highest for the VCS fraction.

Donna's deposit has a larger range of ellipsoid plunges (0.5° to 62.4°) compared to the two other deposits (Figure 6.3). The mean ellipsoid plunge is 35.0° for the MS fraction, 11.3° for the CS fraction and 5.7° for the VCS fraction. Highest plunge values are found in the MS fraction.

The ellipsoid degree of isotropy for this deposit ranges between 0.29 and 0.83 (Figure 6.4). The mean ellipsoid isotropy is 0.76 (medium to high isotropy) for the MS fraction, 0.66 (medium isotropy) for the CS fraction and 0.41 (moderate isotropy) for the VCS fraction (Figure 6.4). These values are almost identical to those in the Pre-Colombian tsunami deposit. The degree of isotropy is also highest for the MS fraction and lowest for the VCS fraction in this deposit.

For each fraction, there is no major variation of isotropy and elongation degree from the base to the top of the deposit (Standard deviation inferior to 0.11 for both isotropy and elongation degree). However, the mean plunge values display a large broad of values and varies from base to top of the deposit (between 1.9° and 62.4°), especially in the MS fraction, where the standard deviation reaches 24.1° .

6.6. Discussion

6.6.1. Grain-size influence on the sedimentary fabric interpretation

The separation of the grains from the matrix and their counting is dependent of the image resolution ($50\ \mu\text{m}$ here) because the larger grains are then better defined. The largest grain-size fraction (VCS fraction, $>1000\ \mu\text{m}$) had a higher degree of anisotropy of the ellipsoid of grain orientation, and it is thus more suitable for identifying the primary fabric. Indeed, a more anisotropic ellipsoid of grain orientation indicates that the grains are preferentially aligned in a given orientation (Figure 6.4). The smallest grain-size fraction (MS fraction, $250\text{--}500\ \mu\text{m}$) displays the lowest degree of anisotropy of the ellipsoid of grain-orientation, indicating a lesser defined grain orientation (Figure 6.4). Thus, the stereographic projection of the smallest grain-size fraction must be interpreted with caution. However, the differences in the anisotropy degree between the grain-size fractions may also be the result of sedimentary

processes such as interactions of coarse sand with finer-grained fractions, and the characteristics of the flow itself (Paris et al., 2020). For instance, the primary fabric is better preserved if fine-grained particles (silts and clays) are mixed with sands, as it was the case for the high plunges of the smallest grain-size (MS fraction, 250–500 μm) at the top of Hurricane Donna deposit (Figure 6.3). Thus, these high-plunges could represent a secondary orientation because of hammering during coring or bioturbation for instance, but most likely a primary fabric resulting from sedimentary processes.

6.6.2. Near-field vs far-field tsunami

The Pre-Columbian tsunami deposit is a massive sandy bed and it is thicker than all other high-energy event deposits recorded over the last 1600 years in Scrub Island. The absence of visible grading and laminations (except for the two mud laminae at the base) in this massive coarse sand unit could suggest a rapid and powerful event, maybe the strongest that hit the lagoon over this period. Thus, Morton et al. (2007) suggested that extremely rapid deposition occurs when flow decelerates between the uprush and backwash phases of inundation, often resulting in single layer, homogeneous and structureless tsunami deposits, where inverse grading is rare. Alternatively, a deposit can also be massive if the source consists of very well-sorted sediments, or if it results from sediment transport convergence (deposition over time as more sediment comes into an area than leaves it) (Jaffe et al., 2012). However, the erosional base of the Pre-Columbian Tsunami deposit is typical of a rapid and powerful event, which remains coherent with the massive nature of the deposit. This type of tsunami deposit was already reported by Switzer et al. (2012). They found a mixture of upper flow regime planar beds and homogenous massive sand in the powerful 2004 Indian Ocean tsunami deposit. There are no historical observations for the Pre-Colombian tsunami, and its source is still debated. Because the sediment records associated with this event were found (for now) in the northern part of the Antilles, it is assumed that its source may be close to the Puerto Rico Trench. Cordrie et al. (2022), showed that only a near-field tsunami, originated either from an Mw 8.5 –8.7 megathrust earthquake on the subduction interface North to the Anegada Island or from a Mw 8.0 outer-rise earthquake along the trench, was able to reach the location of the deposits observed in Saint-Thomas, Anegada, Anguilla and create ~6–10 m height waves on Scrub Island coast leading to the flood of the lagoon.

In this study, the Pre-Columbian deposit sedimentary fabric remains highly homogenous (FB-type fabric) through all its thickness and grain-size fractions. FB is either flow-parallel or flow-oblique depending on the deposition rate, sediment concentration, and bed shear stress (Paris et al., 2020). Flow-parallel fabric is common for sands transported at high sediment concentration and rapidly deposited (e.g. Rees, 1968, 1983; Hiscott and Middleton, 1980; Gupta et al., 1987; Baas et al., 2007). Such fabric can be explained by the reduction of the distance between colliding grains, thus creating transfers of angular momentum (Rees, 1983). The massive texture of the Pre-Columbian sand unit suggests a high depositional rate, and it is then assumed that the FB orientation observed here is aligned to the main flow during marine flooding. Given the north-south orientation of the barrier facing the Caribbean Sea to the west of the lagoon (Figure 6.1D), it is very likely that the flow propagated from the West to East in a cross-shore direction relative to the sediment barrier. Consequently, the main recorded flow/current orientation (FB orientation) during marine flooding should be approximately West-East. The grain-size parameters are coherent with this observation. Thus, the top of deposit (56.75 to 47.75 cm) remains homogenous: unimodal well sorted sand (718 μm) with some little vertical variations of sorting and skewness. This sediment may then illustrate a source of mature sediment such as the sandy barrier and/or beach with a mode at 718 μm . Finally, the flow-parallel fabric maintains a low dipping-angle because the sediment is quite well-sorted, as demonstrated by Paris et al. (2020).

The less-defined orientation at the base of the deposit, which is more or less sub-parallel to FB orientation illustrates a flow-oblique fabric. Although the base displays a different fabric compared to the rest of the deposit, there is no significant differences in terms of mean plunge, isotropy and elongation of the ellipsoids. Thus, the presence of flow oblique fabric may be explained by others parameters. Unlike the rest of the deposit, the base (60.25 to 56.75 cm) is poorly sorted with vertical variations in term of skewness and grain sizes (modes at 718 μm , 122 μm , 596 μm , 53 μm), which tend to show several sediment sources. The modes at 53 μm and 596 μm are only present in sample at the base of the deposit. It is thus likely that these sample illustrates a mix of different sources of sediment. The mode at 53 μm (coarse silt) reveals for example silty lagoonal sediment that was incorporated with the sand during the erosion part of the deposition. Moreover, the oblique orientation may be the result of the bed shear stress that occurred at the bottom of the flow during the event.

Paris et al. (2020) proposed that vertical variations of the fabric orientation could thus reflect changes in sediment concentration and bed shear stress. The transition from a flow-oblique fabric to a flow parallel fabric could also illustrate an acceleration of the flow and an increase of the sediment concentration.

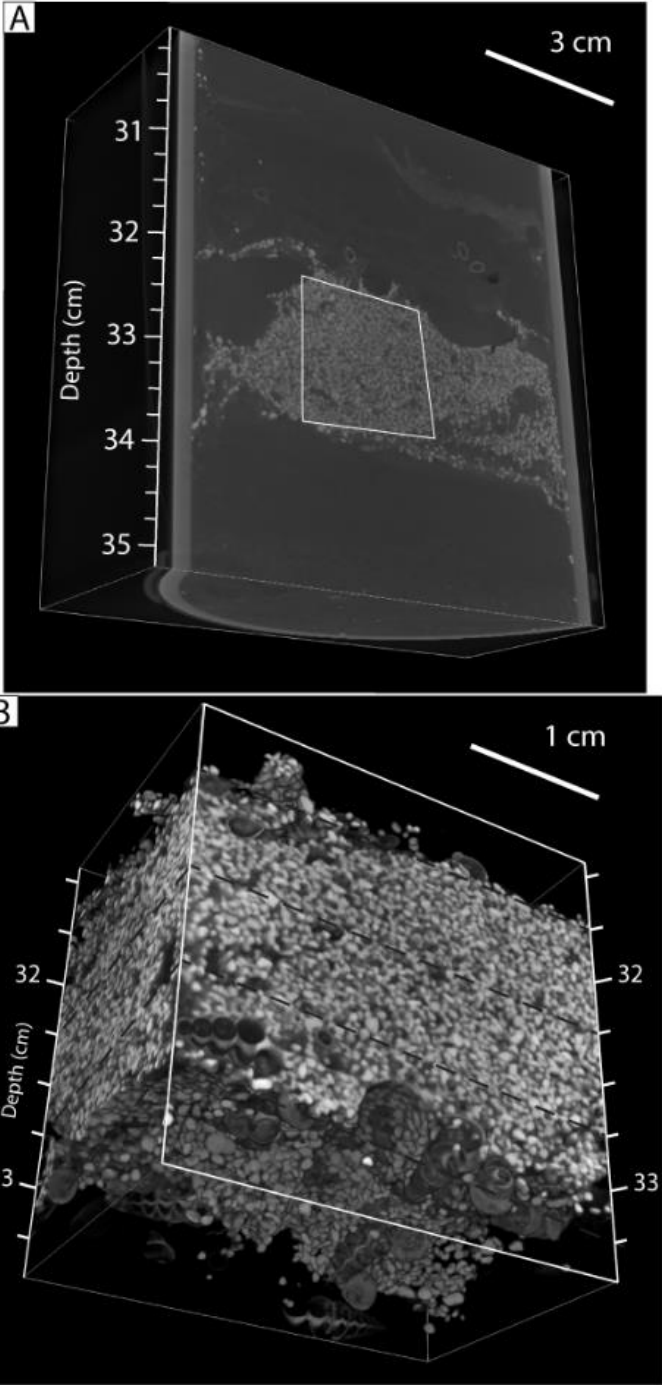


Figure 6.5. Three-dimensions visualisation of the Lisbon tsunami deposit. (A) Entire deposit; (B) Observation of the sediment fabric in the centre of the deposit and of its erosive base.

The deposit interpreted as being formed by the Lisbon Tsunami (Biguenet et al., 2021) is composed of a 1.5 cm-thick coarse-sandy layer with rip-up clast, topped by a 1.9 cm-thick silty layer with a large amount of plant remains and wood originated from the sandy barrier or the interior of the island (Biguenet et al., 2021; Figure 6.5). Historical archives and sedimentological records (Atwater et al., 2017; Fuentes et al., 2017; Paris et al., 2021) suggested that the Lisbon Transoceanic Tsunami reached the Lesser Antilles, and numerical modelling (Roger et al., 2011) showed that it induced moderate tsunami waves in the Lesser Antilles region. The tsunami has been observed at 18 locations across the north-eastern Caribbean from Bridgetown (Barbados) to Santiago de Cuba (Cuba) (NGDC/WDS, 2021), with a maximum wave height of 6.4 m at Saba Island (Fuentes et al., 2017) and a 4.5 m-high run-up observed in Saint-Martin, close to Scrub Island (Affleck, 1755).

In the studied samples, the MS and CS fractions show a dispersed fabric (FD), whereas the VCS fraction a- base-to-top evolution from a transitional FC fabric to a poorly defined fabric (FC to FD). Falvard and Paris (2017) explained that collision between clasts during a tsunami may produce isotropic ellipsoids in the resulting deposits. In some cases, a flow with a very high concentration of sediment may produce dispersed fabric (Rees, 1983; Paris et al., 2020). The Lisbon tsunami deposit displays no significant differences in terms of mean plunge, isotropy and elongation of the ellipsoids through all the deposit. The entire sandy part of the deposit is composed of multimodal very poorly to poorly sorted sand without any major grain-size variation. The mode at 718 μm , already major in the Pre-Columbian deposit, is also part of all the grain-size samples of this deposit. This may again indicate a contribution of the sandy barrier and/or beach. However, the sorting and multimodal distribution of the Lisbon deposit grain-size samples illustrate also other sources of sediment. The basal sample displays the same grain-size modes (122 μm and 53 μm) as the Pre-Columbian deposit, indicating an incorporation of lagoonal sediment during the erosion phase of the deposition. The two others grain-size samples (middle and top of the deposit) display almost identical grain-size parameters. The only difference is the presence of a mode at 48 μm (coarse silt) in the top deposit. This is most likely because of the presence of rip-up clasts and/or the 1.9 cm-thick silty layer originated from the barrier or the interior of the island that is topped over the sandy part of the deposit. Thus, the grain-size parameters are relatively homogeneous and cannot explain the VCS fraction fabrics. The poorly-defined fabric at the base of the deposit, turning to less-defined, dispersed fabric in the VCS fraction may illustrate a variation in flow regime

during the event. The scenario of inundation could be similar to a simulation produced for the same event on the Martinique's island shore (Anse Meunier lagoon, Paris et al., 2021). The water level rises progressively and it can last several hours until the barrier breaks locally, causing a washover that floods the lagoon. The deposits of the Lisbon tsunami in Scrub Island record a similar washover causing dispersed fabric. This hypothesis is in accordance with far-field tsunami inundation.

6.6.3. Tropical cyclone deposit

The sediment record of Hurricane Donna is a 3.25 cm thick poorly sorted very fine skewed laminated medium to coarse sandy deposit. Donna was a Category 3 tropical cyclone (hurricane) that hit Scrub Island in September 1960. The tropical cyclone passed 21 km South-West with respect to Scrub Island. Winds were at 110 kt and pressure at 952 mb (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks).

There is no significant difference in the isotropy and elongation of the ellipsoids throughout the deposit of Hurricane Donna (with values in the same range than those of the Pre-Columbian deposit), but there are important variations of the fabric from base to top, and also between the different grain size fractions. The lower part (3.5 –2 cm depth) of the deposit is characterized by a dominant moderately well-defined FB fabric, with variations of grain orientations. Here, FB fabric is less defined than the one developed in the Pre-Colombian tsunami deposit. The grain-size mode at 718 μm probably illustrates again the arrival of barrier and/or beach sand. The base does not show silty lagoonal sediment which may indicate a less erosive event than the two tsunami deposits. Thus, the base of the deposit tends to show a less intense and/or concentrated initial flow than for the tsunami deposits. The absence of an erosional surface at the base of storm deposits was also observed in washover deposits related to the 1991 Halloween storm in the north eastern U.S. coastline by Switzer and Jones (2008) and in Typhoon Haiyan overwash sediments from Leyte Gulf coastlines by Soria et al. (2018). This was related to a lower inundation velocity compared to tsunami events. This is consistent with a less intense and/or concentrated initial flow during storms compared to tsunamis. The upper part (2–0.25 cm depth) is clearly different, with FB to FA fabric in CS and FB fabric in VCS (Figure 6.2). There is then a transition to FB/FA moderate-to-high dipping-angle fabric, typical of a rapidly deposited highly concentrated flow. Very high-dipping-angle

fabric seen in the MS fraction should be considered with caution, since it mostly illustrates the fact that MS acts as a matrix between the coarser grains (CS and VCS). This observation is restricted to the tropical cyclone deposit, as both the Lisbon and Pre-Colombian tsunami deposits have very little vertical variations of the mean plunge. The primary fabric is here preserved thanks to a finely-skewed grain size distribution (i.e. the presence of a fine fraction, here the medium sand, intercalated between the coarser fractions). The lamination (upper plane beds) observed in the deposit is consistent with the deposition under a near-supercritical flow regime. Fabric in upper plane beds is usually flow-parallel, which is consistent with the orientation of the fabric throughout the deposit. Moreover, the coarsening at the top of the deposit (788 μm mode at 1.05 cm) tends to show an intensification of the flow. It could also record a more energetic flow entering the lagoon related to the lowering or opening of the sandy barrier. Inverse grading may also be the result of dispersive pressures due to grains collision, that causes larger grains to move toward the zone of lower pressure at the top of the sediment layer (Bagnold, 1954). Inverse grading may also result from kinetic sieving, which implies downward migration of smaller grains and upward moving of larger grains during deposition (Middleton, 1970). Leatherman and Williams (1983) concluded that both these mechanisms may occur during the flow and are then part of the primary fabric of the deposit.

Overall, the lamination (upper plane beds), and the coarsening of the deposit at the top of Hurricane Donna deposit is consistent with other storms deposits such as the Haiyan overwash deposit (Soria et al., 2017), which were interpreted as indicating upper flow regime conditions of a unidirectional, turbulent, high-velocity flow.

Moreover, the small variations of dipping-angle of fabric through the deposit are reminiscent of sediment impulses related to flow variations creating laminations. Plane or laminated bedding in coastal deposits is generally attributed to repeated inundation by storm waves (Tuttle et al., 2004; Switzer et al., 2012). Here, the fabric orientation and dipping-angle variations tend to show successive waves arrival, which is typical of infragravity waves (Baumann et al., 2017a). Infragravity waves correspond to surface ocean gravity waves with periods in the range 20–200 s and can increase rapidly to over 1 m in nearshore water depths (Baumann et al., 2017a). Thus, infragravity waves are known to dominate the hydro-sedimentary dynamics of dissipative beaches, particularly under storm conditions (Russell, 1993). These waves have significant contribution to wave run up and overwash formed during

storms (Bertin et al., 2018) and may have brought the sand deposit of Hurricane Donna in Scrub Island lagoon.

6.7. Conclusion

This work is based on an exceptional 500 year-long sediment record located in a small coastal lagoon (Anguilla, Caribbean) including three contrasted high-energy events: a near-field tsunami, a far-field tsunami and a tropical cyclone. Thus, this sediment record gave us the opportunity to explore differentiation between tsunami and tropical cyclone deposits, using X-ray tomography. We found that X-ray tomography is a promising tool to distinguish tsunami from tropical cyclone sandy deposits because it is able to document important sediment fabric variations in those three deposits. Each tsunami deposit displays mostly similar fabric parameters from base to top, but their fabrics are contrasted. The near-field Pre-Colombian tsunami deposit displays mostly bimodal low-dipping-angle flow-aligned fabrics from base to top. The homogenous low-dipping-angle fabric of the Pre-Colombian tsunami deposit is both related to its well sorting and probably to an extremely rapid and intense character of tsunami waves generated by the near-field earthquake (Cordrie et al., 2022). The thick and coarse Pre-Colombian tsunami deposit is obviously related to massive erosion of the sandy barrier after this near-field event. The more dispersed fabric of the Lisbon tsunami deposit is both related to its bimodal grain size distribution and to lower energy far-field tsunami waves. The far-field Lisbon tsunami is characterized by a more or less dispersed fabric from base to top. Contrastingly, the tropical cyclone deposit displays vertical variations in medium and coarse sand fabric, with two orientations and opposite low dipping-angle fabric at base and one dominant orientation with moderate to high dipping-angle at top. The more homogenous fabric of the two tsunami deposits from base to top is interpreted as the result of rapid sedimentation induced by the arrival of few inundation waves in the lagoon over a period of minutes to hours, which is typical during coastal tsunamis (e.g., Tuttle et al., 2004). The vertical variations in orientation and dipping-angle of the tropical cyclone deposit are interpreted as resulting from a larger number of waves that occurred during a period of hours to days. These waves can be attributed to infragravity waves, frequently observed during storms. Our observations are promising but still too scarce to be generalized as general criteria

to distinguish tsunami and tropical cyclone deposits. Nevertheless, they are consistent and complementary with the results of Falvard and Paris (2017) and Paris et al. (2020). Similar studies of comparable deposits should be conducted in order to obtain reproducible observations and generalize sediment fabric parameters as criteria to distinguish tsunami and tropical cyclone deposits. It appears that these parameters are subtle, leading to the idea that potentially many past high-energy events have been misidentified.

6.8. Acknowledgments

This work is part of the CARQUAKES project (ANR-17-CE03-0006). The objective of the CARQUAKES project is to improve the catalog of large earthquakes and tsunamis in the Lesser Antilles and characterize the related hazards by applying an innovative and novel multidisciplinary approach combining several state-of-the-art methods of offshore and onshore paleoseismology and tsunami modelling. We thank Simon Falvard for helping us in images processing and sediment fabric analyses. Thanks are due to the reviewers and the editor Edward Anthony for their constructive comments that helped improve the manuscript.

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la fabrique sédimentaire des tsunamis étudiés dans la lagune de Scrub reste très homogène et présente des tendances qui peuvent être associées à des variations de la concentration des sédiments lors du transport et/ou de l'intensité du flux hydrodynamique. Le dépôt du tsunami de source proche présente les caractéristiques d'un flux intense et hautement concentré, tandis que la fabrique sédimentaire du tsunami de source lointaine est moins bien définie, ce qui peut être associé à un événement moins intense. En revanche, la fabrique sédimentaire du dépôt d'ouragan est plus variable avec une succession de différents angles de pendage et d'orientations des grains, qui peuvent être interprétés comme l'enregistrement de vagues successives, probablement des ondes infragravitaires comme cela a pu être montré lors des tempêtes de 2014 dans le sud-ouest de la France (Baumann et al., 2017a). Les différences observées dans les fabriques sédimentaires des dépôts liés aux tsunamis et à un ouragan sont des résultats encourageants. Ils incitent donc à poursuivre l'utilisation de la tomographie à rayons X dans la recherche de critères permettant de distinguer tsunami et ouragan dans les archives sédimentaires côtières.

La mise en évidence de critères montrant une intensité supérieure dans le dépôt du tsunami de source proche par rapport à celui de source lointaine, montre que cette méthode permet de comparer l'intensité de deux événements similaires au sein d'une même archive sédimentaire. Ces résultats ouvrent ainsi une voie pour la comparaison de l'intensité de différents ouragans enregistrés au sein de la même archive sédimentaire. Dans un contexte de réchauffement de la surface océanique et d'intensification des ouragans (Pfleiderer et al., 2022), la comparaison de dépôts d'ouragans récents avec des enregistrements sédimentaires d'ouragans antérieurs au réchauffement global actuel pourrait également apporter des arguments quant à l'évolution de leur intensité à partir des caractères de leurs dépôts. Au-delà de la comparaison avec des événements préhistoriques, l'étude des enregistrements d'ouragans récents reste primordiale pour développer des modèles de facies de référence permettant d'identifier des ouragans anciens et de les distinguer de ceux liés aux tsunamis.

Dans le chapitre suivant, nous avons analysé l'impact de l'ouragan Irma, qui a frappé l'île de Barbuda en septembre 2017, sur la lagune de Codrington. Cette étude s'intéresse aux changements morphologiques de la barrière sableuse de la lagune produits par l'ouragan, et à l'enregistrement sédimentaire dans la lagune de cet ouragan. Ces observations ont été

comparés aux changements morphologiques et sédimentaires à long terme, reconstitués à partir des archives sédimentaires dans la lagune.

7. Hurricane Irma: an unprecedented event over the last 3700 years? Geomorphological changes and sedimentological record in Codrington Lagoon, Barbuda.

AUTEURS

M. Biguenet ^{a,b,*}, E. Chaumillon ^a, P. Sabatier ^b, A. Bastien ^c, E. Geba ^a, F. Arnaud ^b, T. Coulombier ^a, N. Feuillet ^d

^a Université de la Rochelle, UMR 7266 LIENSs, Bâtiment Marie Curie, avenue Michel Crépeau, 17042 La Rochelle cedex, France

^b Université Savoie Mont Blanc, CNRS UMR 5204 EDYTEM, Bâtiment « Pôle Montagne », 5 bd de la mer Caspienne, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France

^c Université de Bordeaux, UMR 5805-CNRS EPOC, Pessac CEDEX, F-33615, France

^d Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, CNRS, 75005 Paris, France

Soumis à Natural Hazards and Earth System Sciences

7.1. Abstract

Low-lying coasts and small islands, such as in the Lesser Antilles, are particularly vulnerable to hurricane-induced marine floods. In September 2017, Category 5 Hurricane Irma, with winds up to 360 km/h, hit the northern Caribbean islands and caused the destruction of 95% of the structures on Barbuda Island. We investigated the geomorphological impacts and the sedimentological record of this hurricane in Barbuda's Codrington Lagoon. Following Hurricane Irma, two wide inlets developed across the Codrington sandy barrier. One of these inlets enlarged and was still opened four years later. From available data, it seems that this barrier remained continuous for the last 250 years before Hurricane Irma. At a longer time-scale, VHR seismic exploration combined with sediment cores sampled in Codrington Lagoon were used to investigate Irma deposit and environmental changes for the last 3700 years. The evolution from a low-energy small and shallow lagoon to the modern wide and high-energy Lagoon recorded by the lagoon sediment-fill was related to both long-term sea-level rise and subsidence. The top of the lagoon fill consists of a thick and extensive sand sheet recording an abrupt increase in energy. Given its location at the top of the cores, its very recent age supported by short-lived radionuclides data, together with large inlets opening and barrier erosion after Irma implying a large sand supply to the lagoon, this sand sheet was attributed to Hurricane Irma. From our cores, it appears that this deposit is unique over more than 3700 years. Both the opening of a new inlet and the thick upper sand sheet support the exceptional character of Irma at the scale centuries to millennia. Our study reinforces the idea that Hurricane Irma was exceptional in terms of intensity and may be associated with global warming.

7.2. Introduction

Hurricanes storms are a major threat to coastal areas and communities. Indeed, they generate wind exposure, spin-up tornados, tropical rainfall, storm surge and wind waves, which may cause widespread power outages, coastal and inland flooding, beach erosion, infrastructure and structural damage, and direct human deaths (e.g., Gerritsen, 2005; Griffis, 2007; Karim and Mimura, 2008; Breilh et al., 2013; Takagi et al., 2017; Bacopoulos, 2019). Many studies have reported a notable increase in hurricane intensity and associated damages over recent decades (e.g., Kossin et al., 2013; Holland and Bruyère, 2014; Knutson et al., 2019; Kossin et al., 2020). Pflieger et al. (2022) recently showed that the increase in Atlantic tropical cyclone activity since the 1980s can be robustly ascribed to variations in atmospheric circulation as well as sea surface temperature (SST) rise. They found that the forced warming trend in Atlantic SSTs over the 1982–2020 period doubled the probability of extremely active tropical cyclone seasons. Given the projected increases in SSTs with increasing warming, this suggests that the probability of extreme seasons (with category 4-5 hurricanes) might further be more regular in the future. These high category hurricanes generate very high intensity winds that can allow the development of strong surges leading to large coastal flooding. Thus, low-lying coasts and islands are particularly vulnerable to hurricane-induced submersion. Consequently, the sea level rise associated with the increase in hurricane intensity exposes a growing number of them to marine submersion (Bhatia et al., 2019; Pflieger et al., 2022). The question for local communities is hence no more « if » they will be hit by an impacting hurricane, but « when » and even more « in what extent » and “with which consequences” on both natural geomorphic defenses and man-made infrastructures. Thus, understanding the response of a given coastline to hurricane processes in terms of geomorphological and sedimentological changes is crucial for more informed and better prepared coastal communities (Spiske et al., 2021).

On August 30, 2017, a tropical storm developed west of the Cape Verde Islands (Cangialosi, et al., 2018). It was fueled by warm ocean temperatures (30–32 °C) and subject to little atmospheric shear, a combination that allowed favorable conditions for a strong hurricane (Bacopoulos, 2019). By September 5, 2017, this tropical storm was reclassified as a category 5 hurricane and named Irma. Hurricane Irma broke meteorological-based records as

a tropical cyclone for the Atlantic basin (Cangialosi et al., 2018). It was the strongest hurricane to form in the Atlantic Ocean in historical times, outside of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea (Cangialosi et al., 2018). It remained a category 5 hurricane for 3 days, which is the longest category 5 hurricane since satellite storm tracking began (Bacopoulos, 2019). Furthermore, hurricane winds were maintained for a total of 37 h at 185 mph (298 km hr⁻¹), which is the longest period of such intensity (maximum sustained winds) among all storms on record (Bacopoulos, 2019). Irma made seven landfalls through the following days, four of which occurred as a category 5 hurricane across the northern Caribbean islands (Barbuda, Saint-Martin, Virgin Gorda in the British Virgin Islands and Cayo Romano in Cuba) (Cangialosi et al., 2018). The coastal hazards that occurred with Hurricane Irma involved wind exposure, spin-up tornados, tropical rainfall, storm surge and wind waves, which relayed to widespread power outages, coastal and inland flooding, beach erosion, infrastructure and other structural damages, and 47 direct human deaths (Bacopoulos, 2019). Damages have costed record-breaking totals, with amount reaching approximately \$51 billion USD for the USA (Bacopoulos, 2019), and \$3170 million USD for the Lesser Antilles, the Turks and the Caicos Islands and Cuba. The costs reached \$150 to 300 million USD for Barbuda Island alone (Cangialosi et al., 2018). The storm's eye passed directly through Barbuda Island, exposing the island at its peak intensity with a mean wind speed of 155 kt (287 km/h), maximum recorded gusts of wind speed of 360 km/h, and a minimum pressure of 914 mb for more than three hours. Irma's catastrophic winds caused destruction across the island, damaging or destroying approximately 95% of the structures and causing the direct death of three people (Cangialosi et al., 2018). The damages to housing and infrastructure were so extensive that all 1800 residents of the island were immediately evacuated post hurricane to the neighboring island of Antigua (Boger et al., 2020). This decision was made due to the threat posed by the category 4 hurricane Jose, which passed 60 km north of the island on September 8 (Berg, 2018).

West of Barbuda, Codrington Lagoon and its barrier were strongly hit by Irma and have the potential to record older hurricanes. Thus, they are a key area for showing the impacts of such kind of extreme event. This article aims at documenting the impact of Hurricane Irma on the geomorphology and sedimentation of Codrington Barrier and Lagoon. The geomorphological changes of the Codrington Lagoon sandy barrier are examined through recent satellite images, as well as seismic profiles, and compared with older satellite images and nautical maps, allowing a 250-year-long observation of the barrier morphology.

Additionally, we sampled six sedimentary cores seven months after the event to document the sedimentary record of this extreme event. Furthermore, the study of the complete sedimentary sequences through a multiproxy approach associating sedimentological, geochemical, and microfaunal analyses allowed us to replace this event within a long-term perspective and question its relative importance over the last thousands of years.

7.3. Study site

7.3.1. Geomorphologic and geologic setting

Barbuda Island is located in the northeastern part of the Lesser Antilles Arc, 40 km north of Antigua Island (Figure 7.1A). These two islands are surrounded by a large and up to 100 m-deep carbonate platform called Barbuda Bank (Cornée et al., 2021). Barbuda Island is 13 km wide from east to the west and 22 km long from northwest to southeast (Figure 7.1B). It consists of low-lying coral limestone, with the highest point lying 39 m above mean sea level (a.s.l.) and located in the so-called Highlands area (Weil-Accardo et al., 2022) (Figure 7.1B). The island is almost completely surrounded by fringing and barrier reefs, primarily along its eastern and northern coasts, while the western coast consists of patch reefs. The marine hydrodynamic regime in the island area displays a diurnal microtidal range, which is slightly more than 0.3 m throughout the year (Brasier, 1975a). The island displays a karstic limestone landscape containing numerous sinkholes and caves that retain fresh water throughout the year (Boger et al., 2020) and no surface streams (Potter et al., 2017). A series of saline ponds situated in the southern part of the island (Figure 7.1B) are periodically flooded by spring tides and sea water during storms (Potter et al., 2017). The main permanent water body on the island is the hypersaline (measured at approximately 40 ‰ in 1970-1971, Stoddart et al., 1973) Codrington lagoon (Figure 7.1B, C, D). This lagoon lies in the western part of the island and is approximately 9 km long and 2.5 km wide. The Codrington Lagoon water depth ranges between 1 and 4.5 m, with a deeper part to the south (as observed in March 2018; Figure 7.1C). This lagoon is separated from the ocean to the west by an approximately 1 to 3 m-high (as observed in March 2018) and 140 to 260 m-wide sandy barrier (Figure 7.1C). This barrier is mostly made of coral debris, mollusks, calcareous algae, and foraminifers and hosts a hypersaline sparse vegetation made of herbs and bushes. Prior to Hurricane Irma (September

2017), the barrier was continuous (Figure 7.1C), and the northern part of the lagoon was connected to the ocean through a narrow channel, locally called “the creek” (Figure 7.1B). After Hurricane Irma, two inlets developed (Figure 7.1B, D). The eastern part of the lagoon is fringed by dense mangroves. The only human settlement on the island, Codrington village, is located on the eastern edge of the lagoon (Figure 7.1B). The lagoon’s bottom sediment is covered by sea grasses (i.e., *Thalassia testudinum*, whose root system can reach 80 cm below the sediment surface), algae, and a few scattered coral species (Brasier, 1975a; Glumac and Curran, 2016; Potter et al., 2017).

7.3.2. Past hurricanes in Barbuda

Barbuda is located within the so-called Atlantic hurricane belt. Therefore, hurricanes are a major and frequent hazard, mostly between June and November (Boger et al., 2020). Sedimentary studies along the coasts of various islands, in lagoons and sinkholes, have revealed deposits related to past hurricanes in this region (Donnelly and Woodruff, 2007; McCloskey and Keller, 2009; Malaizé et al., 2011; Denommee et al., 2015; Donnelly et al., 2015; Wallace et al., 2019; Biguenet et al., 2021; Winkler et al., 2022). Some paleotempestology studies have been conducted in Barbuda (Knowles, 2008; Burn et al., 2016), but none have been conducted in Codrington Lagoon. Burn et al. (2016) presented a sediment-based reconstruction of Caribbean effective precipitation during the Little Ice Age from one of Barbuda’s ponds (Freshwater Pond). Knowles (2008) analyzed transects of sediment cores from another Barbuda’s small pond (Salt Pond) and identified overwash deposits and climate variability over the last 5000 years.

The oldest historically known hurricane that struck Barbuda Island occurred on 11 September 1813 (Oliver, 1894). The current observational record in the Lesser Antilles began in approximately 1850 CE, and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) documented 13 hurricanes that passed within 30 km of Barbuda’s Codrington lagoon from 1859 to 2017 (NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks) (Figure 7.2, Tableau 7.1). Barbuda Island was struck by recent destructive events, such as Category 3 Hurricane Donna in 1960 (Dunn, 1961) and Category 4 Hurricane Luis in 1995 (Hoggarth, 2001). Both caused significant damage to houses within Codrington Village (Knowles, 2008).

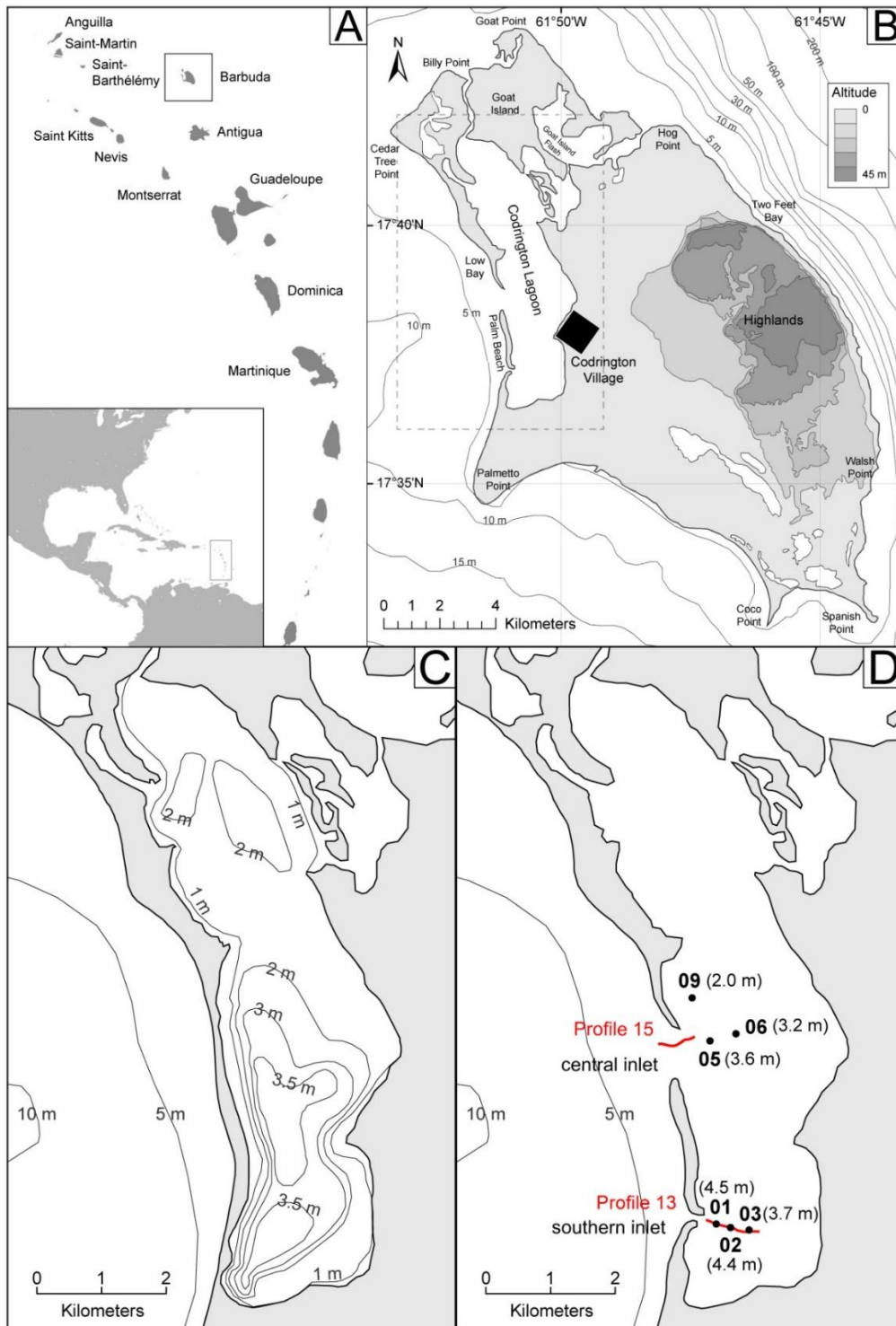


Figure 7.1. (A) The Caribbean Sea and Lesser Antilles Arc (<https://freevectormaps.com/world-maps/caribbean/WRLD-CI-01-0001?ref=atr>). (B) Topography of Barbuda Island in 2018 (after Irma), modified from Bain et al., 2018 and Brasier 1975a, 1975b. (C) Codrington lagoon morpho-bathymetry, from Brasier 1975a, 1975b. (D) Codrington lagoon morphology 3 months after Hurricane Irma from a satellite image of Barbuda obtained in December 2018 (Google Earth Pro V 7.3.4.8248, December 2018, Barbuda, 17°38'46,87''N, 61°50'48,67''W, Eye alt 30 kilometers. Landsat/Copernicus [December 10, 2021]). The black dots correspond to sedimentary core locations sampled in March 2018 with their respective water depths. The two red lines correspond to seismic profiles recorded in June 2021.

Hurricane Luis even breached a narrow strip of sedimentary barrier across the lagoon that was rapidly filled after the event (Potter et al., 2017). Low Bay beach located to the west of the Codrington Lagoon sandy barrier (Figure 7.1B) experienced erosion after this event. The monitoring of this beach between 1996 and 2000 showed that erosion was dominant, with a mean profile area and erosion rate of -0.10 m^2 and -0.80 m/yr , respectively (James, 2003). The latest and strongest hurricane that struck Barbuda was the Category 5 Hurricane Irma in September 2017 (Figure 7.2, Tableau 7.1). The storm's eye passed directly through Barbuda, exposing the island at its peak intensity with a wind speed of 155 kt (287 km/h) and pressure of 914 mb for more than three hours (Tableau 7.1). Irma's catastrophic winds caused destruction across the island, damaging or destroying approximately 95% of the structures and causing the direct death of three people (Cangialosi et al., 2018). The damages to housing and infrastructure were so extensive that all 1800 residents of the island were immediately evacuated to the neighboring island of Antigua after the hurricane (Boger et al., 2020). Hurricane Irma also induced a significant storm surge with a peak water level at 2.4 m mean higher high water (MHHW) recorded at a tide gauge located on Barbuda (Cangialosi et al., 2018). This storm surge induced marine flooding with runup reported to reach some 600 meters inland (United Nations Development Programme, 2019).

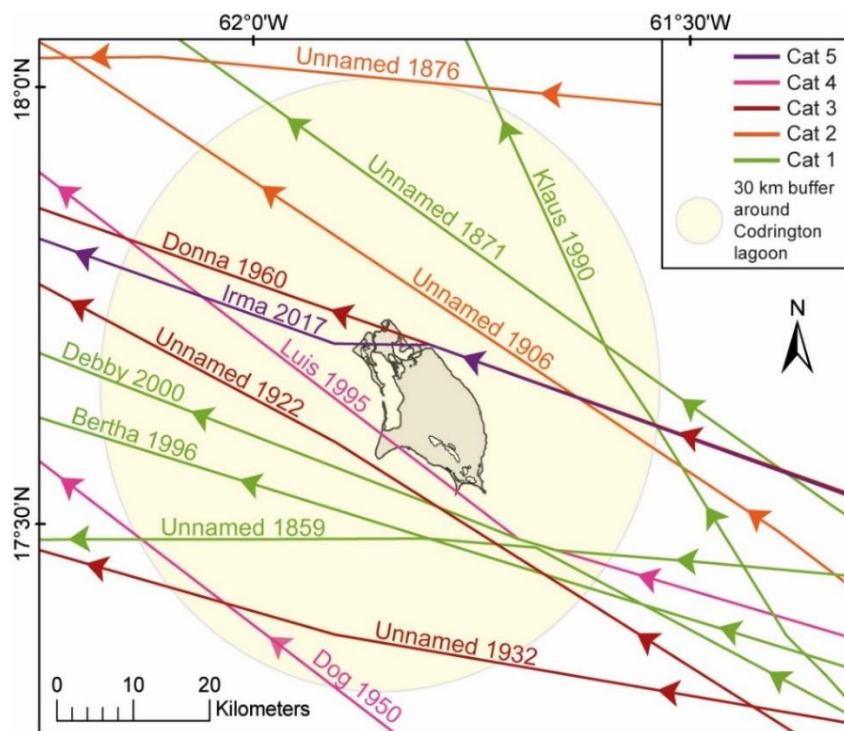


Figure 7.2. Historical hurricane tracks (1859–2017) passing within 30 km from Codrington Lagoon (Barbuda) (NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks).

Year	Name	Month	Hurricane category (SSHWS) within 30 km around Codrington Lagoon	Distance hurricane-Codrington Lagoon (km)	Hurricane path with respect to Barbuda Island	Wind speed (kt)	Pressure (mb)
2017	Irma	August	5	< 1	On the island (N)	155	914
2000	Debby	August	1	6	SW	65	993
1996	Bertha	July	1	10	SW	75	985
1995	Luis	August	4	< 1	On the island (SW)	115	945
1990	Klaus	October	1	23	NE	65	992
1960	Donna	August-September	3	1	On the island (NE)	110	956
1950	Dog	August-September	4	27	SW	115	NA
1932	Unnamed	September-October	3	24	SW	105	NA
1922	Unnamed	September	3	4	SW	100	NA
1906	Unnamed	August-September	2	8	NE	90	NA
1876	Unnamed	September	2	30	N	90	NA
1871	Unnamed	September-October	1	15	NE	75	NA
1859	Unnamed	September	1	13	S	70	NA

Tableau 7.1. Hurricanes that passed within 30 km from Codrington lagoon (Barbuda) from 1859 to 2017 (NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks). SSHWS: Saffir–Simpson Hurricane Wind Scale. Kt: knot, mb: millibar.

7.3.3. Other possible sources of overwashes in Barbuda: tsunamis

The Lesser Antilles Arc (Figure 7.1A) results from the subduction of the North American Plate under the Caribbean Plate at an estimated rate of 2 cm.yr⁻¹ (DeMets et al., 2000). Like other subduction zones, numerous volcanoes and active faults may generate tsunamis. Nevertheless, relatively few tsunamis have been reported in the Lesser Antilles Arc during the historical period (Zahibo and Pelinovsky, 2001; Lander et al., 2002; Harbitz et al., 2012; Engel et al., 2016).

Tsunamis were triggered by local, regional or far-field earthquakes (Reid and Taber, 1920; Pelinovsky et al., 2004; Zahibo et al., 2005; Roger et al., 2011; Harbitz et al., 2012; Cordrie et al., 2019; Biguenet et al., 2021) and by volcanic processes (e.g., Pelinovsky et al., 2004; Watt et al., 2012).

In the following, we describe major earthquake events and associated tsunamis that occurred locally in the Antigua-Barbuda area, then those that occurred regionally in the northern part of the Lesser Antilles and then far-field events that hit the region. In the Antigua-Barbuda area, the oldest historically documented tsunami occurred on 6 April 1690 CE in Antigua, Saint Kitts and Nevis, St. Thomas (U.S. Virgin Islands), and Guadeloupe. It was triggered by an earthquake with a magnitude estimated at Ms. 8 (Robson, 1964; Dorel, 1981; NGDC/WDS, 2020), and the epicenter was probably located between Nevis, Antigua, and Montserrat (Feuillet et al., 2011). On 8 February 1843 CE, an M7.5 to 8 earthquake (depending on the authors) occurred between Antigua and Guadeloupe (Sainte-Claire Deville, 1843; Bernard and Lambert, 1988; Feuillet et al., 2011b; Hough, 2013). Despite its high magnitude, this event only triggered a small tsunami (wave amplitude of 1.2 m), which was only observed in English Harbor at Antigua and Nevis (Shepherd, 1992). More recently (8 October 1974), a large earthquake (Ms = 7.1 to 7.6) occurred near Barbuda, north of Antigua, but did not generate any documented tsunami waves (McCann et al., 1982). Apart from Barbuda itself, in the northern part of the Lesser Antilles region, the oldest documented tsunami is a Pre-Columbian tsunami (dated between 1200 and 1450 years cal. CE from 14C dating). It was identified within sedimentary cores sampled in St-Thomas (US Virgin Islands; Fuentes et al., 2017), Anegada (British Virgin Islands; Atwater et al., 2017) and Scrub Island (Anguilla; Biguenet et al., 2021). The possible source for this tsunami is a magnitude 9 thrust earthquake located at the subduction interface facing Anegada Island (Cordrie et al., 2022). On November 18th 1867, another tsunami followed a strong earthquake in the British Virgin Islands (Reid and Taber, 1920) and was documented in the Virgin Islands and Guadeloupe, but the origin of the event remains poorly constrained (Zahibo et al., 2003). Finally, the well-known Mw 8 to 9 Lisbon earthquake that occurred in 1755 (Chester, 2001) generated a Transoceanic Tsunami that was observed at 18 locations across the northeastern Caribbean from Bridgetown (Barbados) to Santiago de Cuba (Cuba) (NGDC/WDS, 2020).

7.4. Materials and methods

7.4.1. Old nautical maps

The morphological evolution of the Codrington Lagoon and its western sandy barrier was studied from a compilation of old nautical maps. The chosen maps were selected according to their date of publication. We choose the oldest known map (1750-1785 CE, Tweedy, 1981), the first accurate and detailed known map (1813 CE, Bain et al., 2018), and then two other maps illustrating the morphology of the island at the end of the 19th (Fullarton et al., 1872) and 20th (Wigley, 1973) centuries. Although other maps of the island exist, they do not show significant morphological changes of the Codrington Lagoon and its western sandy barrier compared to the selected maps.

7.4.2. Satellite images

The morphological evolution of the western sandy barrier of the Codrington Lagoon over the period 1982–2021 is evidenced from a set of satellite images (Landsat and Global Land Survey data sets). All the images were downloaded from the Global Visualization Viewer of the U.S. Geological Survey website (glovis.usgs.gov). The Global Land Survey (GLS) data sets were created by USGS and NASA using the primary Landsat sensor in use at the time for each collection epoch. The images were chosen according to their dates and the absence of clouds on the western sandy barrier. All the images have been resized to focus on Codrington Lagoon and facilitate the comparisons of the images. Our selection includes (1) three Landsat 1 – 5 images from 1982 to 1992 using Multispectral Scanner (MSS) Level-1 (images processed to a 60-meter pixel size); (2) one GLS2000 image from 1999, which uses Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), with a data resolution of 30 meters; (3) two GLS2005 images from 2003 and 2006, which uses a combination of Landsat 7 ETM+ and Landsat 5 TM, with a data resolution of 30 meters; (4) one GLS2010 image from 2010, which uses a combination of Landsat 7 ETM+ and Landsat 5 TM, with a data resolution of 30 meters; and (5) eleven Landsat 8 OLI (Operational Land Imager) images from 2013 to 2021, with 15- to 30-meter resolution.

7.4.3. Very high-resolution seismic exploration

During June 2021, a seismic survey was carried out within the Codrington Lagoon. A boomer plate associated with a line in a cone receiver, with a vertical resolution of 25 cm (IKB-Seistec, Simpkin and Davis, 1993), was used to image the detailed internal architecture of the lagoon sediment fill. The shot interval was 250 ms, corresponding to an average distance between adjacent seismic traces of 0.125 m for a ship speed of 1 knot. Despite adverse weather conditions (strong winds between 18 and 40 knots and wind waves in the lagoon during the survey), 16 seismic profiles were recorded for a total length of 7131 m. Two seismic profiles displaying the typical internal architecture of the lagoon fill and new inlet are shown (profiles 13 and 15, respectively, Figure 7.1D). The locations of the other seismic profiles can be found in the Supplementary section. Seismic data processing was carried out using Delph Seismic Interpretation software, consisting of (1) noise mute in the water column; (2) swell filtering; (3) automatic gain correction; and (4) bandpass filtering. We used a 1500 m.s⁻¹ P-wave velocity for the two-way travel time to depth conversion.

7.4.4. Sampling and core description

In March 2018, six 60- to 130-cm-long sediment cores were sampled in Codrington Lagoon at water depths of 3.2 to 4.5 m using an Uwitec gravity corer with a hammer. The core locations were chosen along transects perpendicular to the lagoon western sandy barrier. A south transect was conducted in front of the southern inlet (Figure 7.1D), including from west to east, cores BARB1-18-01 (n°IGSN TOAE0000000494), BARB1-18-02 (n°IGSN TOAE0000000495) and BARB1-18-03 (n°IGSN TOAE0000000496). A central transect was followed in front of the lagoon central inlet (Figure 7.1D), including from west to the east cores BARB1-18-05 (n°IGSN TOAE0000000498) and BARB1-18-06 (n°IGSN TOAE0000000499). Finally, core BARB1-18-09 (n°IGSN TOAE0000000502) was taken just north of the central inlet (Figure 7.1D).

The cores were horizontally stored in a walk-in cooler in the laboratory before being split, photographed, described in detail and subsampled. Core locations and sampling procedures can be found in the French National Cyber-core repository (<https://cybercarotheque.fr/index.php>).

7.4.5. Sedimentological analyses

For this study, sedimentological analyses were conducted on cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. Grain-size analyses were carried out at the EDYTEM laboratory using a Beckman Coulter LS 13320 XR particle size analyzer using sonication, with a range size between 0.010 μm and 3000 μm . The sampling step was approximately 1 cm through cores BARB1-18-01 ($n = 132$) and BARB1-18-05 ($n = 123$), respecting facies boundaries. Samples were not pretreated, but large shells (>2 mm) were not collected for grain-size analyses. Because of their large content in shells debris, the mean grain sizes of sampled sediment were not coherent with the visual observations. Thus, grain-size studies were restricted to particles smaller than 1 mm. The grain-size results were processed using an EMMA algorithm implemented by QGrain software using the machine learning framework PyTorch (Liu et al., 2021). For core BARB1-18-01, an EMMA algorithm with 3 End-Members was chosen, as it best suited the core main grain-size observations. The sum of the end-members corresponds to 100% of the grain-size frequency per sample. These three end-members correspond to the three main sediment grain-size modes: EM1= 20 μm , EM2= 127 μm and EM3= 269-993 μm . For core BARB1-18-05, the EMMA algorithm that best suited the grain-size observation was the one with 4 End-Members. These four end-members correspond to the four main sediment grain-size modes: EM1= 4 μm , EM2= 20 and 50 μm , EM3= 127 μm and EM4= 269-623 μm . Given that EM1 and EM2 of core BARB1-18-05 are similar to EM1 of core BARB1-18-01, we choose to add EM1 and EM2 of core BARB1-18-05. Thus, the grain-size results of cores BARB1-18-05 described and discussed below are EM1= 4-18 μm and 50 μm , EM2= 127 μm , EM3= 269-623.

Core BARB1-18-01 was scanned at the SYMME laboratory (Annecy, France) using an X-ray tomography system (Easytom XL 150 from RX SOLUTION society) at 150 kV and 66 μA . The core was cut into two sections (126.5 to 70 cm and 70 to 0 cm), which were scanned one after the other. The acquisition time was approximately 1 h 25 per core (8 successive scans from 126.5 to 70 cm and 10 successive scans from 70 to 0 cm by translating along the beam were

necessary to cover the entire volume of the core). The reconstructed data are sets of 16-bit.tif image files representing cross-sections of the cores (horizontal slices from top to base). The image resolution (voxel size) is 63 μm . The total number of images available for the core is 19 894 (8848 + 11 046). For each section, the vertical cross sections were reconstructed using ImageJ software and including the Fiji distribution extension (Schindelin et al., 2012).

7.4.6. Geochemical analyses

X-ray fluorescence (XRF) analyses were carried out on the six cores at the EDYTEM laboratory using the Avaatech Core Scanner (Avaatech XRF Technology, EDYTEM) with a Rh anode (Richter et al., 2006). For BARB1-18-01, two runs with a 1 mm-step resolution were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV and 0.2 mA for 20 s and a run at 30 kV and 0.3 mA for 20 s with three replicates every 53 mm for both runs. For BARB1-18-02, two runs with a 1 mm-step resolution were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV, 0.15 mA for 20 s with and a run at 30 kV, 0.2 mA for 20 s with two replicates every 32 mm for both runs. For BARB1-18-03, two runs with a 2 mm-step resolution were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV, 0.2 mA for 20 s with two replicates and a run at 30 kV, 0.3 mA for 20 s with two replicates every 22 mm for both runs. For BARB1-18-05, two runs with a 2 mm-step resolution were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV and 0.15 mA for 20 s and a run at 30 kV and 0.2 mA for 20 s with two replicates every 32 mm for both runs. For BARB1-18-06, two runs with a 2 mm-step resolution were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV and 0.2 mA for 20 s and a run at 30 kV and 0.3 mA for 20 s with three replicates every 43 mm for both runs. For BARB1-18-09, two runs with a 1 mm step were used to detect light and heavy weight elements: a run at 10 kV and 0.1 mA for 20 s and a run at 30 kV and 0.15 mA for 20 s with two replicates every 22 mm for both runs. Element relative abundances are expressed as centered log-ratios (CLRs) to avoid dilution effects due to water, for example (e.g., Weltje et al., 2015). These values were calculated using the equation from Weltje et al. (2015).

For core BARB1-18-01, the following elements ($n = 12$) were used to calculate the geometric mean: Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Fe, Ni, Cu, Br, and Sr. Na, Mg, P, Mn, Zn, Rb, Zr and Pb were not used because they display high uncertainties with a very noisy signal. For core BARB1-18-05, the following elements ($n = 15$) were used to calculate the geometric mean: Na,

Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br and Sr. P, S, Rb, Zr and Pb were not used because of high uncertainties with a very noisy signal.

Principal component analysis (PCA) was performed on the raw XRF core scanner data for the BARB1-18-01 and BARB1-18-05 cores using the open-source software R (R Core Team, 2020) to highlight chemical endmembers (e.g., Sabatier et al., 2010b) and element correlations.

Loss on ignition (LOI) analyses were performed on the BARB1-18-01 and BARB1-18-05 cores with a sample step of 4 cm (n=33 and n=31) to quantify the amount of organic matter (LOI550) and carbonates (LOI950), according to the protocol described by Heiri et al., (2001). It was noted that for these carbonate-rich sediments, the 2 h at 950 °C proposed in the protocol was not sufficient to burn all carbonates, resulting in a 3 to 17% apparent reduction in the carbonate content (Biguenet et al., 2021).

Six slabs (8.5 × 1.5 cm) were subsampled from core BARB1-18-01, and four were subsampled from core BARB1-18-05. They were resin-embedded for analysis with a LEO Stereoscan 440 Leica (ASTRE platform of the Université Savoie Mont-Blanc) scanning electron microscope (SEM) with 20 kV tension to qualify small-scale sedimentary structures and grains at a 10 mm work distance. Chemical maps were performed on the slabs at a 24 mm work distance using the Quantax EDX probe (Bruker) from the ASTRE platform to highlight the elementary composition at the grain scale. The images were obtained in high vacuum mode in secondary electron or backscattering electron modes.

7.4.7. Foraminifera analyses

A total of 20 and 13 samples were taken every 5 to 10 cm and every 10 cm in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05, respectively, according to lithological variations. Samples were weighed, dried at 60 °C and sieved to retain the 125–500 µm and > 500 µm fractions. Foraminifera found in dried residues of the two size fractions were determined, and taxa were identified using common taxonomical reference literature, describing the foraminifera in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. All individuals were identified at least at the genus level, and their abundance was determined semi quantitatively based on the number of specimens observed in a single 6 × 10 cm picking tray filled with dry residue.

7.4.8. Chronology

Short-lived radionuclide (^{210}Pb , ^{137}Cs) measurements were performed using well-type Ge detectors at the Laboratoire Souterrain de Modane following the methods outlined in Reyss et al. (1995). A total of 23 and 21 samples were collected from BARB1-18-01 and BARB1-18-05, respectively, in the upper 34 cm and 30 cm, according to sedimentary facies boundaries. Excess ^{210}Pb , noted $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities (Goldberg, 1963). Data were computed with the package 'serac' in R software (Bruel and Sabatier, 2020). A total of 21 organic macroremains (wood, leaves and roots) were collected in the six cores. ^{14}C measurements were performed by accelerator mass spectrometry (AMS) at the Poznan Radiocarbon Laboratory and at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) ARTEMIS at the CEA (Atomic Energy Commission) Institute at Saclay. The ^{14}C ages were calibrated at two sigma using the Intcal20 calibration curve (Reimer et al., 2020).

7.5. Results

7.5.1. Codrington Lagoon sandy barrier morphological evolution from the 18th century to 2021

The compilation of Barbuda old nautical maps (Figure 7.3) argues in favour of relatively few morphological changes throughout the period when compared to today's island coastal geomorphology (Figure 7.1B). The oldest known map of the island (1750-1785 CE, Figure 7.3A), although poorly respectful of the proportions of the island, displays valuable information about Codrington Lagoon sandy barrier. The "large pond", which corresponds to the current Codrington lagoon, is completely isolated from the open ocean, with the exception of the narrow channel located in its north ("the creek"). The three other maps (1813 CE, Figure 7.3B; 1872 CE, Figure 7.3C; 1973 CE, Figure 7.3D) also display a continuous western sandy barrier.

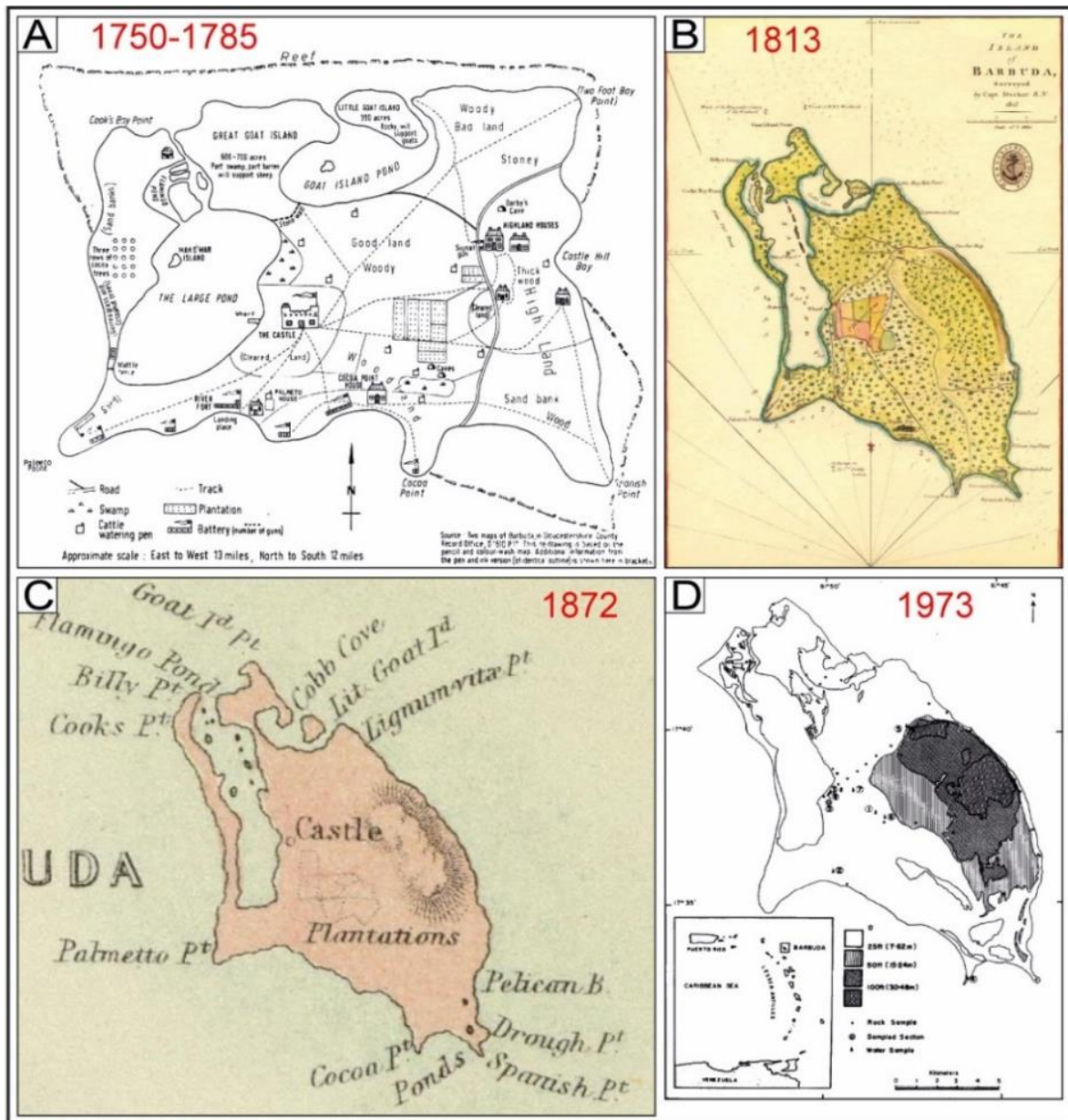


Figure 7.3. Barbuda old nautical maps. (A) Two maps of Barbuda, in Gloucestershire County. Record Office D1610 P17. This redrawing is based on the pencil and color-wash map. Additional information from the pen and ink version (of identical outline) is shown here in brackets, from Tweedy, 1981; (B) The Island of Barbuda, surveyed in 1813 by Capt. Decker, R. N., Hydrographical Office (PRO, CO 700, MP/8 Antigua X/04800), from Bain et al., 2018; (C) The West Indies. By G.H. Swanston, Edinr. (with) The Most Important Of The Lesser British Islands On An Enlarged Scale. LXI. Engd. by G.H. Swanston Edinburgh. A. Fullarton & Co. Edinburgh, London & Dublin, from David Rumsey Map Collection (davidrumsey.com); (D) Barbuda; location and elevation map, from Wigley, 1973.

The detailed morphological evolution of the western barrier can be evidenced since 1982 using satellite images (Figure 7.4). The barrier was thin but continuous in 1982 and 1986. The barrier remained continuous in 1990 and 1992, although Hurricane Klaus (H1) struck Barbuda in 1990. The first exploitable satellite image after Hurricanes Luis (H4, 1995) and

Bertha (H1, 1996) was obtained in 1999. This image shows that the extreme south of the barrier has widened toward the lagoon side (circled in red on the image), displaying a washover morphology. Nevertheless, no breach is observable. The barrier was still continuous on the 2003 satellite image, although Hurricane Debby (H1) struck Barbuda in 2000. The washover observed in 1999 was still visible in February 2017 and was smaller in August 2017. The first usable satellite image after Hurricane Irma, which struck Barbuda Island in September 2017, is from November 2017. Two inlets are observed: a 1.2 km-wide inlet in the center of the barrier and a 0.5 km-wide inlet in the southern part of the barrier. From March to July 2018 (6 to 10 months after the event), the southernmost inlet was filled by sediment. However, the central inlet enlarged since its formation in 2017 (1.9 km wide in September 2021).

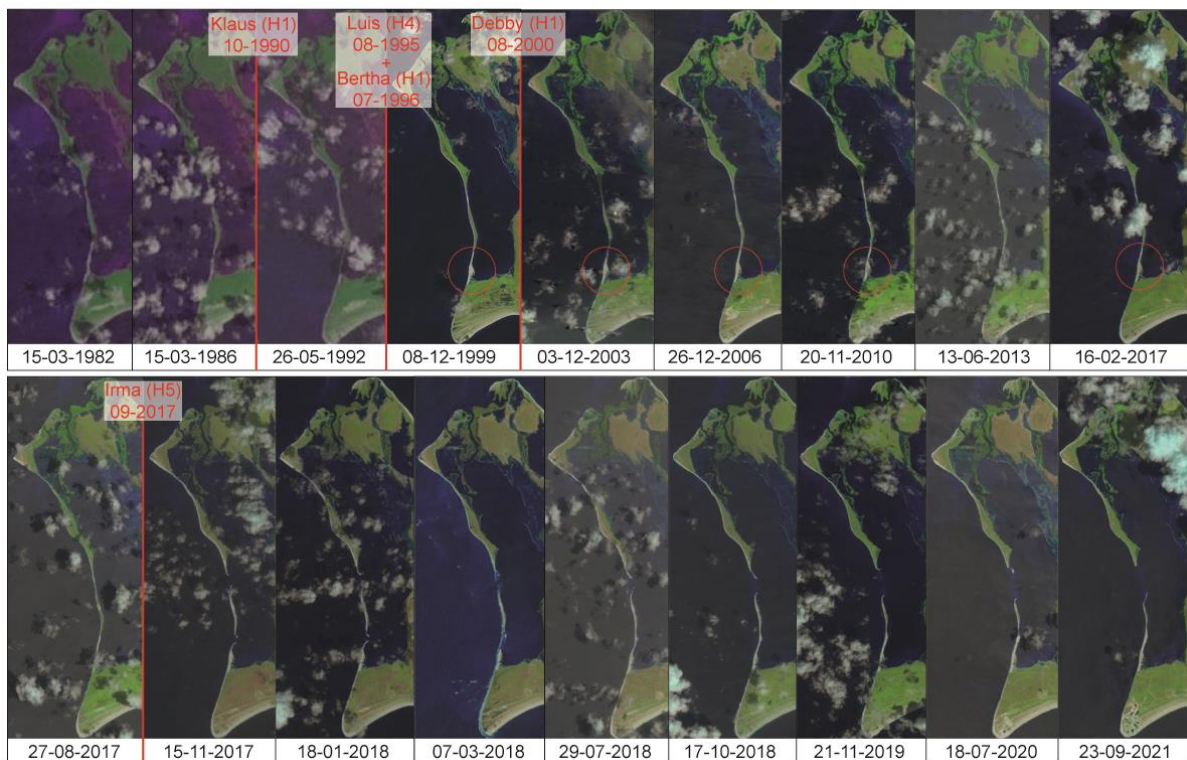


Figure 7.4. Satellite images displaying morphological evolutions of the Codrington Lagoon western sandy barrier over the period 1982–2021 (Landsat and Global Land Survey data sets). The images are from glovis.usgs.gov. The red bars correspond to hurricanes that passed within 30 km from Codrington Lagoon during the visualized period. H1, H2, and H5 indicate the hurricane category on the Saffir–Simpson hurricane wind scale.

A very high-resolution seismic profile, recorded in June 2021 within the large central inlet opened after Hurricane Irma, allows to evidence morphological changes in cross section

(Profile 15, Figure 7.5). This profile displays two main unconformities (Figure 7.5). The basal unconformity EU0 (in green, Figure 7.5B) corresponds to an irregular, subhorizontal erosional surface, clearly evidenced by the truncation of underlying reflectors. The upper unconformity EUi (in pink, Figure 7.5B) is subhorizontal and less irregular than EU0. EUi is evidenced by downlaps of the overlying reflectors, whereas erosional truncations of underlying reflectors are weakly expressed. The basal unit U0, which lies under EU0, displays a medium amplitude, low continuity and medium frequency reflectors (Figure 7.5B). Some reflectors within U0 are subhorizontal to gently inclined. Most of this unit is chaotic to transparent. The low penetration of acoustic waves prevents detailed observations within U0.

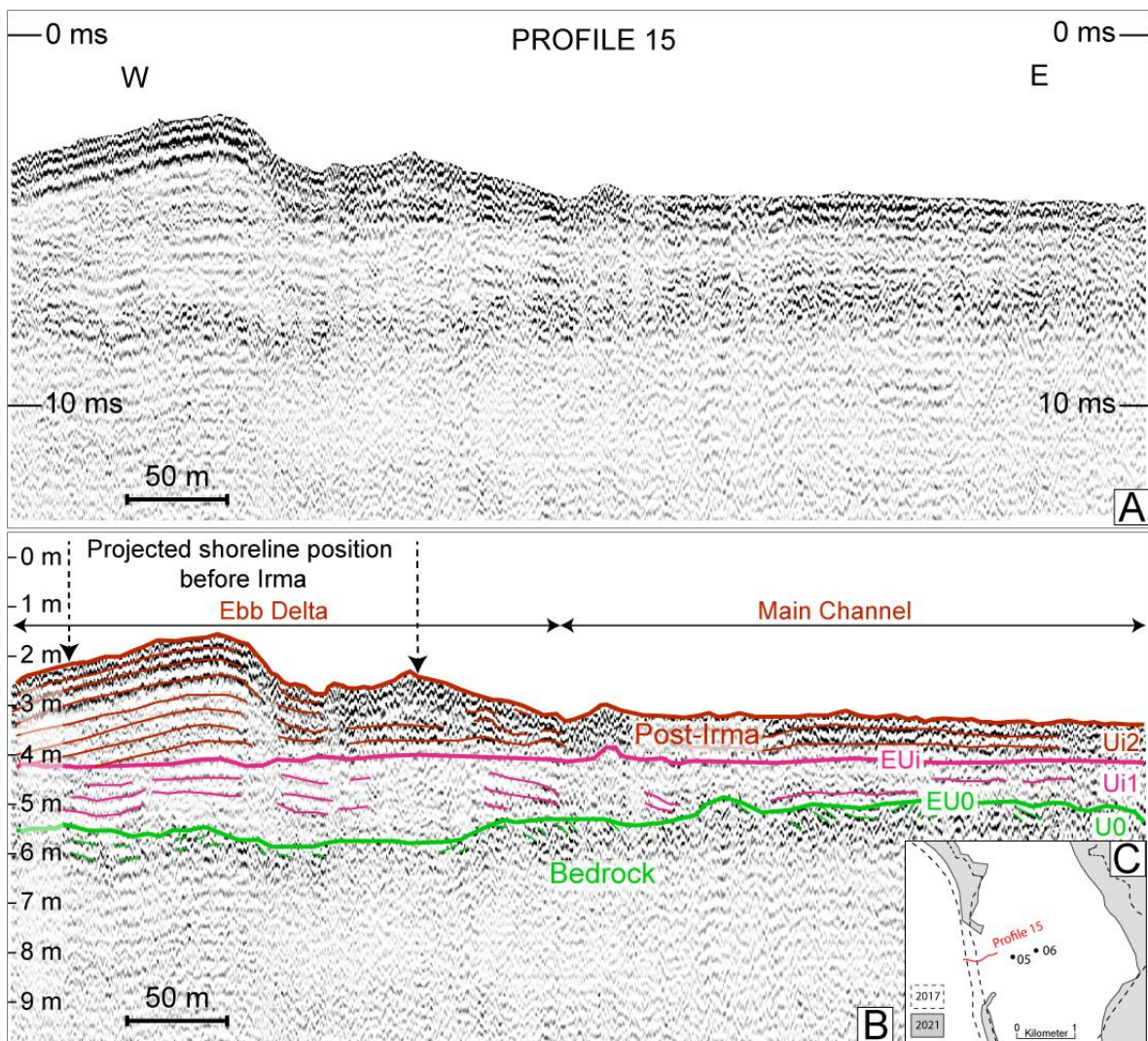


Figure 7.5. (A) Seismic profile 15 (length approximately 570 m) showing a part of the lagoon central inlet structure (east–west transect) in June 2021. (B) Interpreted profile. (C) Profile localization in comparison with the sandy barrier in 2021 (in gray) and in 2017 before Hurricane Irma (in dotted lines).

The outer shape of seismic Ui1, i.e., lying between EU0 and EUi, is a sheet drape with thicknesses ranging from 0.7 to 1.8 m (Figure 7.5B). It displays low amplitude, medium continuity and medium frequency reflectors. The reflectors in Ui1 are mostly subhorizontal and gently inclined toward the lagoon in the middle part of the profile. The outer shape of the uppermost unit Ui2 consists of a 1-m-thick sheet drape to the east and to a bank to the west (Figure 7.5B). The maximum bank thickness reaches more than 2.5 m. It displays medium to strong amplitude, good continuity, and medium to low frequency reflectors.

Reflectors within the eastern part (i.e., lagoonward) of Ui2 are subhorizontal, whereas they are mounded within the western part (i.e., oceanward) of Ui2.

7.5.2. Sedimentary record in Codrington Lagoon

7.5.2.1. Seismic stratigraphy of Codrington lagoon

The internal architecture of Codrington Lagoon is illustrated by seismic Profile 13 (Figure 7.6), in which three main unconformities are observable. The lowest one, EU0 (in green, Figure 7.6B), corresponds to an irregular, subhorizontal erosional surface, clearly evidenced by the truncation of underlying reflectors. The middle unconformity EU1 is subhorizontal to gently inclined toward the west (in blue, Figure 7.6B). This is evidenced by dowlaping of the overlying reflectors. The upper unconformity EU2 is subhorizontal (in orange, Figure 7.6B). This is evidenced by toplaps of the underlying reflectors.

The basal unit U0 lying under EU0 displays a medium amplitude, medium continuity and medium frequency reflectors (Figure 7.6B). Reflectors within U0 are subhorizontal. The outer shape of seismic UI1 lying between EU0 and EU1 is a sheet drape with thicknesses ranging from 0.6 to 2 m (Figure 7.6B). One strong amplitude reflector, gently inclined to the west, is observed within UI1. Seismic unit UI2, which lies between EU1 and EU2, displays low to medium amplitude and medium continuity reflectors (Figure 7.6B). These reflectors dip to the west and display a shingled internal configuration. Seismic unit UI3, lying on EU2, displays medium amplitude and subhorizontal reflectors, with good continuity in the western part of the profile (Figure 7.6B). To the east, UI3 displays low amplitude chaotic reflections.

The sea bottom is marked by 3 parallel reflectors that likely correspond to an artifact, as they are frequently observed in very shallow exploration on sandy bottoms (Chaumillon et al., 2008). Seismic profile 13 was set to cross the position of three sediment cores taken in

2018: BARB1-18-01, 02 and 03 (Figure 7.6). This allowed us to sample sediments within the UI3 seismic unit. BARB1-18-02 reached the top UI2 seismic unit below UI3.

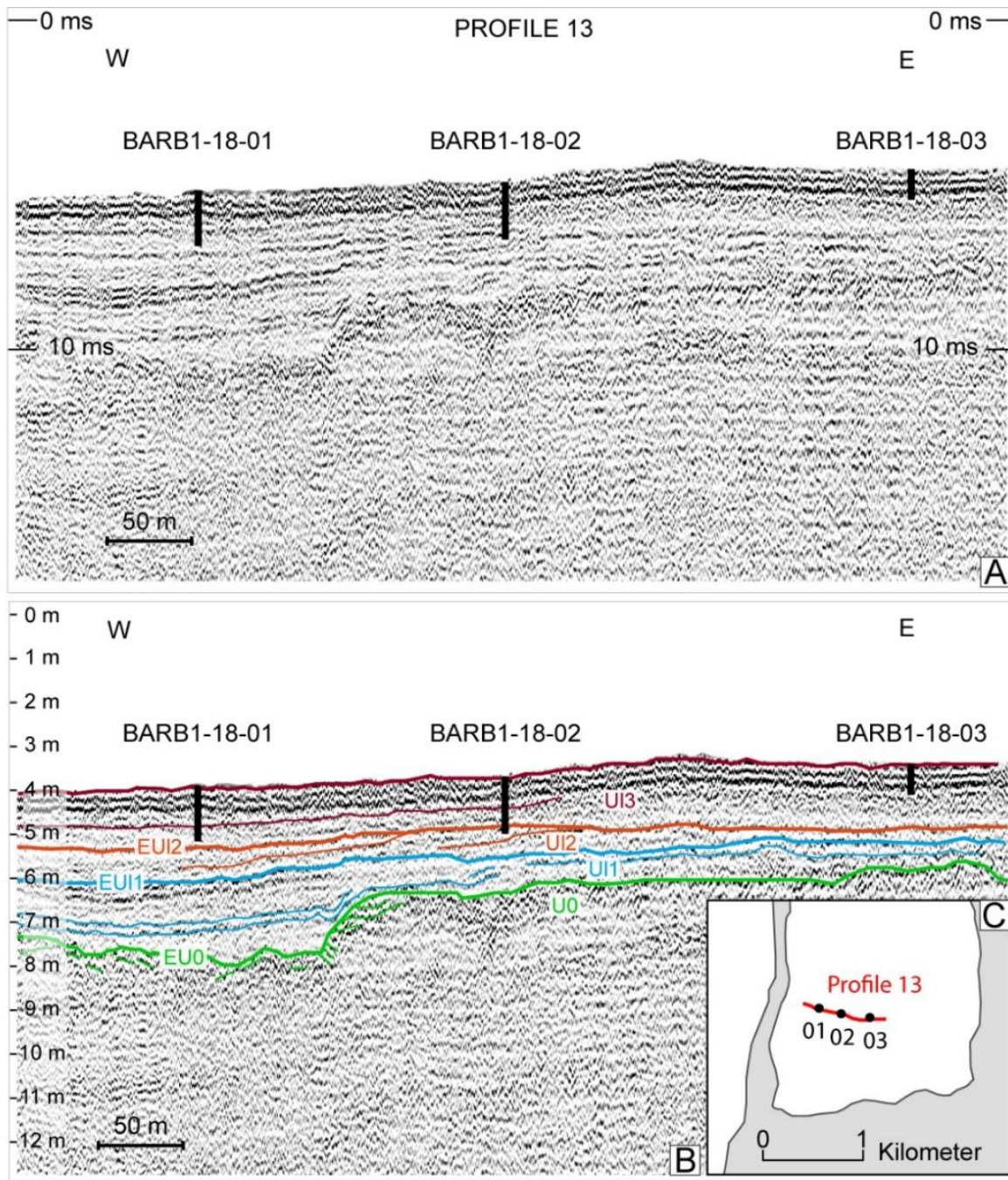


Figure 7.6. (A) Seismic profile 13 (length approximately 750 m) showing the south lagoon infill structure along an east–west transect in June 2021. (B) Interpreted profile. (C) Profile localization in comparison with the sandy barrier in 2021.

7.5.2.2. Sediment core lithological description

Three main sedimentary facies are distinguishable from the six cores sampled in the Codrington Lagoon. These facies are all included in seismic unit UI3 (Figure 7.6B). Only core BARB1-18-02 may have reached underlying unit UI2. In the following, sedimentary facies are mainly described from cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05.

Facies 1 (F1) consists of light gray to light olive gray fine sand deposited at the top of the six cores (Figure 7.7 and Figure 7.8). F1 thickness varies from 7 to 27 cm in cores BARB1-18-03 and BARB1-18-01, respectively, and becomes thinner with increasing distance from the sandy barrier (Figure 7.8). A medium sand F1 layer is also visible in core BARB1-18-09 from 45 to 33 cm depth (Figure 7.8). F1 is also observed within five thin layers at the bottom of cores BARB1-18-01 and BARB1-18-02 (0.25- to 4-cm-thick) intercalated with Facies 3 (Figure 7.8). These fine sand layers are identified as denser layers by X-ray tomography (lighter gray, Figure 7.9A), and the two deepest layers in core BARB1-18-01 were correlated to two layers in core BARB1-18-02 (Figure 7.8).

Grain-size endmember analyses of F1 within core BARB1-18-01 show a mean repartition of 24% for EM1 (20 μm), 49% for EM2 (127 μm) and 27% for EM3 (269-993 μm) (Figure 7.9A). Grain-size endmembers of F1 within core BARB1-18-05 show a mean repartition of 31% for EM1 (4-18 and 50 μm), 46% for EM2 (127 μm) and 23% for EM3 (269-623 μm) (Figure 7.10A). Thus, fine sand EM2 (127 μm) is the main grain-size mode observed in F1.

Most of the F1 layers display a basal sharp contact with the underlying facies. F1 consists of 36.5 (± 2.5) % carbonates (LOI950) and 8.5 (± 2) % organic matter (LOI550) in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 (Figure 7.9A and Figure 7.10A). It is mainly composed of carbonated sand, largely derived from eroded fragments of marine skeletal material, including bivalves, mollusks, corals and foraminifers. Shell fragments are of variable size (100 to 1000 μm) and sometimes form a broken shell layer at the top of the F1 deposit (e.g., cores BARB1-18-05 and BARB1-18-06, Figure 7.8). Both the sand grains and shells consist of calcite and magnesium calcite (Figure 7.7).

F1 displays the highest foraminifera diversity in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05, with 14 to 25 different species identified per sample. This rich and intact fauna is dominated by abundant individuals (6 to more than 41 individuals per species in samples from the

semiquantitative abundance study) of the symbiont-bearing taxon *Archaias angulatus*, the Miliola sandy taxon *Pseudotriloculina rotunda* and many Quinqueloculina species. The robust shaped *Archaias angulatus* is known to live in coarse sand, both inside the Codrington Lagoon and from the shore zone to the fore-reef around the island (Brasier, 1975b). *Pseudotriloculina rotunda* is a sessile and encrusting taxon that thrives near dense vegetation, such as *Thalassia testudinum*, both inside the lagoon and in reefs around Barbuda (Brasier, 1975a, 1975b). Among the many species found in F1, some were restricted to this facies. These rare (1 to 2 individuals per species in samples), very slightly damaged individuals, were found in samples from the F1 layer deposited at the top of BARB1-18-01 and BARB1-18-05. These individuals form part of unidentified species, such as *Pyrgo* sp. 1, *Elphidium* sp. 1, *Bolivina* sp. 1 and *Amphistegina* sp. but also *Asterigerina carinata*, *Pseudohauerinella occidentalis*, *Textularia agglutinans*, *Cymbaloporetta squamosa* and *Monalysidium acicularis*. *A. carinata* (Figure 7.7) is known to live outside of the Codrington Lagoon in vegetated bottoms of the marine area west of the present-day sandy barrier (Brasier, 1975b). *P. occidentalis* is found in tropical backreef and reef environments (Javaux and Scott, 2003). *T. agglutinans* (Figure 7.7) is known to live in the forereef around Barbuda Island (Brasier, 1975b). *C. squamosa* is a sessile and encrusting taxa that lives in vegetated areas of the reef and interreef around Barbuda Island (Brasier, 1975b). *M. acicularis* (Figure 7.7) is known to live abundantly in the high intertidal area of Shuaiba Lagoon (eastern Red Sea, Abu-Zied and Bantan, 2013).

Facies 2 (F2) is divided into two alternating subfacies: Facies 2A (F2A) and Facies 2B (F2B) (Figure 7.7 and Figure 7.8). The depths and thicknesses of these subfacies vary between cores, revealing lateral facies variations in the lagoon (Figure 7.8).

F2A consists of light gray to grayish brown sandy silt, with thicknesses varying from 16 to 86 cm in BARB1-18-06 and BARB1-18-02, respectively (Figure 7.7 and Figure 7.8).

Grain-size endmembers of F2A within core BARB1-18-01 show a mean repartition of 55% for EM1 (20 μm), 25% for EM2 (127 μm) and 20% for EM3 (269-993 μm) (Figure 7.9A). Grain-size endmembers of F2A within core BARB1-18-05 show a mean repartition of 30% for EM1 (4-18 and 50 μm), 34% for EM2 (127 μm) and 36% for EM3 (269-623 μm) (Figure 7.10A). Thus, silt with EM1 (20 μm) is the grain-size mode that describes F2A the best for core BARB1-18-01. The three grain-size endmembers of core BARB1-18-05 display almost equivalent

percentages, showing a mix of the three main grain-size populations, with the highest percentage being EM3 (269-623 μm).

F2A consists of 36.5 (± 1.5) % carbonates (LOI950) and 8 (± 1.5) % organic matter (LOI550) in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 (Figure 7.9A and Figure 7.10A). It is mainly composed of silt and carbonated sand, largely derived from eroded fragments of marine skeletal material, including bivalves, mollusks, corals and foraminifers. Many shell fragments are of variable size (100 μm to several centimeters). Both the sand grains and shells consist of more or less Mg-rich calcite (Figure 7.7).

F2B consists of gray sandy silt, with thicknesses varying from 5 to 30 cm in BARB1-18-09 and BARB1-18-06, respectively (Figure 7.7 and Figure 7.8). This facies is absent from cores BARB1-18-02 and BARB1-18-03.

Grain-size endmembers of F2B within core BARB1-18-01 show a mean repartition of 81% for EM1 (20 μm), 11% for EM2 (127 μm) and 8% for EM3 (269-993 μm) (Figure 7.9A). Grain-size endmembers of F2B within core BARB1-18-05 show a mean repartition of 52% for EM1 (4-18 and 50 μm), 30% for EM2 (127 μm) and 18% for EM3 (269-623 μm) (Figure 7.10A). Thus, silt with EM1 is the grain-size mode that describes F2B the best for both cores, with a higher percentage in core BARB1-18-01, as seen in F2A.

F2B consists of 28 (± 4) % carbonates (LOI950) and 15 (± 3) % organic matter (LOI550) in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 (Figure 7.9A and Figure 7.10A). It is mainly composed of a silty Mg-rich-calcite matrix with almost undamaged shells of variable size (100 μm to several centimeters) (Figure 7.7). Both sand grains and shells consist of calcite (Figure 7.7).

F2A and F2B both display 5 to 18 different foraminifera species per sample in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. This fauna is also dominated by abundant individuals (6 to more than 41 individuals per species in samples) of *A. angulatus*, *P. rotunda* and many *Quinqueloculina* species. Furthermore, F2A and F2B display many whole and intact bivalve and gastropod shells, with the shells from F2A showing more wear. These shells are of variable sizes (1 to 5 cm) (Figure 7.7). The identified individuals found in the sediment were *Bulla striata*, *Cerithium eburneum*, *Chione cancellata* and *Tellina sybaritica*, which are known to live in Codrington Lagoon (Brasier and Donahue, 1985).

Facies 3 (F3) consists of gray to light olive gray clay to silt, located at the core bases with a thickness varying from 16 to 47 cm in cores BARB1-18-06 and BARB1-18-05, respectively (Figure 7.7 and Figure 7.8). The transition between Facies 3 and Facies 2 in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-02 is correlated with the strong amplitude reflector in UI3 (in red, seismic profile 13, Figure 7.6B) in unit UI3. Facies 3 is absent from the shorter cores BARB1-18-03 and BARB1-18-09.

Grain-size endmembers of F3 within core BARB1-18-01 show a mean repartition of 92% for EM1 (20 μm), 7% for EM2 (127 μm) and 1% for EM3 (269-993 μm) (Figure 7.9A). Grain-size endmembers of F3 within core BARB1-18-05 show a mean repartition of 97% for EM1 (4-18 and 50 μm), 2% for EM2 (127 μm) and 1% for EM3 (269-623 μm) (Figure 7.10A). Thus, F3 is almost exclusively composed of sediment from fine sediment (EM1) for both cores, varying between 4-18 and 50 μm , from clay to silt. The slightly highest percentage of EM2 (127 μm) in core BARB1-18-01 can be explained by the presence of thin F1 layers at its base.

F3 consists of 14 (± 6) % carbonates (LOI950) and 19 (± 8) % organic matter (LOI550) in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 (Figure 7.9A and Figure 7.10A). This facies is very homogenous with almost nothing apart from the clay to silt matrix.

Zero to 11 different foraminifera species were identified per sample in F3 from cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. Facies 3 is dominated by many *Quinqueloculina* species (1 to 15 individuals per species in samples).

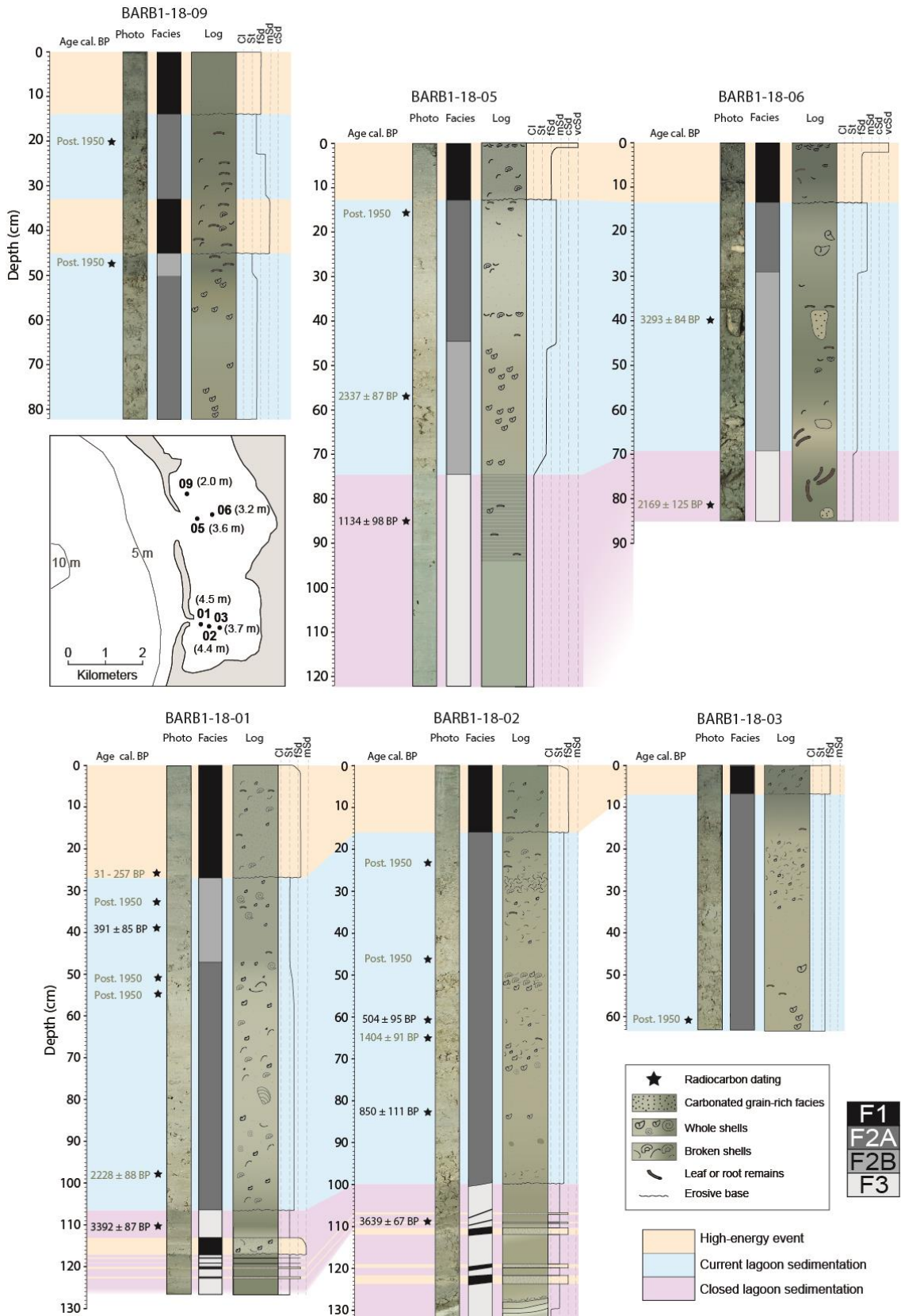


Figure 7.8. Photos, facies logs, and sedimentary logs for cores BARB-18-01, 02, 03, 05, 06 and 09 with the depth of the ^{14}C ages in cal. BP (indicated with black stars). The most reliable ^{14}C ages are shown in black, and the others are shown in gray. The orange, blue and violet lines highlight the different types of sedimentary deposits that were correlated between cores. The indicated depths are relative to the bottom of the lagoon. The cores location and water depths are indicated on the map.

7.5.2.3. Geochemistry

The main results obtained from XRF core scanning of BARB1-18-01 are presented in Figure 7.9. Linear regression tests on the Sr and LOI950 results show a moderate relationship, with an R value of 0.45 and p value < 0.00003853 , these two indicators present the same long-term variation but this weak relation probably indicates a variable source of Sr, usually found in carbonated shells of micro- and macrofauna.

Linear regression tests on the Br and LOI550 results show a significant relationship with an R value of 0.86 and p value $< 5.439e-15$. This suggests that Br (CLR) can be used as a high-resolution proxy for organic matter content, since Br is known to have a strong affinity for organic matter (e.g., Chagué-Goff and Fyfe, 1996; Bajard et al., 2016; Biguenet et al., 2021). F3 simultaneously displays relatively low Sr (CLR) values and high Br (CLR) values, indicating a decrease in carbonate and an increase in organic matter contents (Figure 7.9A). F3 also displayed the highest value for Ti (CLR) (Figure 7.9A).

The first two dimensions (Dim1 and Dim2) of the PCA (Figure 7.9B) represent 85% of the total variance. Al, Si, K, Ti, Fe and Br have a positive loading on Dim1, while Sr and Ca display a low negative loading on Dim1. Dim2 allows us to distinguish Fe and Br (negative loading) from Al, Si, K, and Ti (positive loading). Sr and Ca also display a high positive loading in Dim2, showing a negative correlation with Br. From this PCA representation, three different geochemical endmembers can be identified: (1) “carbonates” endmember represented by Ca and Sr; (2) “organic matter” -related elements (OM) represented by Br; and (3) “silicates” allochthonous inputs, represented by Al, Si, K, Fe and Ti. By labeling samples with the facies information in the PCA, it was possible to establish a map of the geochemical data distribution (Figure 7.9C). F1 is dominated by the “carbonates” endmember due to the presence of Sr-and-Ca-rich shell fragments (e.g., Sabatier et al., 2010b; Chagué-Goff et al., 2017; Biguenet et al., 2021). F2A is also influenced by the “carbonates” endmember with a negative loading on Dim1. F2B seems to be correlated with the “silicates” endmember, while F3 is more influenced by the “organic matter” and to a lesser extent by the “silicates” endmember.

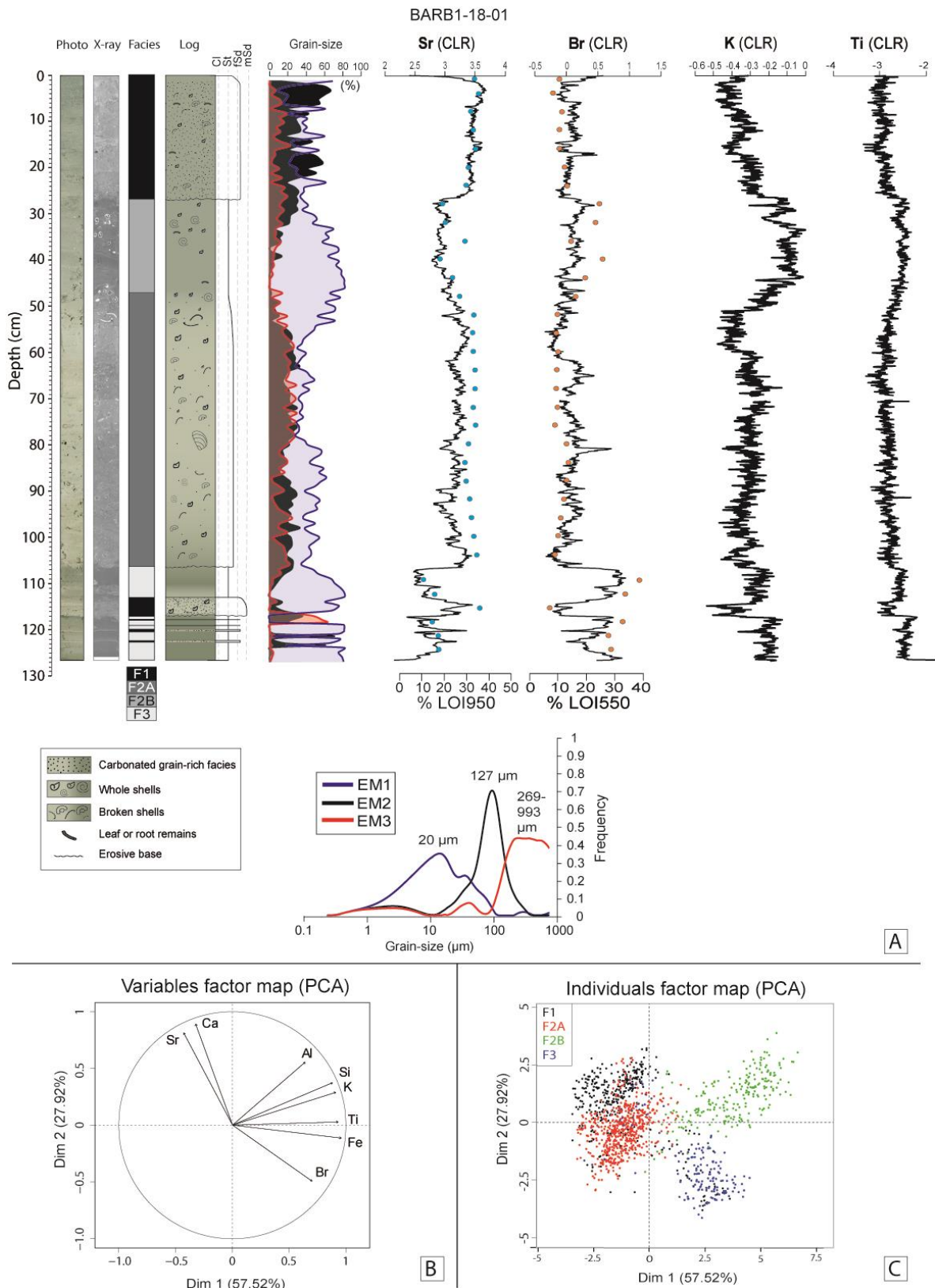
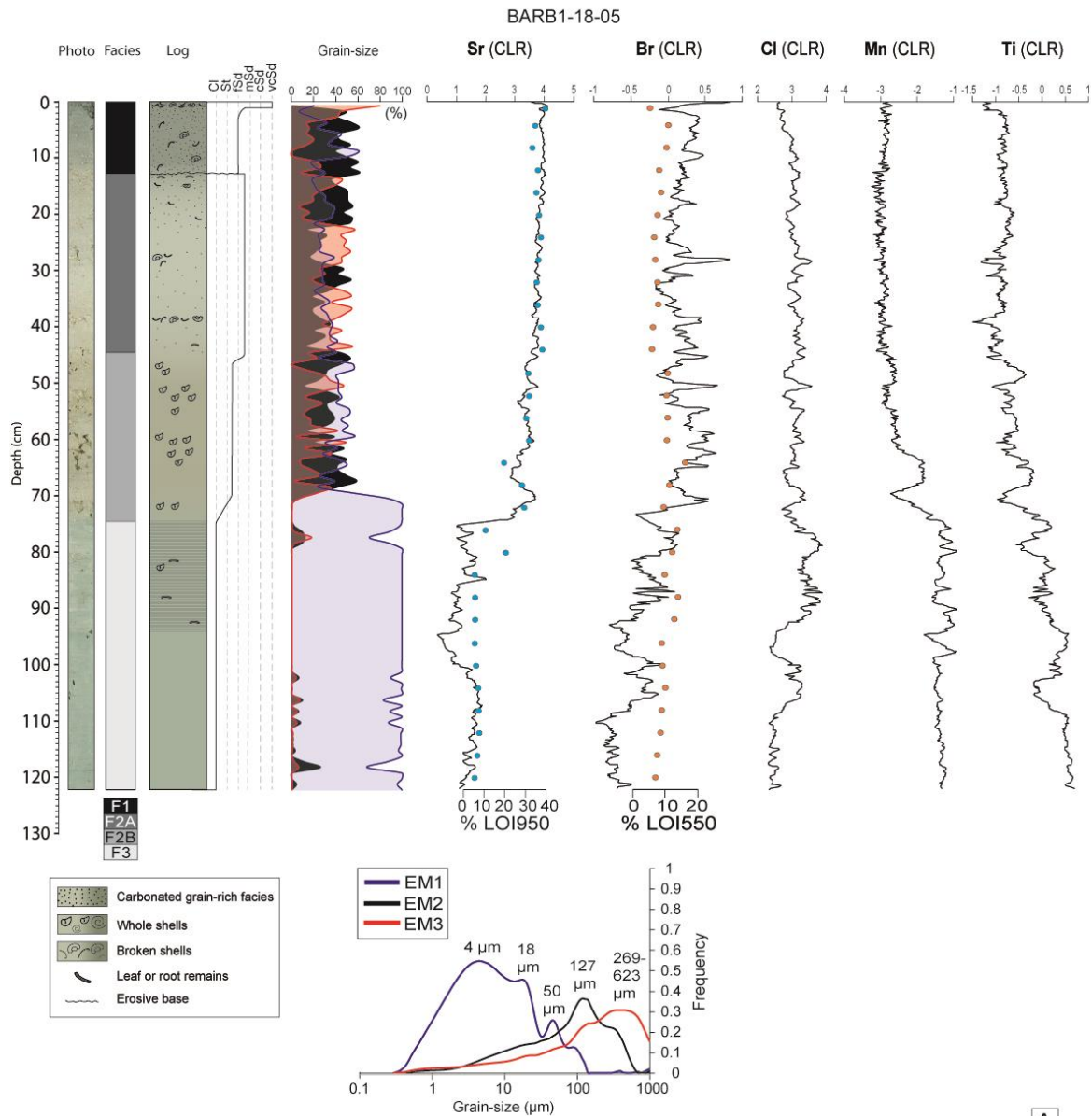


Figure 7.9. Geochemical and grain-size data for core BARB1-18-01. (A) From left to right, picture, X-ray, facies log, lithological description, grain-size endmember distributions and their corresponding grain-size modes underneath, centered log-ratio (CLR) XRF data for Sr, Br, K and Ti. The LOI950 and LOI550 percentages are superimposed on the Sr and Br data, respectively. (B) PCA of the XRF data with the grain-size endmembers. (C) Map of the geochemical data distribution with facies information. The black dots correspond to F1, the red dots to F2A, the green dots to F2B and the blue dots to F3.

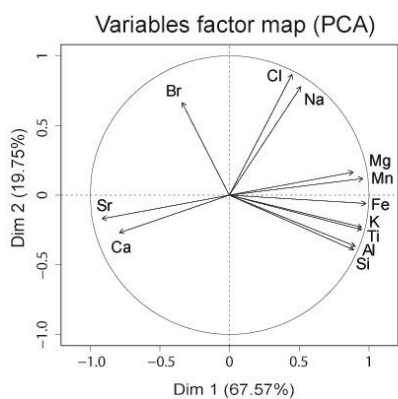
The main results obtained from the XRF core scanner on BARB1-18-05 are presented in Figure 7.10. Linear regression tests on the Sr and LOI950 results show a highly significant relationship with an R value of 0.86 and p value $< 2.761e-14$. Given that Sr is mostly found in carbonated shells of micro- and macrofauna, its variations could be used as high-resolution proxy of carbonated fauna content in the sediment. Linear regression tests on the Br and LOI550 results show a weaker relationship compared to core BARB1-18-01, with an R value of 0.43 and p value < 0.00004188 . The lower LOI550 values ($< 20\%$, Figure 7.10A) of core BARB1-18-05 may explain the weaker relationship between Br and LOI550 compared to core BARB1-18-01. F3 displayed the highest value for Ti (CLR) (Figure 7.10A).

The first two dimensions (Dim1 and Dim2) of the PCA (Figure 7.10B) represent 87% of the total variance. Cl, Na, Mg, Mn, Fe, K, Ti, Al and Si have a positive loading on Dim1, while Ca, Sr and Br display a negative loading on Dim1. Br, Na, Cl, Mg and Mn have a positive loading on Dim2, while Ca, Sr, Fe, K, Ti, Al and Si display a negative loading on Dim2. From this PCA, four different geochemical endmembers can be identified: (1) “carbonates” endmember represented by Ca and Sr; (2) “organic matter” (OM) represented by Br; (3) “evaporites” represented by Na, Cl, Mg; and (4) “silicates” represented by Fe, K, Ti, Al and Si. By labeling samples with the facies information in the PCA, it was possible to establish a map of the geochemical data distribution (Figure 7.10C). F1 and F2A are strongly linked to the “carbonates” endmember. However, F2B is also linked to the “organic matter” endmember and not by the “silicates” endmember, as for core BARB1-18-01. F3 is influenced by both the “evaporites” and “silicates” endmembers, as for core BARB1-18-01.

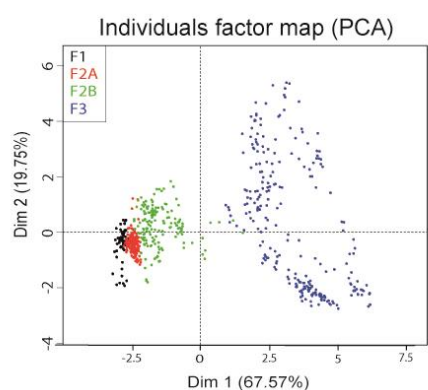
Thus, it appears that F1 and F2A are strongly linked with the “carbonates” endmember in both cores. F2B is more associated with the “silicates” endmember in core BARB1-18-01 and with the “carbonates” endmember in core BARB1-18-05. F3 is more associated with the “organic matter” endmember in core BARB1-18-01 and with the “evaporites” and “silicates” endmembers in core BARB1-18-05.



A



B



C

Figure 7.10. Geochemical and grain-size data for core BARB1-18-05. (A) From left to right, picture, X-ray, facies log, lithological description, grain-size endmember distributions and their corresponding grain-size modes underneath, centered log-ratio (CLR) XRF data for Sr, Br, Cl, Mn and Ti. The LOI950 and LOI550 percentages are superimposed on the Sr and Br data, respectively. (B) PCA of the XRF data with the grain-size endmembers. (C) Map of the geochemical data distribution with facies information. The black dots correspond to F1, the red dots to F2A, the green dots to F2B and the blue dots to F3.

7.5.2.4. Chronology

Short-lived radionuclides

The sedimentation rate could not be calculated from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activities for these cores. With the exception of the topmost sample in core BARB1-18-01, the F1 layer in both core tops displays little variation in $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ with relatively low values (between 34 and 63 $\text{mBq}\cdot\text{g}^{-1}$ for core BARB1-18-01 and between 53 and 72 $\text{mBq}\cdot\text{g}^{-1}$ for core BARB1-18-05), indicating that this layer was probably related to an event deposit (Brueel and Sabatier, 2020) (Figure 7.11). Moreover, an intermediate value of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (13 $\text{mBq}\cdot\text{g}^{-1}$ at 26 cm depth in core BARB1-18-01 and 27 $\text{mBq}\cdot\text{g}^{-1}$ at 12 cm depth in core BARB1-18-05), lower than those in F1 and higher than those in the underlying sediment, was measured in both profiles at the base of F1. These intermediate activities may indicate the mixing of sediment from different ages and thus erosion at the base of the F1 deposit in both cores.

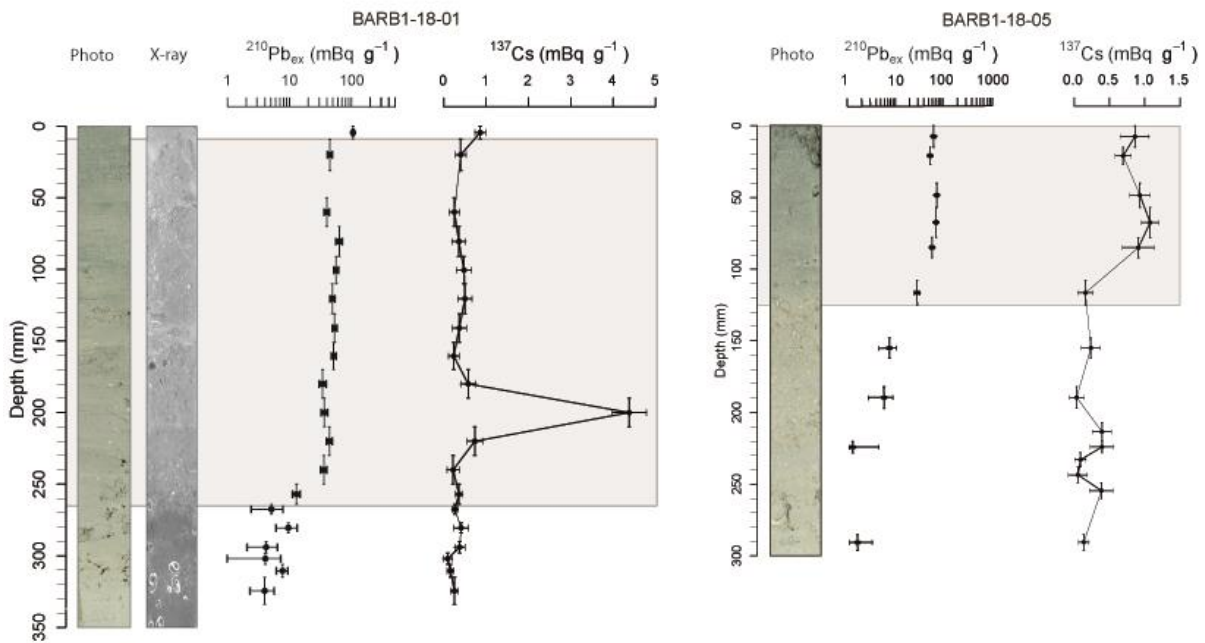


Figure 7.11. BARB1-18-01 and BARB1-18-05 short-lived radionuclide data with $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ on a logarithmic scale associated with the ^{137}Cs activity profiles, core pictures and X-ray. The gray rectangles display the F1 layer boundaries.

The topmost ^{210}Pb activity sample (0 to 0.5 cm depth) in BARB1-18-01 displays a higher value, which could indicate present-day sedimentation after the deposition of the homogeneous thick F1 layer. There is no clear ^{137}Cs activity in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 (Figure 7.11). The highest ^{137}Cs activity on one sample in the homogeneous F1 event indicates that this layer is probably related to post nuclear fallout sediment remobilized in this event deposit. This allows us to date the F1 deposit after 1963 CE.

^{14}C ages

The oldest sample ^{14}C dated in sediments cored within the lagoon yields a calibrated age between 3570 and 3704 cal. BP at the base of core BARB1-18-02 (108.5 cm, Tableau 7.2). Generally, the ^{14}C dating results show many dates after 1950 and many inversions of ages. Two hypotheses can be proposed to explain these results: (1) the possibility that some of the plant macroremains used for ^{14}C dating were debris of *Thalassia testudinum* roots, whose root system can reach 80 cm below the sediment surface, resulting in ^{14}C ages much younger than the sediment at the same depth; (2) the strong hydrodynamics in the lagoon could enable the erosion and transport of old debris and mix them with younger sediment. These complex ^{14}C results prevented the construction of an age model for the cores. Nevertheless, a correlation based on sediment facies boundaries was tentatively made between the six sampled cores (Figure 7.8). The bases of cores BARB1-18-01 and 02 were easily correlated with two similar thin F1 layers intercalated in F3 and a sharp transition between F3 and F2 (Figure 7.8). The ^{14}C ages located at the base of these two cores are also coherent (>3000 cal. BP). Thus, we decided to trust the ages located in F3 for cores BARB1-18-01 and 02. The ages near the F3-F2 transition in cores BARB1-18-05 and 06 are different: 1059 – 1255 cal. BP and 2057 – 2306 cal. BP, respectively. As core BARB1-18-05 displays a very homogenous clay without any debris in F3 and BARB1-18-06 showed more debris and plant macroremains (possibly *Thalassia testudinum* roots), we choose to trust the age in core BARB1-18-05 (1059 – 1255 cal. BP). Consequently, it appears that the F3-F2 transition was probably not synchronous in all the lagoon, with a later transition in the central part compared to the southern part of the lagoon.

Sample name	Core	Depth (cm)	Sample type	Age (BP)	Calibrated age range at 95% confidence interval (cal. BP)
SacA54670	BARB1-18-01	26,5	Plant macroremains	65 ± 30	33 - 257
Poz-118677	BARB1-18-01	34,5	Plant macroremains	Post. 1950	-
SacA57046	BARB1-18-01	40	Plant macroremains	340 ± 30	311 - 480
SacA54671	BARB1-18-01	52	Plant macroremains	Post. 1950	-
Poz-118678	BARB1-18-01	56	Plant macroremains	Post. 1950	-
SacA57047	BARB1-18-01	101	Plant macroremains	2225 ± 30	2153 - 2328
SacA57048	BARB1-18-01	113,5	Plant macroremains	3165 ± 30	3277 - 3451
SacA54673	BARB1-18-02	23	Plant macroremains	Post. 1950	-
SacA57049	BARB1-18-02	46	Plant macroremains	Post. 1950	-
Poz-118675	BARB1-18-02	60,5	Plant macroremains	440 ± 30	342 - 532
SacA54674	BARB1-18-02	65	Plant macroremains	1520 ± 30	1341 - 1522
SacA57050	BARB1-18-02	82,5	Plant macroremains	940 ± 60	734 - 955
SacA54675	BARB1-18-02	108,5	Plant macroremains	3395 ± 30	3570 - 3704
SacA57051	BARB1-18-03	60	Plant macroremains	Post. 1950	-
SacA57053	BARB1-18-05	16	Plant macroremains	Post. 1950	-
Poz-118681	BARB1-18-05	57	Plant macroremains	2310 ± 30	2185 - 2359
SacA57054	BARB1-18-05	85	Plant macroremains	1210 ± 30	1059 - 1255
Poz-113762	BARB1-18-06	39,5	Plant macroremains	3085 ± 35	3210 - 3378
SacA57055	BARB1-18-06	81	Plant macroremains	2160 ± 30	2057 - 2306
SacA57056	BARB1-18-09	20	Plant macroremains	Post. 1950	-
SacA57057	BARB1-18-09	47,5	Plant macroremains	Post. 1950	-

Tableau 7.2. ¹⁴C ages for cores BARB1-18-01, BARB1-18-02, BARB1-18-03, BARB1-18-05, BARB1-18-06 and BARB1-18-09 (plant macroremains: wood, leaves and roots).

7.6. Discussion

7.6.1. Facies interpretations and paleoenvironmental reconstitutions

Even though it was not possible to establish an accurate age model, available ages and contrasted facies successions allow us to reconstitute environmental changes that occurred in the Codrington Lagoon over the last three millennia.

Facies 3 (F3), located at the core bases and displays the finest grain-size (clay to silt), recording a lower-energy and more sheltered environment than present-day lagoon. As Barbuda Island is purely carbonated, the highest values of silicates in F3 are most likely related to long-range-transported (LRT) aeolian particles brought via summer easterly Trade Winds from Africa to this island, similarly to what was observed in a lagoon of Scrub Island, located 120 km to the northwest (Biguenet et al., 2021). Kumar et al. (2018) convincingly demonstrated that the dust over the Virgins Islands (200 km west from Scrub Island) is largely derived from particles originating from African sources (Sahel and/or northwestern Africa) transported by summer easterly Trade Winds. Moreover, they also excluded the possibility of local or nearby particle sources for dust in this part of the Caribbean. The highest values of silicates in F3 can be explained by smaller silicate dilution compared to other facies because of a lower sedimentation rate. F3 shows the lowest carbonate percentage (LOI950) and low Sr (CLR) content in cores BARB1-18-01 and 05 and a very low diversity and quantity of foraminifera, indicating low carbonate production. F3 in core BARB1-18-01 displays a high content of organic matter (represented by Br). In contrast, F3 in core BARB1-18-05 displays high contents of evaporitic salts (represented by Na, Cl and Mg) and silicates (represented by Fe, K, Ti, Al and Si). Brasier (1975a) showed that hypersaline lagoons generally display low foraminifera standing crops. Thus, the high Cl (CLR), low Sr (CLR) and low quantity and diversity of foraminifers in core BARB1-18-05 can be interpreted as records of a hypersaline environment, suggesting that connections between the Codrington Lagoon and the ocean were reduced during F3 deposition. Brasier (1975a) proposed that productivity in carbonated lagoons can be lowered by high organic content, generating the accumulation of toxins and leading to oxygen depletion. Thus, the large amount of Br, a proxy of organic matter, in core BARB1-18-01 could be indicative of oxygen depletion, also explaining the low diversity and quantity of foraminifera within an isolated hypersaline coastal environment (Elbaz-Poulichet et al., 2014; Sabatier et al., 2010a).

Facies 2 (F2) is divided into two alternating subfacies: Facies 2A (F2A) and Facies 2B (F2B) (Figure 7.7 and Figure 7.8). The depths and thicknesses of these subfacies vary between cores, revealing lateral facies variations in the lagoon. Both F2A and F2B consist of sandy and shelly silts. F2A shows higher percentages of sand and shell fragments (EM2 and EM3) than F2B. In both subfacies, core BARB1-18-05 always shows higher percentages of coarser grain-

size endmembers than core BARB1-18-01. F2A is strongly correlated with the “carbonates” endmembers in both cores, which can be partly explained by many shell fragments (100 μm to several centimeters), indicating a higher-energy environment than during F3 deposition. F2B is more influenced by the “silicates” endmember in core BARB1-18-01 and by the “carbonates” endmember in core BARB1-18-05. The relationship with the silicates endmember in core BARB1-18-01 can again be explained by lower silicate dilution compared to other facies because of the lower sedimentation rate in the area. F2B is mainly composed of a silty Mg-rich-calcite matrix with almost undamaged shells of variable size (100 μm to several centimeters) (Figure 7.7) and almost no shell fragments, indicating a lower-energy environment than F2A. Moreover, F2A and F2B both display a fauna dominated by abundant foraminifera individuals of *A. angulatus*, *P. rotunda* and many *Quinqueloculina* species, which were found living inside Codrington Lagoon by Brasier et al. in 1975. Furthermore, F2A and F2B display many whole and intact bivalve and gastropod shells, with more abraded shells in F2A. The identified individuals found in F2 are known to live in Codrington Lagoon (Brasier and Donahue, 1985). Thus, F2 records a more carbonated and higher-energy environment (with many broken shells in F2A), in contrast with the very shallow and enclosed lagoon recorded by F3. Such an environment also enables the development of more oxygenated and less toxic conditions for the thrive of rich foraminifera fauna. The presence of whole bivalves and gastropod shells and foraminifera both in F2 and in the lagoon in 1975-1985 CE indicates that the F2 depositional environment was probably similar to the modern lagoon environment (before Hurricane Irma).

The transition from the F3 to F2 environment seems to be related to relative sea level rise that led to a wider lagoon with a larger fetch allowing wind waves to develop (Figure 7.1B). The two ^{14}C ages obtained in F3 are 3277-3451 cal. BP (core BARB1-18-01) and 3570-3704 cal. BP (core BARB1-18-05). They are in good agreement and correspond to a period of lower sea level, as shown by sea level records by *A. palmata* corals and microbial mats in Anguilla, Antigua, Barbuda, and Martinique (Khan et al., 2017). Khan et al. (2017) showed that the relative sea level (RSL) at 4900 cal. BP was -1.4 ± 0.5 m, indicating that during F3 deposition, the RSL was approximately 1 m below present-day sea level. Such a lower sea level could have great consequences on the shallow Codrington Lagoon, particularly in its northern part, where the average water depth is on the order of 1 m (Figure 7.1C). Moreover, a lower sea level

implies that the lagoon was probably not, or temporarily, connected with the ocean to the north. Indeed, this shallower sea level could explain high content in salt and organic matter and low diversity and quantity of foraminifera indicative of an isolated coastal environment during F3 deposition.

The deepening recorded by the transition from F3 to F2 could also be explained by subsidence. Along subduction zones, the plate interface (megathrust) can rupture during large earthquakes. Between earthquakes, in the so-called interseismic period, the plate interface, which is the shallower seismogenic portion of the megathrust, is locked. In consequence, stress accumulates at the plate interface and the overriding plate deforms over several decades, centuries, or millennia. Area located above the locked portion of the megathrust subsides, whereas that located farther away uplifts. This deformation is suddenly released during an earthquake. When those processes are perfectly elastic, the interseismic and coseismic deformation of the upper plate are strictly of opposite sign and cancel each other (e.g., Savage, 1983). However, long term topography is building over many seismic cycles in several subduction zone (e.g., Thirumalai et al., 2015; Leclerc and Feuillet, 2019), as a result of plastic deformation or slip on shallower faults. Barbuda Island is located about 170 km far from the trench, above the seismogenic portion of the plate interface, which undergoes vertical deformation during the seismic cycle of the megathrust (Philibosian et al., 2022). This deformation accumulates at a longer time scale over several seismic cycles to build topography (Weil-Accardo et al., 2022). Microatolls studies along the eastern coasts of the island (Hog Hole) revealed that this island subsided as a response of interseismic strain accumulation over more than five decades (1952-2005) at rate of about 5mm/yr. The sign of those vertical deformations is compatible, with that of the vertical deformation estimated with a GNSS station located few kilometers away to the west, but larger by an order of size (0.5 mm/year +/- 1 for a time period between 1994 and 2020, van Rijnsingen et al., 2022). In this area, Weil-Accardo et al. (2022) studied a set of quaternary reef terraces and showed that the eastern part of Barbuda has undergone a long-term uplift of 0,05 to 0.1 mm/year over the last 330 Ka. They interpreted this “permanent” deformation as a result of multiple earthquakes. In the western part of the island however, where the Codrington Lagoon is located, there is no evidence of permanent uplift and the island tends to subside over the long term. As in the eastern part, this subsidence was interpreted as a result of deformation over many seismic cycles. The Codrington Lagoon may thus have undergone

alternation of coseismic subsidence events and episode of uplift during the interseismic period. However, these deformations being not perfectly elastic, residual deformation may have accumulated over many seismic cycles, causing the lagoon to subside permanently. The transition between uplift and subsidence operates over a short distance likely because Barbuda is located just above the downdip limit of the seismogenic part (Weil-Accardo et al., 2022). The abrupt transition between F3 and F2 in the Codrington Lagoon could be the consequence of a sudden subsidence during a major earthquake. Interestingly, Seibert et al. (submitted) found a 3500 BP old turbidite/homogenite deposit in the Barbuda basin, located offshore east of Barbuda. They concluded that this deposit has been generated by a major earthquake, much larger than all historical events reported in the Lesser Antilles. Given this age is close to the transition between F3 and F2 in our cores (Figure 7.8), this earthquake may have been responsible for the subsidence of Codrington Lagoon, as recorded by a deepening in the lagoon environment. Subsidence of few meters are thus expected for megathrust events comparable to Sumatra 2004 or Tohoku 2011 earthquakes (i.e. Ozawa et al., 2011).

Facies 1 (F1) consists of fine sand (main mode at 127 μm) deposited at the top of the six cores (Figure 7.7 and Figure 7.8) and within five thin layers at the bottom of cores BARB1-18-01 and BARB1-18-02. Most of the F1 layers exhibit a sharp basal contact with the underlying facies, and their number decreases with increasing distance from the barrier (Figure 7.8). F1 is mainly composed of carbonated sand, largely derived from eroded fragments of marine skeletal material, including bivalves, mollusks, corals and foraminifers. Shell fragments are of variable size (100 to 1000 μm). F1 displays the highest foraminifera diversity in cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. This fauna is dominated by autochthonous species, as observed in F2. However, the presence of rare allochthonous marine species indicates a transport from the shoreface into the lagoon during marine incursions. Given that the microtidal regime of Barbuda favors the development of an isolated lagoon (e.g., Boyd et al., 1992), as shown by historical maps and satellite images before Hurricane Irma, the presence of allochthonous species suggests an overwash of the sandy barrier. Consequently, F1 layers are interpreted as overwash deposits related to either hurricanes or tsunamis. The thin F1 layers intercalated within F3 do not present any visible tsunamigenic criteria, such as intraclasts of underlying sediment or mud caps. Given that hurricanes occur much more frequently than tsunamis in Barbuda, we assume that F1 layers intercalated with F3 could

record hurricane events. However, it is also possible that one of the F1 layer intercalated in F3 corresponds to the potential 3500 cal. BP tsunami event recorded by turbidite/homogenite (Seibert et al., submitted). The F1 layer at the top of cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05 display rather homogeneous ^{210}Pb ex values, indicating deposition of the F1 layer triggered by a single rapid event reworking previously deposited material (Figure 7.10, Bruel and Sabatier, 2020). Moreover, both ^{210}Pb ex profiles exhibit an intermediate value at the base of F1, which may indicate the mixing of sediment from different ages and thus erosion at the base of the F1 deposit. From these observations, we assume that the thick F1 sand layer deposited at the top of the six cores corresponds to a unique high-energy and instantaneous marine flooding event that occurred recently, before core sampling in March 2018 and after the maximum bomb test radionuclide fallout (1963 CE). As no tsunami occurred in Barbuda during this period, the best candidate for this deposit is a hurricane (Figure 7.2).

7.6.2. Hurricane activity since 1750 and morphological evolution of the Codrington Lagoon

From 1750 CE to 1973 CE, nine hurricanes, with intensities from one to four, passed within 30 km from Codrington Lagoon (Tableau 7.1; NOAA, 2021, historical hurricane tracks). Given no nautical maps (Figure 7.3) or historical record indicated the presence of any inlet in the barrier during this period, we assume that none of these hurricanes generated a breach enough wide and deep to evolve toward an inlet through the sandy western barrier. Moreover, satellite images from 1982 to 2017 show a continuous sandy barrier despite the occurrence of four hurricanes of category one to four that passed within 30 km from Codrington Lagoon (Tableau 7.1; NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks; Figure 7.4). A washover fan is visible on the December 1999 satellite image to the south of the barrier but did not exist on the previous image of May 1992. Hurricanes Luis (H4) and Bertha (H1), which occurred in 1995 and 1996, respectively, could be good candidates to explain this washover. Potter et al., (2017) mentioned a narrow breach that emplaced across the barrier after Hurricane Luis. Unfortunately, images without clouds are not available between 1995 and 1999 to confirm this observation. However, given that Luis was much stronger than Bertha and Luis made landfall on Barbuda (Tableau 7.1; Figure 7.2), it is likely that Luis was able to

produce the washover observed in 1999. Following Category 5 Hurricane Irma (September 2017), two wide inlets, 0.5 and 1.2 km-wide, developed and were observed in November 2017 (Figure 7.4). The southern inlet closed between March and July 2018 (Figure 7.4). In contrast, the northern inlet became larger and was still open in September 2021. Seismic profiling within this inlet in June 2021 shows that a large and thick ebb tidal and a 1-m-thick sand sheet developed within the main channel. The permanent opening of a wide inlet 5 years after Hurricane Irma across the sandy barrier supports the idea that this extreme event was exceptional. The permanence of such a wide inlet in a wave-dominated and microtidal environment might seem surprising. Indeed, the stability of tidal inlets can be related to the ratio between the tidal prism (Ω) and the annual net littoral drift (M) (Bruun et al., 1978): the stability of tidal inlets decreases with decreasing Ω / M . Thus, in a microtidal setting (reduced tidal prism), the tidal inlet tends to be filled by sediment transported by wave-related processes, such as littoral drift and/or cross shore sand transport. Nevertheless, it can be assumed that along the west coast of Barbuda, waves are very attenuated, leading to small littoral drift, explaining the inlet remains open. Another hypothesis is related to wind stress on the large surface area of the Codrington Lagoon, related to NE trade winds, that is able to induce strong seaward currents across the inlet.

7.6.3. Hurricane Irma: an exceptional event

From available data, no wide barrier breach or tidal inlet similar to those developed after Hurricane Irma was documented in Codrington Lagoon. Assuming the Codrington Lagoon barrier remained continuous for more than 250 years, the opening of a wide inlet after Hurricane Irma is an argument for the exceptional character of this event. Thus, inlet opening after major hurricanes have already been reported in other areas (e.g., Sallenger et al., 2006; Chaumillon et al., 2014; Safak et al., 2016). Hurricane Irma also generated beaches erosion in many islands such as in Saint Martin and Saint-Barthelemy islands (Rey et al., 2019), in Anegada Island (Spiske et al., 2021), or Marco Island in Florida (Harvey, 2021).

Moreover, sediment cores show that the upper Codrington lagoon fill consists of a recent and sharp-based fine sand sheet (F1) deposited upon the silty lagoon facies (F2). We interpret this sand sheet as recording the devastating passage of Hurricane Irma. This event induced a significant storm surge with a peak water level at 2.4 m, with means higher high

water (MHHW) recorded at a tide gauge on the island. Such exceptionally high sea levels were due to the combined effects of storm surge (resulting from low pressure effect and wind stress), wave setup, swash and infragravity waves (e.g., Chaumillon et al., 2017) and allowed overwashing of the 1- to 3-m-high sandy barrier. The required sand supply for such a thick and extensive unit would originate from both the breached and eroded sandy barrier and the sandy shoreface. Near the inlet, the sand supply also probably originated from the flood tidal delta. The sandy shoreface origin of this sand supply is supported by the occurrence of allochthonous foraminifera originating from outside the lagoon. Given that this thick sand sheet is unique at the scale of the sediment cores recording a lagoon story longer than 3700 years, it seems that the event responsible for this sand sheet had no equivalent over the last millennia.

Nevertheless, one major limitation of our sedimentological study is related to the absence of an accurate age model and to ^{14}C age inversions. Thus, we cannot rule out that the sedimentation within the lagoon was not continuous and that some hurricanes were not recorded and/or were eroded. However, the thickness and the lateral extension of the upper F1 sand sheet argue for the unlikelihood of analogous older hurricane records. Another main limitation of our study is related to changes in relative sea level and/or vertical motions during the last 3700 years that can drastically change the sensitivity of the lagoon to overwashes and marine floods. Moreover, the lagoon and barrier morphology has likely changed during the last 3700 years, and we do not have any information about those changes prior to the oldest marine map (1750-1785 CE, Figure 7.3). These limitations do not allow us to firmly conclude whether the Irma Hurricane was unique at the scale of the last 3700 years.

Even if others events of this intensity occurred in Barbuda Island during the last 3700 years, the consequences of Hurricane Irma remain exceptional in the current climate change context. Thus, the opening of the current lagoon barrier has left the island more exposed to future major hurricanes. This phenomenon has already been observed in a Southwest Florida back-barrier lagoon, where the almost complete disappearance of a separate barrier that was once seaward of the current barrier island foreshore occurred during the period that saw the passing of Hurricane Donna (1960 CE). This event was the most significant hurricane to have impact in the southwest Florida region during modern historical time and has left the island more exposed to major storm events such as Hurricane Irma (Martin and Muller, 2021).

As extreme seasons with category 4-5 hurricanes might be more regular in the future due to current and projected atmospheric and oceanic warming (Pfleiderer et al., 2022), hurricane overwash events and coastal flooding will likely become more prevalent. This increase of major hurricane associated to the sea level rise exposes a growing number of low-lying coasts and islands to marine submersion, especially barrier islands which are extremely vulnerable landscapes. Thus, understanding the response of a given coastline to hurricane processes in terms of geomorphological and sedimentological changes is crucial for more informed and better prepared coastal communities. More specifically, understanding potential areas of overwash and erosion vulnerability will be crucial for future decisions around coastal resilience and infrastructure planning (Martin and Muller, 2021).

7.7. Conclusion

From available satellite images (1982–2021) and old nautical maps (1750-1785 to 1973 CE) prior to Hurricane Irma, the Codrington Lagoon sandy barrier probably remained continuous for at least the last 250 years. No large barrier breaching occurred during the 1990 – 2000 CE period, despite the occurrence of four hurricanes, of category 1 to 4, that passed within 30 km from Codrington Lagoon. However, following Category 5 Hurricane Irma, two wide inlets of 0.5 and 1.2 km wide developed. The southern inlet has since been closed, but the northern inlet enlarged and was still open in September 2021. This inlet allowed the development of a large and thick ebb delta offshore, as shown by seismic profiling. The permanent opening of a wide inlet five years after Hurricane Irma across a sandy barrier that has remained continuous for more than 250 years supports the idea that this hurricane was exceptional. Sedimentological, geochemical, microfaunal and chronological analyses conducted on six sediment cores sampled in Codrington Lagoon seven months after the event showed that Irma led to the deposition of a thick sediment layer in all coring locations, which had no equivalent over the last three millennia.

Despite limitations related to the absence of an accurate age model and information about the morphological evolution of the lagoon during the last millenarities, the sediment record, together with satellite images and old nautical maps, seem to show that Hurricane Irma was exceptional and perhaps unique for the last 3700 years. Our results seem to be in

agreement with the occurrence of hurricanes with unprecedented intensities related to present-day global warming. However, given uncertainties related to geomorphological data and sedimentological records, complementary studies need to be pursued in other lagoons of the Caribbean.

7.8. Acknowledgments

This work is part of the CARQUAKES project (ANR-17-CE03-0006). The authors would like to thank the Ministry of Foreign Affairs, Immigration and Trade of Antigua and Barbuda for permitting core sampling and geophysical surveying in Codrington Lagoon. We thank skipper Nicolas Jammes, who was involved in the March 2018 field survey. We thank the GENAVIR captain, officers and crew of R/V ANTEA (Flotte Océanographique Française) and scientific cruise party, who were involved in the June 2021 field survey. We also thank Louise Cordrie for her valuable support during the 2021 field mission. The authors thank the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) facilities for the gamma spectrometry measurements. We thank the LMC14 staff (Laboratoire de Mesure du Carbone-14), ARTEMIS national facility, (LSCE (CNRS-CEA-UVSQ)-IRD-IRSN-MC) for the results obtained with the accelerator mass spectrometry method. The authors would like to thank the EDYTEM laboratory for the X-ray fluorescence analyses and Fayçal Soufi for his involvement in the realization of the thin sections. The authors thank Pierre Vacher and the Symme Laboratory (Annecy, France) for the authorization to scan core BARB1-18-01 using the X-ray tomography system Easytom XL 150 from the RX SOLUTION Society.

7.9. Supplementary

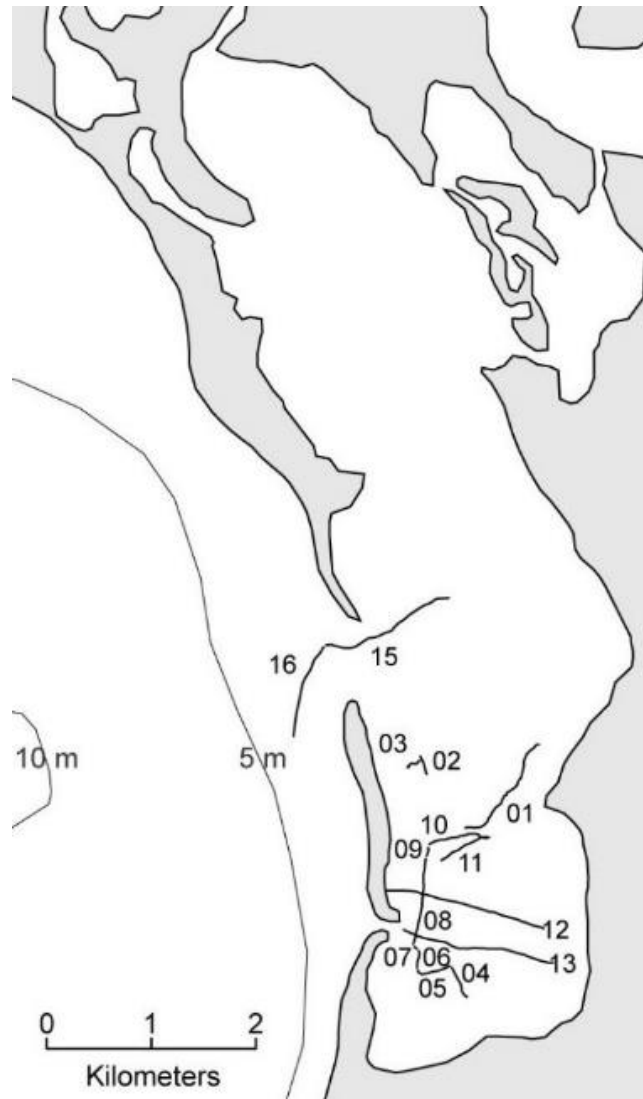


Figure 7.12. Localization of the 16 seismic traces in Codrington Lagoon.

Additional information about Figure 7.4.

Satellite images displaying morphological evolutions of the Codrington Lagoon western sandy barrier over the period 1982–2021 (Landsat and Global Land Survey data sets). The images are from glovis.usgs.gov. The red bars correspond to hurricanes that passed within 30 km from Codrington Lagoon during the visualized period. H1, H2, and H5 indicate the hurricane category on the Saffir–Simpson hurricane wind scale.

The images in chronological order are (from glovis.usgs.gov):

Landsat 1-5 MSS C1 Level-1 LM03_L1GS_002048_19820315_20180413_01_T2;
Landsat 1-5 MSS C1 Level-1 LM05_L1GS_002048_19860315_20180331_01_T2;
Landsat 1-5 MSS C1 Level-1 LM04_L1TP_002048_19920526_20180318_01_T2;
Global Land Survey P002R048_7X19991208;
Global Land Survey LE70020482003337EDC03;
Global Land Survey LE70020482006057EDC00;
Global Land Survey LE70020482010324ASN00;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20130613_20170504_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20170216_20170228_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20170827_20170914_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20171115_20171122_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20180118_20180206_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20180307_20180320_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20180729_20180814_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20181017_20181030_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20191121_20191203_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20200718_20200722_01_T1;
Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1 LC08_L1TP_002048_20210923_20210923_01_RT.

Abundance of foraminifera (125–500 µm and >500 µm fractions) according to a semi-quantitative scale: 0 = no individuals, 1 = 1 to 2 individuals, 2 = 3 to 5 individuals, 3 = 6 to 15 individuals, 4 = 16 to 40 individuals, 5 = >41 individuals are shown in Tableau 7.3 (core BARB1-18-01) et Tableau 7.4 (core BARB1-18-05).

Sample top depth (cm)	2	11	22	29	38	45	49	54	58	62	66	73	80	89	97	102	106	115	122
Sample bottom depth (cm)	3	12	23	30	39	46	50	55	59	63	67	74	81	90	98	103	107	116	123
<i>Pseudotriculina rotunda</i>	4	5	4	2	3	3	4	4	4	5	4	5	5	4	5	4	2	5	1
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	4	3	2	0	3	2	2	4	3	4	4	5	3	4	5	4	2	2	0
<i>Archaias angulatus</i>	3	4	4	2	2	4	5	5	5	5	5	5	3	4	5	3	1	2	0
<i>Clavulina difformis</i>	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	2	0
<i>Valvulina oviedoiana</i>	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0
<i>Monalysidium acicularis</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Laevipeneroplis proteus</i>	2	1	1	1	1	0	1	1	1	2	3	1	1	1	2	2	2	0	0
<i>Asterigerina carinata</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliolinella fichteliana</i>	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium lanieri</i>	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Sorites marginalis</i>	2	2	2	0	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0	1	2	1	0	0
<i>Peneroplis pertusus</i>	1	1	1	0	0	0	0	2	0	1	2	1	0	0	1	0	0	0	0
<i>Articulina pacifica</i>	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
<i>Ammonia tepida</i>	1	2	1	1	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0
<i>Quinqueloculina bosciana</i>	4	4	4	0	4	0	0	3	4	3	0	0	4	4	3	4	3	0	1
<i>Pseudohauerinella occidentalis</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium discoidale</i>	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina limbata</i>	0	2	2	2	2	0	2	4	4	2	4	2	3	2	4	0	0	1	0
<i>Nonionoides grateloupi</i>	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rotorbis auberii</i>	0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>Cornuspira sp.1</i>	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina polygona</i>	0	2	2	2	0	3	3	3	3	2	0	3	3	2	2	3	0	1	0
<i>Quinqueloculina sclerotica</i>	0	0	1	0	1	3	0	3	2	0	2	2	2	2	2	3	1	2	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	2	0	0	2	0	0	0	2	0	2	4	2	2	0	0	2	2	5	4
<i>Planispirinella exigua</i>	0	0	2	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo sp.1</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo elonga</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliolinella subrotunda</i>	0	2	3	0	2	0	2	2	4	2	0	0	2	2	2	2	2	2	0
<i>Criboelphidium excavatum</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella carinata</i>	0	0	0	0	0	0	2	0	2	2	2	2	2	2	2	2	0	0	0
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	4	2	0	2	2	2	2	0	0
<i>Borelis pulchra</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium sp.1</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina subpoezana</i>	2	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0

Tableau 7.3. Core BARB1-18-01.

Sample top depth (cm)	2	10	20	30	41	50	61	69	78	90	99	109	121
Sample bottom depth (cm)	3	11	21	31	42	51	62	70	79	91	100	110	122
Quinqueloculina agglutinans	3	3	3	1	2	1	2	3	0	0	0	0	0
Laevipeneroplis proteus	1	1	1	2	2	2	2	2	0	0	0	0	0
Pseudotriloculina rotunda	3	3	2	3	3	4	5	4	0	0	0	0	0
Archaias angulatus	4	4	5	5	5	3	4	5	0	0	0	0	2
Sorites marginalis	2	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Clavulina difformis	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Valvulina oviedoiana	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Quinqueloculina polygona	4	3	3	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0
Textularia agglutinans	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Quinqueloculina limbata	1	3	3	2	2	3	1	2	0	0	2	0	0
Quinqueloculina seminula	3	2	5	5	0	2	0	0	3	1	2	0	2
Quinqueloculina bosciiana	3	3	4	0	3	0	3	3	0	0	3	0	0
Criboelphidium excavatum	1	1	1	1	0	0	0	2	0	0	0	0	0
Quinqueloculina sclerotica	4	4	4	3	4	1	3	4	0	0	0	0	0
Planispirinella exigua	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Asterigina carinata	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cymbaloporetta squamosa	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pseudohauerinella occidentalis	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Amphistegina sp.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bolivina sp.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Miliolinella subrotunda	3	2	2	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0
Peneroplis pertusus	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Cornuspira sp.	0	1	1	1	0	0	2	0	2	0	0	0	0
Quinqueloculina lamarckiana	0	2	3	2	2	2	3	4	0	1	0	0	2
Ammonia tepida	0	1	0	1	1	1	0	0	2	0	0	0	0
Miliolinella fichteliana	1	0	1	0	0	3	3	2	0	0	0	0	0
Rotorbis auberii	0	0	1	0	1	1	2	2	1	0	0	0	0
Lachlanella carinata	0	1	0	2	2	3	2	2	0	0	0	0	0
Elphidium lanieri	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Cymbaloporetta bradyi	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Spiroculina antillarum	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
Articulina pacifica	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0
Nonionoides grateloupii	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
Triloculina trigonula	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
Quinqueloculina subpoezana	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0

Tableau 7.4. Core BARB1-18-05.

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la barrière sableuse de la lagune de Codrington est probablement restée continue pendant les 250 dernières années (avant l'ouragan Irma), à partir d'images satellites et d'anciennes cartes nautiques. Après l'ouragan Irma, deux larges embouchures se sont développées. L'une d'elles s'est agrandie et était encore ouverte en septembre 2021. L'ouverture d'une embouchure dans une barrière sableuse qui est restée continue depuis 250 ans milite pour le caractère sans précédent de l'ouragan Irma à l'échelle des derniers siècles. Les analyses sédimentologiques, géochimiques, microfauniques et chronologiques des carottes sédimentaires prélevées dans la lagune ont montré des changements environnementaux enregistrés par le remplissage sédimentaire de la lagune depuis plus de 3700 ans. La succession depuis une ou plusieurs petites lagunes peu profondes et de faible énergie vers la lagune moderne de Codrington, vaste et de forte énergie (en raison du fetch qui permet de développer des mers de vent), est attribuée à l'élévation globale du niveau de la mer et/ou une subsidence co-sismique. Le sommet du remplissage sédimentaire de la lagune est constitué d'une nappe de sable épaisse et étendue qui présente les caractéristiques d'un enregistrement d'inondation marine récente de haute énergie. Compte tenu de sa position au sommet des carottes, et la création de brèches dans la barrière qui ont conduit à l'ouverture des embouchures tidales immédiatement après Irma, ce dépôt a été attribué à cet ouragan. Ce dépôt épais est unique à l'échelle des séquences sédimentaires étudiées, longues de plus de 3700 ans, ce qui souligne le caractère exceptionnel d'Irma à l'échelle des derniers millénaires. Notre étude renforce l'idée que l'ouragan Irma était sans précédent depuis des millénaires dans la lagune de Codrington. Cette singularité pourrait être associée au réchauffement climatique.

Dans le chapitre suivant, les résultats préliminaires des travaux effectués pour les sites d'Anguilla (AGUI1) et de Guadeloupe sont présentés. Bien que ces résultats ne soient pas définitifs, il a été choisi de les présenter dans ce chapitre afin de montrer les corrélations régionales de certains événements déjà identifiés sur l'île de Scrub. Les deux sites correspondent à la lagune Long Pond (ANGU1) située au sud-est d'Anguilla (nord-est des Petites Antilles) et la lagune « Grande Saline » située à la pointe sud-est de la Guadeloupe (partie centrale des Petites Antilles). Ces deux lagunes fonctionnent comme des salines et enregistrent une alternance de dépôts riches en matières organique et d'épais dépôts de sel (gypse) selon la salinité de la lagune. Dans la lagune d'Anguilla, trois carottes ont été échantillonnées et montrent la présence de sept dépôts de sable, attribués à des dépôts de

submersions marine de haute intensité, sur une période de 3600 ans. Dans la lagune de Guadeloupe, deux carottes ont été prélevées et malgré un enregistrement sédimentaire de 5000 ans, seulement un dépôt de submersion marine de haute énergie a été identifié.

8. Résultats préliminaires des sites d'Anguilla et de Guadeloupe

8.1. Anguilla (Long Pond)

Anguilla est une île de 25 km de long et 5 km de large, située au nord-est des Petites Antilles (Figure 8.1). C'est l'île principale de l'archipel d'Anguilla qui comprend de nombreux petits îlots, dont Scrub. Cette île karstique montre une faible topographie, avec une hauteur maximale de 65 m. L'île est protégée par de vastes récifs situés au large de la côte nord et des récifs frangeants situés le long de la majeure partie de la côte sud (Gore et al., 2019). Cette île comprend de nombreuses lagunes.



Figure 8.1. Localisation de la lagune de Long Pond (ANGU1) et des carottes sédimentaires collectées (Anguilla).

Dans cette étude, nous nous sommes concentrés sur la lagune ANGU1, « Long Pond », située au sud-est de l'île et échantillonnée en mars 2018 (Figure 8.1). Cette lagune mesure environ 1200 m de long sur 200 m de large et est très peu profonde (40 à 80 cm d'eau en mars 2018). En raison de sa faible tranche d'eau, Long Pond est sujette à l'évaporation saisonnière et fonctionne comme une saline. La lagune est séparée de l'océan par une barrière sableuse de 2 à 3 m de haut et de 30 à 160 m de large, présentant d'anciens washovers partiellement végétalisés (Figure 8.1). Quatre carottes de 30 à 160 cm y ont été prélevées : ANGU1-18-01,

ANGU1-18-02, ANGU1-18-03 et ANGU1-18-04 le long d'un transect cordon/intérieur de la lagune. La carotte 04 n'a pas été étudiée car elle était située trop proche de la barrière sableuse et est principalement constituée de sable d'un washover. Les trois autres carottes présentent de bonnes corrélations stratigraphiques (Figure 8.2). Elles sont constituées d'une alternance d'argile plus ou moins riche en matière organique autochtone (et tapis algaires) et de sel évaporitique (gypse), le tout entrecoupé de dépôts de sable carbonaté coquiller. Le nombre de niveaux de sable présents dans les carottes décroît de la barrière vers l'intérieur de la lagune avec sept niveaux de sable dans la carotte 01 contre quatre dans la carotte 02 et trois dans la carotte 03.

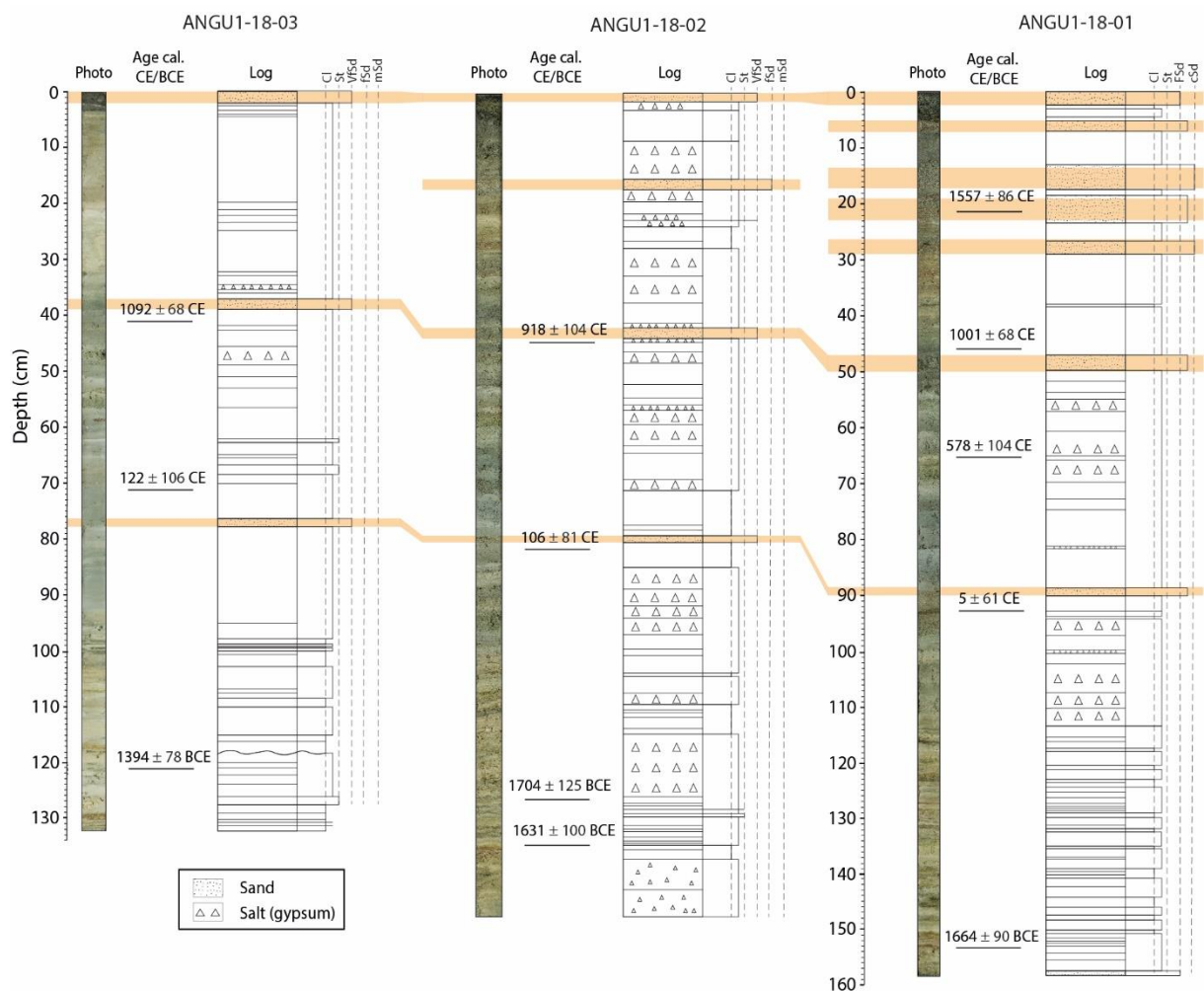


Figure 8.2. Présentation des carottes ANGU1-18-01, 02 et 03, avec de gauche à droite pour chaque carotte : Photo, âges ^{14}C calibrés et Log stratigraphique. Les niveaux sableux et leurs corrélations entre les carottes sont surlignés en orange.

Les résultats concernant l'abondance des foraminifères pour la carotte de ANGU-18-01 sont présentés sur la Figure 8.3. A l'exception du niveau situé entre 41 et 40 cm de profondeur, seuls les dépôts sableux présentent des foraminifères. Ceci peut s'expliquer par une très forte salinité dans cette lagune, qui empêche le développement de foraminifères autochtones. Sur les sept niveaux sableux de la carotte, cinq montrent des assemblages de foraminifères comprenant des espèces typiques des zones à haute énergie comme *Archaias angulatus*. Cette faune est donc allochtone et est associée à des dépôts grossiers ce qui supporte l'hypothèse selon laquelle ces dépôts sont issus de submersions marines de haute énergie, comme des tsunamis ou ouragans. Le niveau grossier situé entre 50 et 47 cm de profondeur n'a pas pu être échantillonné, nous empêchant de conclure sur la présence ou non de faune allochtone. Le niveau de 29 à 26,5 cm de profondeur a, quant à lui, été échantillonné mais ne contenait apparemment aucun foraminifère.

Treize dates ^{14}C ont été obtenues sur ces carottes (Tableau 8.1) et l'âge le plus ancien, situé à 154 cm dans la carotte 01, est de 1745-1565 cal. BCE (3694-3514 cal. BP). Parmi les sept niveaux interprétés comme provenant de submersions marines de haute-énergie dans la carotte 01, deux peuvent correspondre à des tsunamis connus dans la bibliographie. En effet, le niveau de 23 à 19 cm de profondeur est daté de 1466-1637 cal. CE. Cet âge pourrait correspondre au tsunami Précolombien, daté entre le 14ème et le 15ème siècle, déjà connu dans le nord des Antilles (Atwater et al., 2017; Fuentes et al., 2017) et identifié dans l'île de Scrub très proche (Biguenet et al., 2021). Le dépôt de sable situé de 17 à 13,5 cm de profondeur pourrait, quant à lui, correspondre au tsunami transocéanique provoqué par le séisme de Lisbonne de 1755 CE. L'origine des cinq autres dépôts reste à définir. Parmi ces cinq dépôts, trois se corrélaient bien dans les carottes 02 et 03, illustrant des dépôts de grande extension et suggérant des événements intenses. Il est probable que le dépôt sableux situé dans le sommet des trois carottes corresponde à un ouragan récent, puisqu'aucun tsunami n'a frappé l'île récemment. L'ouragan Irma est passé très près de l'île en 2017 et d'autres ouragans ayant également frappé Scrub peuvent être à l'origine de ce dépôt, comme l'ouragan Donna (1960) ou Luis (1995). Les deux autres dépôts présents dans les trois carottes sont datés de vers 100 cal. CE et vers 1000 cal. CE d'après les datations ^{14}C (Figure 8.2). Aucun tsunami de ces âges n'a été identifié dans la lagune de Scrub, mais l'origine de ces dépôts n'est

pas encore établie. Que ces deux dépôts soient issus d'ouragans ou non, un très faible nombre de dépôts issus de submersions marines ont été enregistrés sur une période longue de 3600 ans dans la lagune d'Anguilla. Ce résultat suggère que seuls les événements probablement les plus intenses y sont enregistrés.

Une analyse plus approfondie de ces sept niveaux sableux permettra probablement de conclure sur leur origine tsunamigénique ou cyclogénique. Les âges seront aussi précisés avec la construction d'un modèle d'âge, après l'ajout des données de radioéléments, ce qui permettra de potentiellement corrélérer ces dépôts à des événements historiques ou préhistoriques connus des archives sédimentaires (notamment celle de Scrub).

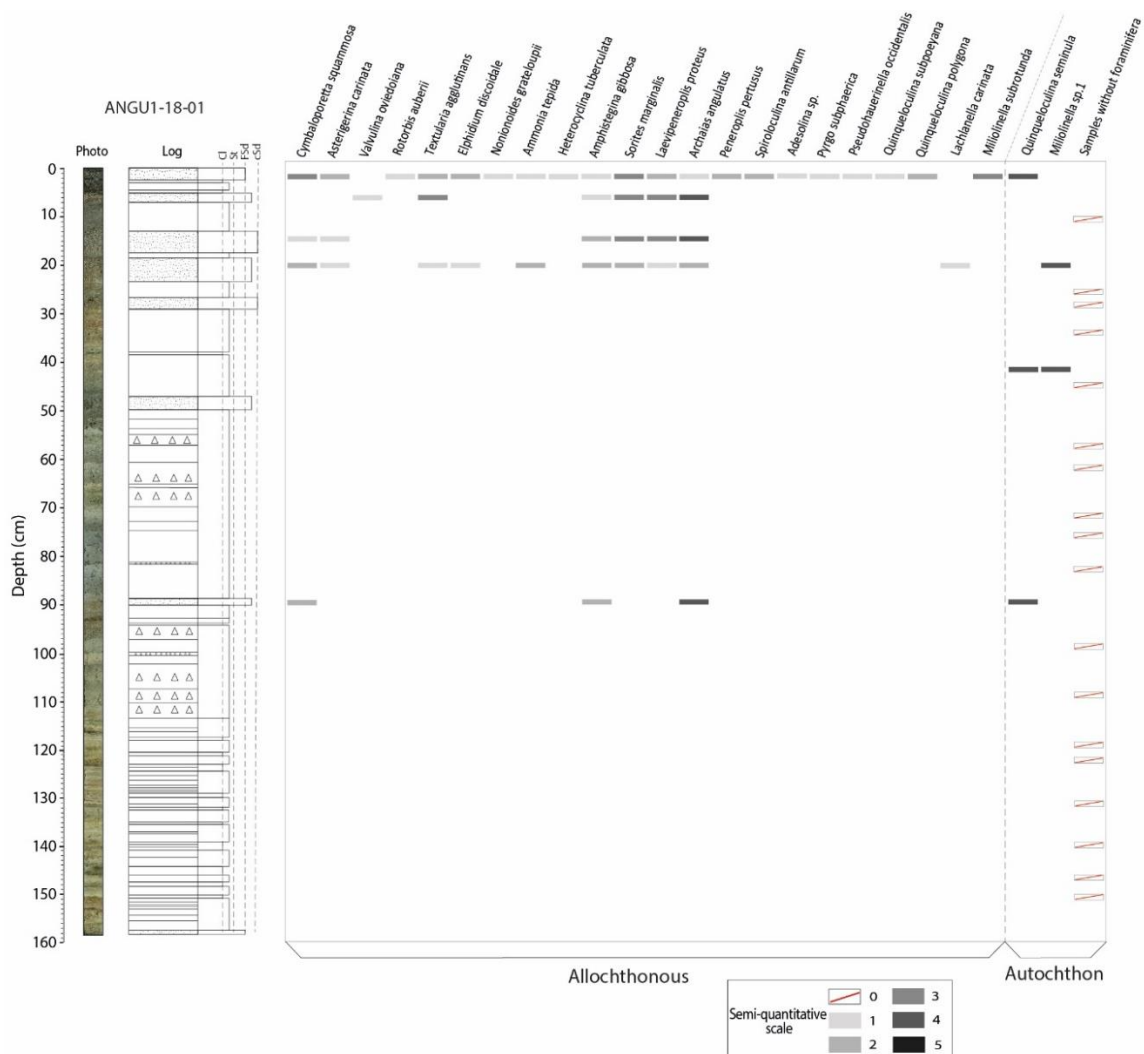


Figure 8.3. Présentation de l'abondance des foraminifères de la carotte ANGU1-18-01, avec de gauche à droite : photo de la carotte, log stratigraphique et abondance des foraminifères selon une échelle semi-quantitative : 0 (pas d'individu), 1 (1 à 2 individus), 2 (3 à 5 individus), 3 (6 à 15 individus), 4 (16 à 40 individus), 5 (+ de 41 individus).

Sample Name	Core	depth (mm)	Sample Type	Age (BP)	Calibrated age ranges at 95% confidence interval (cal. CE/BCE)
Poz-113751	ANGU1-18-01	215	Plant macroremains	345 ± 30	1466-1637
Poz-113752	ANGU1-18-01	460	Plant macroremains	1035 ± 30	901-1036
SacA54695	ANGU1-18-01	650	Plant macroremains	1490 ± 30	436-643
SacA54696	ANGU1-18-01	930	Plant macroremains	1995 ± 30	51 BCE – 71 CE
Poz-118671	ANGU1-18-01	1535	Plant macroremains	3370 ± 30	1745-1565 BCE
SacA54697	ANGU1-18-01	1585	Plant macroremains	Post. 1950	
SacA57040	ANGU1-18-02	445	Plant macroremains	1135 ± 30	777-985
SacA57041	ANGU1-18-02	900	Plant macroremains	1895 ± 30	53-215
Poz-118683	ANGU1-18-02	1270	Plant macroremains	3405 ± 30	1869-1619 BCE
SacA57042	ANGU1-18-02	1425	Plant macroremains	3340 ± 30	1729-1530 BCE
SacA57043	ANGU1-18-03	410	Plant macroremains	965 ± 30	1019-1154
SacA57044	ANGU1-18-03	710	Plant macroremains	1885 ± 45	26-237
SacA57045	ANGU1-18-03	1210	Plant macroremains	3120 ± 30	1449-1294 BCE

Tableau 8.1. Ages 14C obtenus pour les carottes ANGU1-18-01, 02 et 03 à partir de macro-restes végétaux.

8.2. Guadeloupe (Grande Saline)

La Guadeloupe est composée d'une île principale découpée en deux parties avec à l'est Grande Terre et à l'ouest, Basse Terre, associée à un ensemble de plus petites îles (La Désirade, les îles de la Petite-Terre, Marie Galante, Les Saintes). Elle est située dans la partie centrale de l'arc antillais. Les deux parties de l'île principale sont séparées par un bras de mer appelé la "Rivière salée". Grande Terre présente une nature calcaire, avec un relief peu élevé, le point culminant étant situé à 25 m au-dessus du niveau de la mer. Durant cette étude, c'est la lagune Grande Saline (GDS) qui a été étudiée. Elle est située dans la pointe sud-est de Grande Terre, appelée la Pointe des Châteaux (Figure 8.3). Elle est isolée du reste de l'île, et n'est connectée à aucun cours d'eau. Elle mesure 700 m de long et 300 m de large avec environ 30 cm de profondeur d'eau. Cette lagune est séparée de l'océan par une barrière sableuse de 5 m de haut et de 95 à 43 m de large au nord et présente un washover végétalisé (Figure 8.3). Des récifs coralliens frangeants sont visibles au nord de la Pointe des Châteaux.

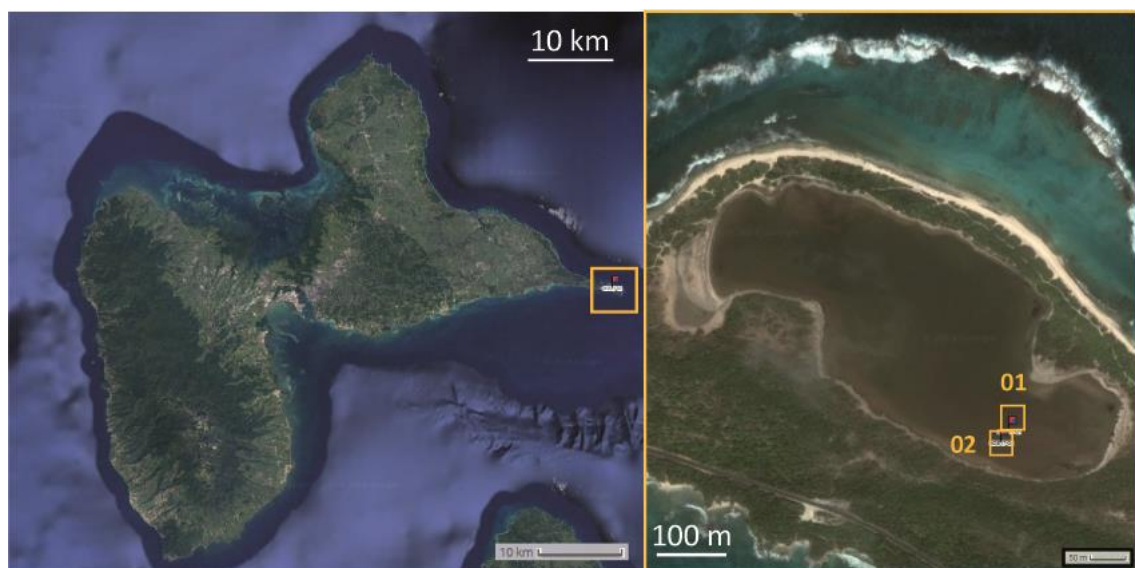


Figure 8.4. Localisation de la lagune Grande Saline (GDS) et des carottes sédimentaires collectées (Pointe des Châteaux, Guadeloupe).

Deux carottes d'environ 1 m ont été prélevées dans la lagune en 2017, selon une direction perpendiculaire au cordon sableux et face à la morphologie de dépôt de washover. Ces carottes sont composées d'une alternance d'argile plus ou moins riche en matière

organique autochtone (et tapis algaires) et de gros cristaux de sel évaporitique (gypse) mesurant jusqu'à 1 cm (Figure 8.5).

Un seul niveau de sable carbonaté coquiller a été identifié dans ces deux carottes. Dans la carotte GDS-17-01, seul ce dépôt sableux (situé entre 22 et 19 cm dans la carotte, Figure 8.5) a montré la présence de foraminifères allochtones, vivants dans des récifs à forte énergie (*Arcaias Angulatus* et *Amphistegina gibbosa*), et attestant de l'origine marine de ce dépôt (Figure 8.6). Compte tenu de la hauteur de la barrière sableuse actuelle et de la présence en mer d'un récif, il semblerait que seules les submersions marines de très haute énergie peuvent pénétrer dans cette lagune et entraîner des sédiments grossiers. Dans l'hypothèse où la géomorphologie de la barrière et du récif était similaire lors du dépôt de sable, celui-ci est probablement issu d'un événement de submersion de haute énergie tel qu'un tsunami ou un ouragan de très forte intensité.

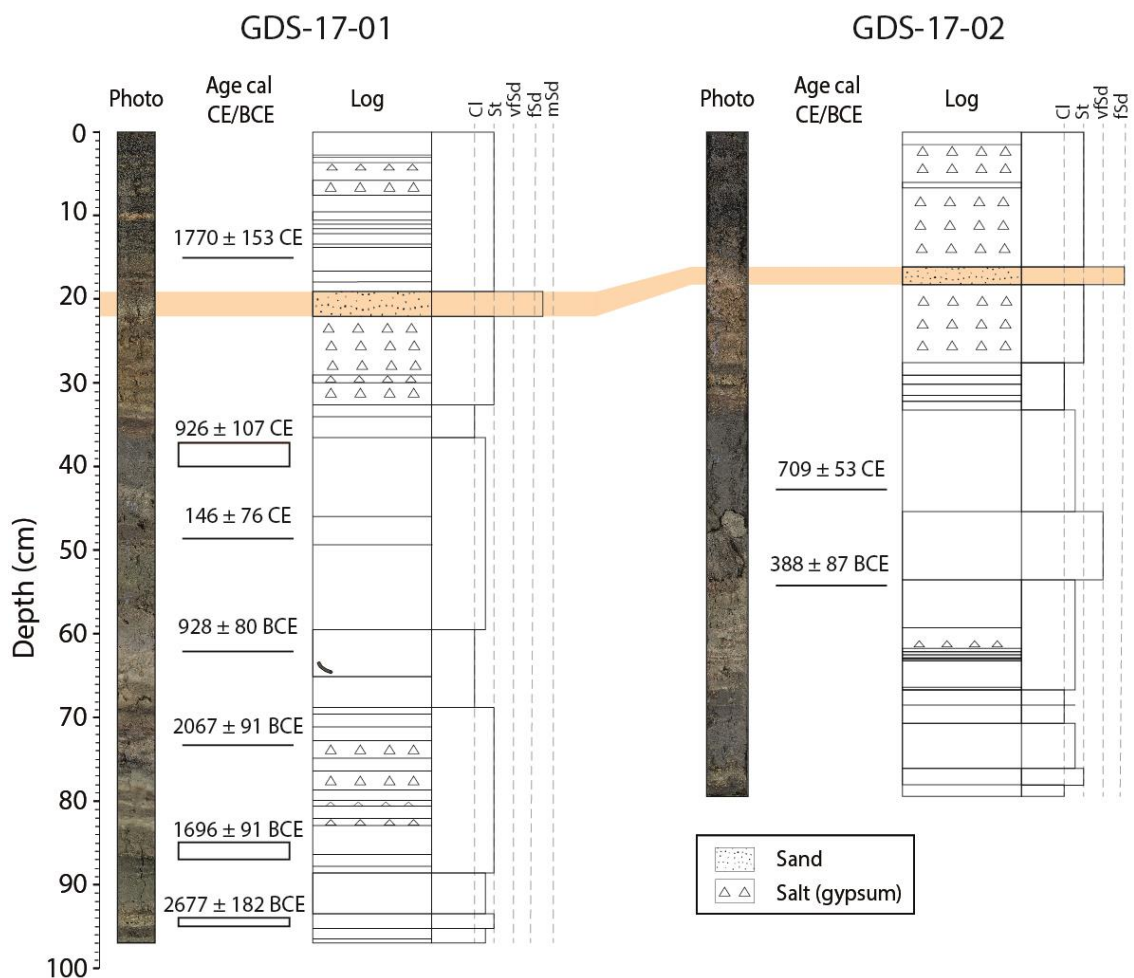


Figure 8.5. Présentation des carottes GDS-17-01 et GDS-17-02, avec de gauche à droite pour chaque carotte : Photo, âges 14C calibrés et Log stratigraphique. Le niveau sableux et sa corrélation entre les carottes est surligné en orange.

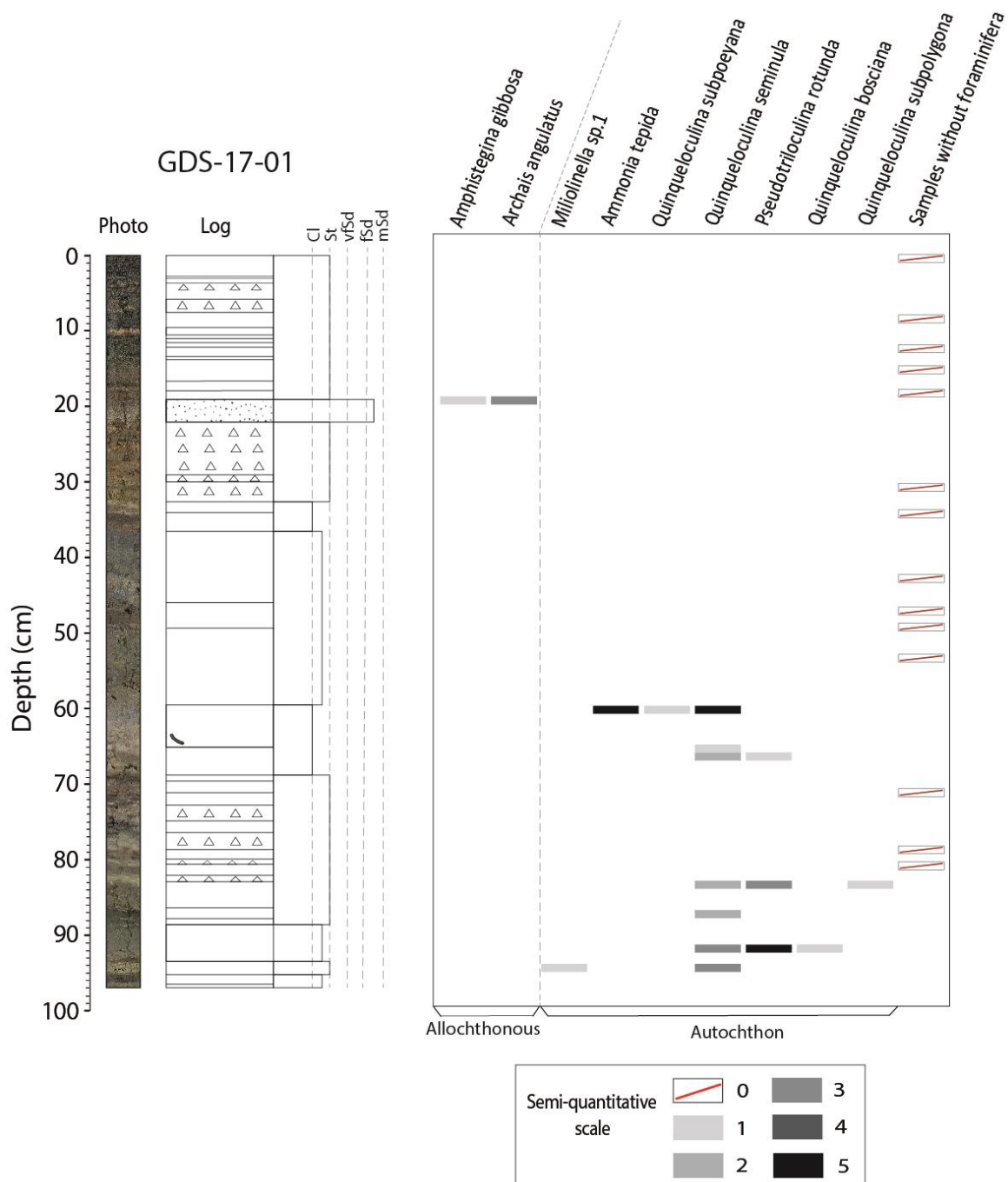


Figure 8.6. Présentation de l'abondance des foraminifères de la carotte GDS-17-01, avec de gauche à droite : photo de la carotte, log stratigraphique et abondance des foraminifères selon une échelle semi-quantitative : 0 (pas d'individu), 1 (1 à 2 individus), 2 (3 à 5 individus), 3 (6 à 15 individus), 4 (16 à 40 individus), 5 (+ de 41 individus).

Neuf datations ^{14}C ont été effectuées sur ces deux carottes (Tableau 8.2). L'âge le plus ancien a été trouvé à 94-95 cm de profondeur dans la carotte 01 et est daté de 2866-2503 cal. BCE (4453-4818 cal. BP). Un modèle d'âge (Figure 8.7) a été établi à partir des sept datations ^{14}C obtenues dans la carotte GDS-17-01 en utilisant le package R « Clam » et sa fonction

« smooth spline » (Blaauw, 2010). La construction de ce modèle d'âge a nécessité le retrait d'une des dates (Figure 8.7). En effet, l'échantillon « Poz-118673 » présente une inversion, qui est probablement le résultat d'un mélange de macro-restes végétaux d'âges différents en raison de l'échantillonnage qui a été fait sur plusieurs centimètres de long. Ce modèle d'âge sera amélioré après l'ajout des datations aux radioéléments de courte durée dans le sommet de la carotte. Le modèle d'âge construit à partir des données disponibles indique un âge compris entre 1520 et 1750 cal. CE (430 et 200 cal. BP) pour le dépôt de sable. Ce dépôt marin de haute énergie, unique au sein d'un enregistrement sédimentaire long de presque 5000 ans, semble révéler un événement exceptionnel. Au vu de son âge, le dépôt pourrait correspondre au passage d'un ouragan de très forte catégorie comme ceux qui se sont produits en 1766 CE (Catégorie 5), 1776 CE (Catégorie 4, avec plus de 6000 morts sur l'île), 1780 CE (Catégorie 5, « le Grand Ouragan » ayant fait de nombreuses victimes) et 1788 CE (Catégorie 4) (Desarthe, 2015). Il peut néanmoins également correspondre à un dépôt de tsunami, puisque le tsunami de Lisbonne (1755 CE) a déjà été enregistré par un mélange de sable, de galets et de blocs isolés situé à 2-3 m d'altitude, au niveau de l'Anse Maurice, 30 km au nord-est de la Guadeloupe (Morton et al., 2006). L'identification de la source du dépôt sera affinée à partir d'analyses sédimentologiques et d'un modèle d'âge plus poussés.

Sample Name	Core	depth (mm)	Sample Type	Age (BP)	Calibrated age ranges at 95% confidence interval (cal. CE/BCE)
SacA53183	GDS-17-01	150	Plant macroremains	210 ± 30	1645-1950
Poz-118672	GDS-17-01	370-400	Plant macroremains	1125 ± 30	778-991
SacA53182	GDS-17-01	485	Plant macroremains	1865 ± 30	77-228
SacA50494	GDS-17-01	620	Plant macroremains	2780 ± 30	1003-844 BCE

SacA53184	GDS-17-01	735	Plant macroremains	3675 ± 30	2140-1959 BCE
Poz-118673	GDS-17-01	850-870	Plant macroremains	3400 ± 30	1765-1623 BCE
Poz-118674	GDS-17-01	940-950	Plant macroremains	4105 ± 30	2866-2503 BCE
Poz-113760	GDS-17-02	425	Plant macroremains	1295 ± 30	663-769
Poz-118681	GDS-17-02	540	Plant macroremains	2310 ± 30	410-236 BCE

Tableau 8.2. Tableau 8.3. Ages ^{14}C obtenus pour les carottes GDS-17-01 et 02 à partir de macro-restes végétaux.

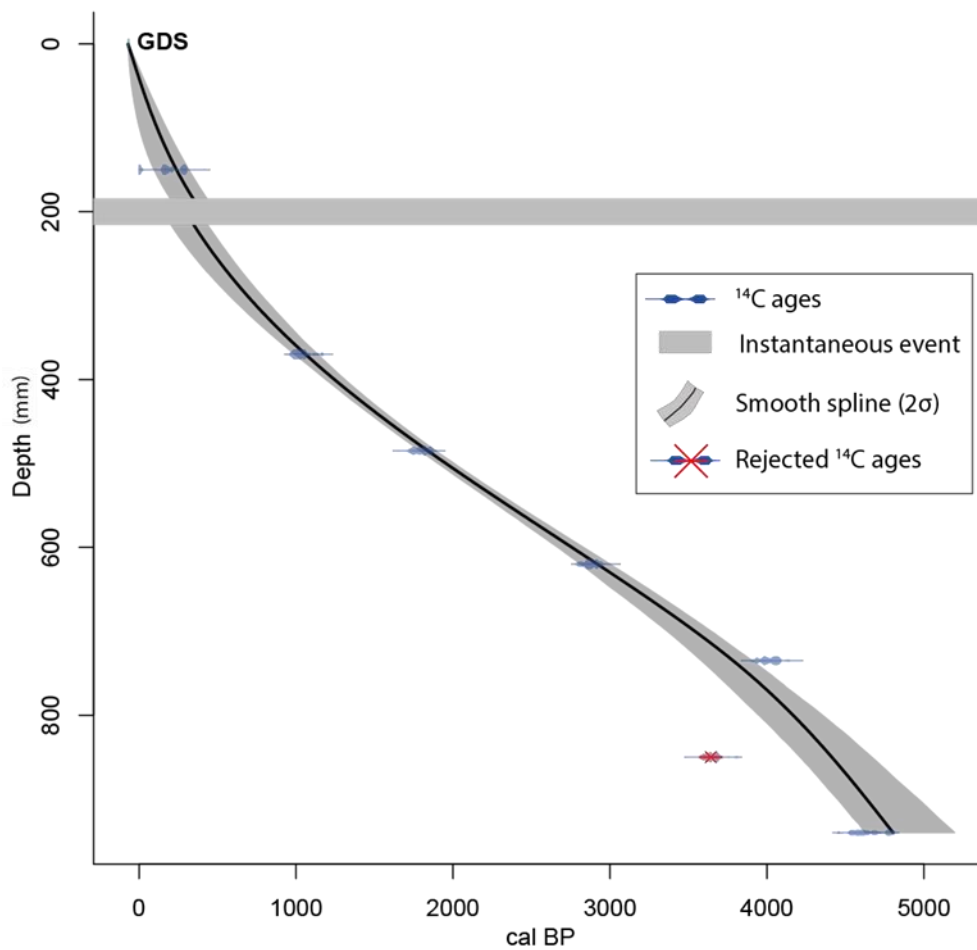


Figure 8.7. Modèle d'âge provisoire de GDS-17-01 à partir des âges de radiocarbone.

9. Synthèse et conclusion générale

9.1. Rappel des objectifs de l'étude

A partir de l'étude de carottes sédimentaires, les objectifs de ce travail de thèse étaient :

1. Identifier les événements de submersion marine de haute énergie à partir d'enregistrements sédimentaires dans différentes lagunes côtières des Antilles.
2. Parmi ces dépôts, identifier ceux issus de tsunamis et faire le lien avec leur source qu'elle soit connue ou non.
3. Corréler spatialement les dépôts de tsunamis entre les différentes lagunes pour évaluer leur impact régional.
4. Établir un catalogue long terme des ouragans et tsunamis pour chaque site.
5. Discuter le lien potentiel entre la fréquence des dépôts d'ouragans et des variations climatiques.
6. Tenter de trouver des critères de distinctions entre les dépôts de tsunamis et d'ouragans.
7. Identifier des télé tsunamis passés majeurs étant susceptibles d'affecter les côtes françaises et en particulier les côtes de la Région Nouvelle Aquitaine.

9.2. Principaux résultats

9.2.1. Identification des enregistrements sédimentaires de submersions marines de haute énergie dans des lagunes de l'arc antillais

L'étude de l'enregistrement sédimentaire de lagunes côtières du nord de l'arc des Petites Antilles a permis de mettre en évidence de nombreuses submersions marines de haute énergie qui se sont produites lors des 4000 dernières années environ. Les lagunes sélectionnées sont presque toutes isolées de l'océan par une barrière sableuse, sauf la lagune de Codrington à Barbuda qui est connectée par un chenal au nord de la lagune (Figure 7.1). Dans les Petites Antilles, la petite taille des lagunes associée à un régime de marée micro-tidale, favorise le développement de barrières sableuses continues qui isolent les lagunes de l'océan en conditions hydrodynamiques normales. De plus, les îles étudiées sont petites et calcaires, elles présentent un relief karstique. Ces caractères entraînent l'absence de cours

d'eau de surface connectés aux lagunes induisant des taux d'accumulation relativement faible. En période de conditions hydrodynamiques normales, les sédiments lagunaires sont formés in situ. Ils sont plus ou moins carbonatés, riches en matière organique et alternent parfois avec des niveaux évaporitiques selon la salinité de la lagune. En conditions hydrodynamiques normales, les seuls apports allochtones sont issus des aérosols désertiques en provenance du Sahara par voies éoliennes. Dans les archives sédimentaires des lagunes étudiées, cette sédimentation continue alterne avec des dépôts constitués de sables coquillers plus ou moins riches en foraminifères vivants dans des zones marines de forte énergie. La présence de ces foraminifères allochtones dans les lagunes atteste d'un transport du domaine marin vers l'intérieur de la lagune. Ces dépôts sableux montrent pour la plupart des bases érosives, illustrant un dépôt se produisant durant un événement de haute énergie. Leur nombre et épaisseur décroît en s'éloignant de la barrière sableuse, indiquant également que la source de ces dépôts est marine. Toutes ces observations nous ont conduit à interpréter ces niveaux de sables coquillers comme des dépôts de haute énergie résultant d'overwash de la barrière sableuse des lagunes produits par des ouragans ou des tsunamis.

9.2.2. Identification des dépôts de tsunamis, corrélation régionale, détermination des sources et impact potentiel sur les côtes de la Nouvelle-Aquitaine

Dans la lagune de Scrub, 25 niveaux sableux, correspondant à des submersions marines de haute énergie ont été identifiés sur une période de 1600 ans (Figure 5.5). Deux de ces dépôts présentent des caractéristiques tsunamigéniques.

Le dépôt le plus récent mesure 4 cm d'épaisseur et est constitué de sable avec un fin dépôt de sédiment lagunaire à son sommet. Le sommet de ce dépôt est également recouvert de débris de végétaux terrestres et de bois. Leur présence peut être attribuée à des végétaux arrachés depuis la barrière sableuse lors de l'uprush, ou depuis l'intérieur de l'île lors du backwash. Un intraclaste est présent dans la partie sableuse du dépôt. Il correspond à un claste d'arrachement du sédiment lagunaire sous-jacent au dépôt. Ce type de claste est typique des dépôts de tsunamis (Engel et al., 2016). Lors de l'arrivée du flux de haute énergie et riche en sable, le sédiment sous-jacent est érodé et remis en suspension dans la masse

d'eau, avant d'être déposé lors de la décélération du flux (Morton et al., 2007). Les nombreuses dates ^{14}C obtenues dans les archives de cette lagune ont permis l'établissement d'un modèle d'âge, qui attribue un âge compris entre 1652 et 1810 cal. CE pour cet événement. Le seul tsunami majeur connu dans la région correspondant à cette tranche d'âge est le télé-tsunami de Lisbonne qui a eu lieu en 1755 CE, et qui a déjà été retrouvé dans au moins 18 sites à travers les Caraïbes (NGDC/WDS, 2020).

Le second dépôt attribué à un tsunami dans les sédiments de Scrub correspond à un dépôt de sable de 14 cm d'épaisseur, ce qui correspond au dépôt de sable le plus épais à l'échelle de l'archive sédimentaire de Scrub. Ce dépôt sableux massif est homogène, à l'exception de la présence de deux fines lamines argileuses de quelques millimètres. Ces lamines sont attribuées au dépôt des sédiments en suspension lors des phases de décélération du flux entre les vagues. Ces lamines sont également typiques des dépôts de tsunamis. Nous avons donc interprété ce dépôt comme produit par un tsunami de forte énergie, au regard de sa très grande épaisseur. De plus, l'observation de sa fabrique sédimentaire grâce à la tomographie X a montré une fabrique très homogène avec un alignement des grains dans le sens du courant lors du transport. Ce phénomène est typique lors du transport rapide de sédiments sableux très concentrés (par exemple, Rees, 1968, 1983 ; Hiscott and Middleton, 1980 ; Gupta et al., 1987 ; Baas et al., 2007). Le modèle d'âge de la carotte sédimentaire attribue un âge compris entre 1364 and 1469 cal. CE pour ce dépôt. Cette date est antérieure aux premières observations historiques de la région et ne permet donc pas de relier ce dépôt à un événement connu sur la base des archives historiques.

Dans la lagune d'Anguilla, sept niveaux attribués à des submersions marine de haute énergie ont été identifiés, et ont été déposés dans la lagune sur une période d'environ 3600 ans (Figure 8.2). Bien que le modèle d'âge n'ait pas encore été établi ici, la datation au ^{14}C des sédiments issus de cette lagune indique qu'un des dépôts sableux est daté entre 1466 et 1637 cal. CE. Cet intervalle d'âge est proche de celui du dépôt dans la lagune de Scrub associé au tsunami non connu historiquement. Il pourrait s'agir du même événement. De plus, les deux lagunes étant proches l'une de l'autre (10 km environ), il est raisonnable de supposer que si un tsunami majeur a affecté la lagune de Scrub, il aura également atteint la lagune d'Anguilla. De même, un des dépôts de sable situé plus haut dans le remplissage sédimentaire de la lagune d'Anguilla pourrait être attribué au tsunami de Lisbonne de 1755 CE, enregistré

dans les archives de Scrub. Cette hypothèse devra être vérifiée à partir de l'établissement d'un modèle d'âge précis et de l'identification de critères tsunamigéniques dans ces dépôts.

Dans la lagune de Guadeloupe, un seul dépôt sableux a été identifié, sur une période d'environ 5000 ans, et interprété comme issu d'une submersion marine de haute énergie (Figure 8.5). A ce stade de nos travaux, le modèle d'âge indique que ce dépôt de sable s'est déposé entre 1520 et 1750 cal. CE (430 et 200 cal. BP). Lors de cette période, un ouragan de très forte catégorie ou un tsunami pourraient produire un tel dépôt. Le tsunami de 1755 CE pourrait être le meilleur candidat pour expliquer ce dépôt, puisqu'il a été enregistré à proximité, au nord-est de la Guadeloupe. L'identification de la source du dépôt sera affinée à partir de l'identification de critères sédimentologiques et l'ajout des données de radioéléments de courte période dans le sommet de la carotte, afin d'améliorer la précision du modèle d'âge sur le haut de l'enregistrement.

A ce stade de nos travaux et à l'échelle des trois sites étudiés dans l'arc des Petites Antilles, il semblerait que 2 tsunamis aient été enregistrés dans les sédiments lagunaires sur une période d'enregistrement allant de 1600 ans pour Scrub à 5000 ans pour la Guadeloupe. Le dépôt de tsunami le plus récent est attribué au télé-tsunami de Lisbonne 1755 CE, identifié dans la lagune de Scrub, et suspecté dans les lagunes d'Anguilla et de Guadeloupe. Ce tsunami a également été identifié dans de nombreux sites de l'arc des Petites Antilles et a même atteint les côtes brésiliennes (Dourado et al., 2017).

L'autre dépôt de tsunami identifié ne correspond pas à un tsunami connu historiquement. Il présente des critères de très forte énergie. Il a été identifié dans la lagune de Scrub et est suspecté dans la lagune d'Anguilla. Dans le nord de l'arc des Petites Antilles, d'autres dépôts sédimentaires attribués à des submersions exceptionnelles lors de périodes proches ont été identifiés. A Anegada (îles Vierges britanniques), une submersion marine majeure dit Précolombienne, a été daté entre 1200 et 1480 cal. CE (Atwater et al., 2017). A Saint-Thomas (îles Vierges américaines), une submersion marine majeure a été datée entre 1200 et 1450 cal. CE (Fuentes et al., 2017), et été interprété comme probablement issue du même événement que celui responsable du dépôt d'Anegada. La datation du dépôt de tsunami de Scrub correspond à l'intervalle de temps pendant lequel se serait produit l'événement Précolombien. Nous avons donc proposé que ce dépôt, enregistré dans les archives sédimentaires de Scrub, soit produit par un tsunami précolombien inconnu qui aurait également produit les enregistrements de submersions marines identifiées à Anagada et

Saint-Thomas. Ces deux îles situées entre 150 et 200 km au nord-ouest de Scrub, sont à proximité de la fosse de Porto Rico. Cette fosse est proche de la zone du méga chevauchement de subduction de la région, qui est une source potentielle pour un séisme de forte magnitude pouvant générer un tsunami de haute énergie (Figure 2.1).

Afin de vérifier l'hypothèse selon laquelle la source de ce tsunami Précolombien pourrait être un séisme de forte magnitude généré dans la zone de subduction de l'arc des Petites Antilles, une série de simulations de propagations de tsunamis issus de nombreuses sources potentielles dans la région a été menée par Cordrie et al. (2022), en étroite collaboration avec notre groupe. Ce travail a permis de mettre en évidence toutes les sources potentielles de séismes du nord des Petites Antilles capables de générer un tsunami atteignant les quatre sites où l'événement Précolombien aurait été identifié : Scrub, Anguilla, Anegada et Saint-Thomas. Parmi les 35 modèles de failles testés, seuls certains modèles de séismes de méga chevauchement et d'avant fosse de magnitude $M_w > 8$ M génèrent un tsunami suffisamment élevé pour franchir les barrières des quatre sites et expliquer la présence des dépôts de submersion marine. Plusieurs autres modèles génèrent des vagues de tsunami significatives le long de la côte, mais elles ne sont pas assez hautes pour atteindre les emplacements des dépôts. La modélisation des tsunamis, montre qu'une hypothèse alternative pourrait être que plusieurs séismes tsunamigéniques de $M_w 7,5-8$ auraient pu produire ces dépôts, mais au moins l'un d'entre eux doit avoir été un séisme d'avant-fosse de $M_w 8,0$ ou un séisme de méga chevauchement de $M_w 8,5-9$. Les modèles de propagation de tsunamis issus d'un séisme dans l'avant fosse génèrent des hauteurs de vague de tsunami proches ou juste au-dessus des hauteurs des barrières sableuses des sites de Scrub et Anguilla. Les modèles de propagation de tsunamis issus de séismes situés dans la zone du méga chevauchement proche des îles d'Anguilla et Scrub, génèrent des hauteurs de vague de 5 à 10 m le long des côtes de ces îles. Dans ce cas, les vagues dépassent largement les barrières sableuses des sites d'Anguilla et de Scrub mais atteignent également la lagune de Scrub en traversant l'île par l'est à la faveur d'une dépression topographique située dans sa partie orientale. L'occurrence d'un séisme de méga chevauchement sur cette interface de subduction est débattue en raison de l'incertitude sur le couplage entre les deux plaques (van Rijnsingen et al., 2021), mais de récents travaux sur les micro-atolls coralliens a montré que la tendance sur les derniers siècle indique un couplage plus important que ce que les analyses instrumentales indiquent depuis le début du siècle (Philibosian et al., 2022). Ainsi, l'hypothèse

selon laquelle de puissants séismes peuvent être générés dans la zone de méga chevauchement de l'arc des Petites Antilles reste plausible, comme semble le montrer la modélisation du tsunami précolombien.

Afin d'évaluer l'impact lointain d'un tsunami issu d'un séisme de Mw 8,5-9 du méga chevauchement de l'arc des Petites Antilles, sa propagation a été modélisée dans tout le bassin Atlantique nord par Cordrie et al. (2022). Les résultats montrent que les vagues se propagent jusqu'aux côtes de l'Amérique du Nord et de l'Europe. Les hauteurs de ces vagues sont modélisées à partir de grilles de 500 m de précision et ne permettent pas une analyse précise de leur hauteur à l'arrivée des côtes. Ces hauteurs pourraient être deux à cinq fois plus importantes avec l'utilisation de grilles de résolution plus fine. Cette première analyse de la propagation de ce type d'événement montre que les amplitudes des vagues le long des côtes nord des Etats-Unis ne dépassent pas 1 m, alors qu'elles dépassent 2 m le long des côtes canadiennes (Nouvelle Ecosse). C'est au niveau des Bermudes que les hauteurs de vagues sont les plus importantes, avec des amplitudes de 5 à 10 m simulées sur leurs côtes méridionales. Les vagues de tsunami modélisées atteignent également l'Europe et la côte aquitaine française, mais avec des amplitudes plus faibles ne dépassant pas 1 m. A partir des résultats actuels, il est encore difficile de conclure sur l'impact qu'un tsunami de ce type pourrait avoir sur les côtes de la Nouvelle-Aquitaine. Néanmoins, même avec une hauteur de 1 m, une vague de tsunami arrivant sur les côtes de Nouvelle Aquitaine à marée haute de vives eaux pourrait provoquer des submersions et des dégâts importants, compte tenu des vastes zones basses le long de ces côtes (Breilh et al., 2013). De plus, les amplitudes des vagues de tsunami obtenues dans cette étude sont probablement moins importantes qu'en réalité à cause du manque de précision des grilles utilisées (Cordrie et al., 2022). Enfin, le temps de récurrence pour ce type d'événement n'est pas encore bien évalué dans la région. En conclusion, le risque qu'un tsunami de ce type puisse se propager jusqu'aux côtes de la Nouvelle-Aquitaine n'est pas à écarter, mais compte tenu de son ampleur modérée, les dégâts qu'il provoquerait sont très dépendants des variations de hauteur d'eau induites par la marée lors de l'arrivée du tsunami.

9.2.3. Nouveaux critères de distinction des dépôts de tsunamis et d'ouragans au sein de la même archive sédimentaire

La distinction entre les dépôts d'ouragans et les dépôts de tsunamis reste encore aujourd'hui un des verrous majeurs empêchant l'évaluation précise de la récurrence de ces événements dans des régions où ces deux types d'aléas existent. Un moyen d'identifier de nouveaux critères de distinction est de se baser sur des dépôts modernes ou des dépôts dont l'origine (ouragan ou tsunami) a été reconnue et de définir les caractéristiques propres à chacun des types de dépôts. Cependant, ces caractères sont souvent relatifs à la zone d'étude et les critères de distinction des dépôts de tsunamis et d'ouragans sont la plupart du temps spécifiques au site d'étude (Engel et al., 2020). Ainsi, il serait nécessaire de définir de nouveaux critères de distinction des enregistrements sédimentaires de tsunamis et ouragans qui auraient une portée plus universelle. Dans ce but, nous avons saisi l'opportunité de l'enregistrement sédimentaire exceptionnel dans la lagune de Scrub Island pour chercher de nouveaux critères permettant la distinction des dépôts d'ouragans et de tsunamis. La lagune de Scrub Island offre l'avantage de présenter à la fois des dépôts d'ouragans, des dépôts de tsunamis de source proche et de source lointaine dans la même carotte sédimentaire, sur une période d'enregistrement de seulement 500 à 600 ans. Cette relativement courte période de temps entre les dépôts permet de supposer raisonnablement que peu de changements morphologiques de la barrière se soient produits avec un niveau marin relatif relativement stable. Ainsi, les conditions d'enregistrement sédimentaires de ces événements sont très probablement similaires, ce qui permet de supposer que si des différences entre ces dépôts sont observées, elles seront liées à des processus différents de submersions. Ces trois dépôts ont donc été scannés via un tomographe à rayons X qui a permis de mettre en évidence leur fabrique sédimentaire en trois dimensions. L'étude de cette fabrique sédimentaire a été réalisée à partir d'une méthode développée par Falvard et Paris (2017) et Paris et al. (2020), mais utilisée pour la première fois pour distinguer les dépôts d'ouragans des dépôts de tsunamis. Les résultats ont montré que la fabrique sédimentaire des tsunamis étudiés dans la lagune de Scrub reste très homogène et présente des tendances qui peuvent être associées à des variations de la concentration des sédiments lors du transport et/ou de l'intensité du flux hydrodynamique. Le dépôt du tsunami de source proche présente les caractéristiques d'un

flux intense et hautement concentré, tandis que la fabrique sédimentaire du tsunami de source lointaine est moins bien définie, ce qui peut être interprété comme le produit d'un événement moins intense. En revanche, la fabrique sédimentaire du dépôt d'ouragan est plus variable avec une succession de différentes inclinaisons et d'orientations des grains, qui peuvent être interprétés comme l'enregistrement de vagues successives, probablement des ondes infragravitaires comme cela a pu être montré lors des tempêtes de 2014 dans le sud-ouest de la France (Baumann et al., 2017a). Les différences observées dans les fabriques sédimentaires des dépôts liés aux tsunamis et à un ouragan sont des résultats encourageants. Ils incitent donc à poursuivre l'utilisation de la tomographie à rayons X dans la recherche de critères permettant de distinguer tsunami et ouragan dans les archives sédimentaires côtières.

9.2.4. Identification des dépôts d'ouragans, établissement de leur fréquence à long terme et liens avec les variations climatiques

L'enregistrement sédimentaire dans la lagune de Scrub a également montré la présence de 23 dépôts de submersion marine de fortes intensités attribuées à des ouragans, pendant une période de 1600 ans. La chronologie établie à l'aide de radionucléides à courte durée de vie suggère que les trois dépôts les plus récents sont associés à des ouragans historiques. Ces trois enregistrements sédimentaires récents permettent de mieux définir les conditions qui doivent être remplies pour qu'un ouragan laisse un enregistrement sédimentaire dans cette lagune : (1) la catégorie doit être supérieure ou égale à 3 sur l'échelle de Saffir-Simpson, (2) la trajectoire de l'ouragan doit passer à moins de 30 km de Scrub Island, et (3) la trajectoire de l'ouragan doit être située au sud-ouest par rapport à la lagune. La séquence sédimentaire étudiée a également permis d'explorer l'activité passée des ouragans dans la région au cours des 1600 dernières années. Six périodes d'augmentation de la fréquence des ouragans et cinq périodes sans ouragans enregistrés sont suggérées. Les variations de fréquence des ouragans sont principalement liées aux variations climatiques qui influencent les températures de surface océanique, moteur de la genèse des ouragans (Zehnder, 2022). Par ailleurs, les variations de fréquence des ouragans enregistrés dans la lagune de Scrub sont similaires aux variations enregistrées aux Bahamas et sont en opposition

de phase avec celles enregistrées dans le Massachusetts (USA), ce qui pourrait fournir la preuve d'un forçage latitudinal pour les trajectoires des ouragans à travers le temps. Wallace et al. (2019) ont montré que les périodes d'intense activité cyclonique aux Bahamas correspondent à une position plus au nord de l'ITCZ. Pour le signal de Scrub Island, certaines périodes avec de nombreux enregistrements d'ouragans correspondent à une position nord de l'ITCZ, ce qui est cohérent avec le signal des Bahamas. Cependant, d'autres périodes de forte activité cyclonique sur Scrub Island correspondent à une position plus méridionale de l'ITCZ, ce qui montre que, pour le signal de Scrub Island, la correspondance entre la position de l'ITCZ et la fréquence plus élevée des ouragans n'est pas claire. Ainsi, d'autres paramètres de forçage climatique devraient influencer les trajectoires des ouragans. Il est donc nécessaire d'étudier plus avant d'autres sites dans les Caraïbes afin de mieux comprendre les paramètres climatiques modulant la trajectoire des ouragans dans la région.

Dans la lagune d'Anguilla, si on fait l'hypothèse que deux des sept niveaux sableux attribués à des submersions marines de haute énergie correspondent à des tsunamis identifiés dans la lagune de Scrub, l'origine des cinq autres dépôts reste à définir. Parmi ces cinq dépôts, trois se corrélaient bien dans les carottes 02 et 03, suggérant des dépôts de grande extension spatiale et des événements intenses, capables de transporter des sédiments sur de grandes distances. Le dépôt situé au sommet des trois carottes est très probablement lié à un ouragan récent, puisqu'aucun tsunami n'a frappé l'île récemment, mais plusieurs ouragans de haute catégorie sont passés proche de l'île (par exemple, Irma 2017, Luis 1995, Donna 1960). Que les quatre autres dépôts soient issus d'ouragans ou non, un très faible nombre de dépôts issus de submersions marines ont été enregistrés sur une période longue de 3600 ans dans la lagune d'Anguilla. Ce résultat suggère que la lagune de Long Pond n'enregistre que les submersions marines les plus intenses. La réalisation d'un modèle d'âge pour la carotte 01 permettra de vérifier si ces événements peuvent correspondre à des ouragans historiques ou préhistoriques identifiés dans les archives sédimentaires (notamment celle de Scrub).

L'étude de la lagune de Codrington à Barbuda avait comme objectif la mise en évidence d'anciennes submersions marines de haute énergie, mais surtout l'étude de l'enregistrement sédimentaire de l'ouragan Irma dans la lagune, ainsi que les modifications géomorphologiques qu'il a engendrées sur la barrière sableuse. Cet ouragan de catégorie 5 a frappé l'île de Barbuda en septembre 2017, au moment où son intensité était maximum. L'observation des images satellites et d'anciennes cartes marines a montré que la barrière sableuse de la lagune

est restée probablement continue pendant au moins les 250 dernières années, avant l'ouragan Irma. A la suite du passage l'ouragan Irma, deux larges embouchures de 0,5 et 1,2 km de large se sont développées. L'embouchure située au sud s'est fermée, mais l'embouchure au nord s'est élargie et était toujours ouverte en septembre 2021. Cette embouchure a permis le développement d'un delta de jusant au large. L'ouverture permanente d'une embouchure, 5 ans après l'ouragan Irma, à travers une barrière sableuse qui est restée continue pendant plus de 250 ans, soutient l'idée que cet ouragan était exceptionnel. Les analyses sédimentologiques, géochimiques, microfauniques et chronologiques effectuées sur six carottes de sédiments, prélevées dans la lagune Codrington sept mois après l'événement, ont montré que le remplissage sédimentaire de la lagune est composé de trois faciès principaux. Un faciès de sédiments fins (argile à silts) localisé à la base des carottes, enregistre un environnement à faible énergie développé dans de petites lagunes fermées et peu profondes qui ont été mises en place dans un contexte de niveau marin relatif plus bas ou d'approfondissement de la lagune dû à des mouvements verticaux co-sismiques. Ce faciès est entrecoupé des dépôts sableux de quelques millimètres d'épaisseur, potentiellement issues de submersions marines de haute énergie. Ensuite, un faciès sableux et silteux avec des restes de coquillages autochtones s'est déposé. Il a enregistré un environnement plus énergétique, qui correspond à la lagune moderne, plus large et plus profonde. Le faciès supérieur forme une nappe de sable récente, étendue et épaisse d'une dizaine de centimètres et est dominée par des sables fins et des foraminifères allochtones. Ce faciès est interprété comme le dépôt résultant d'une inondation marine récente à haute énergie. Ce faciès a été attribué à l'ouragan Irma qui a généré une surcote de 2,4 m, suffisamment élevée pour submerger la barrière sableuse dont l'altitude n'est que de 1 à 3 m. Ce dépôt épais est unique à l'échelle des séquences sédimentaires étudiées, longues de plus de 3700 ans, et souligne le caractère exceptionnel d'Irma à l'échelle des derniers millénaires.

9.3.Perspectives

Ce travail ouvre de nombreuses perspectives pour la recherche des enregistrements sédimentaires de tsunamis et ouragans dans les lagons et lagunes côtières.

Tout d'abord, l'extension géographique d'un dépôt de submersion marine de même âge privilégie l'hypothèse d'un dépôt de tsunami, dont la surface de propagation peut atteindre plusieurs milliers de km², plutôt que celle d'un ouragan, dont l'impact est en général plus localisé. Ainsi, il est primordial de multiplier les sites d'études dans la zone Caraïbe pour réaliser des corrélations entre enregistrements sédimentaires et distinguer ceux qui enregistrent des événements locaux de ceux qui enregistrent des submersions régionales.

Il est ensuite nécessaire d'étendre dans le temps les enregistrements sédimentaires pour accéder au temps de retour des événements les plus rares et peut-être identifier des événements nouveaux. A cette fin, la mission CARESSE réalisée en 2021 a déjà permis l'échantillonnage de nombreuses autres carottes plus longues que celles étudiées ici. L'étude de ces carottes sera donc un complément essentiel à ce travail. Une autre mission est prévue en 2023 dans les lagunes du sud de l'arc Caraïbe. Dans la recherche d'autres sites d'étude, il semble nécessaire de ne pas se contenter d'un type d'archive afin de multiplier les chances de résultats. Durant la mission CARESSE des systèmes d'avant côte relativement peu profonds (baies) ont également été échantillonnés permettant ainsi, la recherche dans ces zones d'autres sites complémentaires à ce travail, afin de vérifier la présence de dépôts de backwashes en mer (Riou et al., 2020).

Durant cette étude, de nombreuses carottes sédimentaires issues de 14 lagunes différentes ont pu être observées. La présence ou non d'enregistrements sédimentaires de submersions marines de haute énergie dans ces sites nous permet de proposer quelques critères pour la sélection de lagunes côtières adaptées à ce type d'étude. Suivant l'exemple de la lagune de Scrub (SCR1), qui a montré à la fois de nombreux dépôts issus de tsunamis et ouragans mais également un modèle d'âge robuste, nous préconisons différents critères de sélection pour de futurs sites d'études. Tout d'abord, la lagune côtière doit être entièrement isolée, avec aucune connexion à l'océan ou à un cours d'eau, afin de minimiser les apports dans la lagune en dehors des submersions marines, qui pourraient remanier ou éroder les dépôts. La barrière sableuse doit être continue et suffisamment élevée pour ne permettre l'apport de sédiments marins que lors de submersions marines de haute énergie. Il convient également de choisir une lagune relativement petite et peu profonde pour éviter l'agitation due aux vagues qui complexifie l'interprétation des données, comme pour la grande lagune de Barbuda. Le choix d'une lagune à forte salinité limite la bioturbation dans les dépôts, grâce au faible nombre d'espèces capable de survivre dans de tels environnements. Dans l'idéal la

salinité doit être élevé, mais relativement constante pour que la lagune ne soit pas complètement émergée en saison sèche, ce qui peut causer l'érosion des dépôts. La localisation de la lagune est importante : un site trop exposé aux vents et vagues (donc à l'est des îles pour l'arc Antillais) a tendance à enregistrer beaucoup de sable, ce qui empêche la détection de dépôts de submersions marines, également sableux. Les environnements protégés à l'ouest des îles semblent plus appropriés pour éviter ce problème. Enfin, le choix d'une lagune si possible éloignée des zones anthropisées minimise le risque de remaniements dû à la présence humaine.

L'étude des foraminifères benthiques s'est montrée très utile pour l'identification des dépôts de submersions marines dans les enregistrements sédimentaires des lagunes côtières. Ce type de proxy est également très prometteur pour distinguer les dépôts d'ouragans de ceux de tsunamis, ces derniers pouvant apporter des espèces d'eaux plus profondes dans les lagunes (Pilarczyk et al., 2014). Pour développer cette approche, il est nécessaire de bien connaître la bathymétrie de la zone de vie de chaque espèce. Dans l'arc des Petites Antilles, il semblerait que la connaissance des aires de distributions des foraminifères benthiques reste très générale et les différences liées aux sites d'études ne sont pas bien connues. Il serait donc nécessaire d'établir des aires de distribution plus précises des espèces de foraminifères benthiques autour des îles de l'arc antillais.

La généralisation de l'utilisation de la tomographie à rayons X pour visualiser la fabrique sédimentaire des dépôts est également à développer. Cet outil pourrait potentiellement permettre la détection de dépôts d'ouragans ou de tsunamis dans de nombreux enregistrements sédimentaires. La multiplication des observations de la fabrique sédimentaire devrait permettre de généraliser les critères d'identification des dépôts de tsunamis et ouragans et permettre de renforcer les modèles de faciès que nous avons proposé. En ce qui concerne cette étude, certaines carottes proches du cordon sableux de lagunes (par exemple ANGU1-18-04, de la lagune de Long Pond, Anguilla) ont un potentiel intéressant pour mettre en évidence la fabrique sédimentaire de dépôts de washovers.

Enfin, la mise en parallèle d'un travail de sédimentologie et d'un travail de modélisation physique dans l'identification de tsunamis non connus historiquement s'est révélé très fructueuse. Ainsi, l'identification du tsunami Précolombien grâce aux études sédimentologiques a été renforcée par l'analyse de résultats de modélisation de tsunamis par Cordrie et al (2022). La pertinence de ce type de collaboration qui permet de mieux

comprendre les mécanismes physiques conduisant aux dépôts observés en sédimentologie a également été montrée sur des études de dépôts de tempête (Baumann et al., 2017b). Le résultat est la consolidation des connaissances d'anciens tsunamis, ce qui permet de mieux contraindre les périodes de retours des événements les plus impactants.

Bibliographie

- Abu-Zied, R.H., Bantan, R.A., 2013. Hypersaline benthic foraminifera from the Shuaiba Lagoon, eastern Red Sea, Saudi Arabia: Their environmental controls and usefulness in sea-level reconstruction. *Marine Micropaleontology* 103, 51–67. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2013.07.005>
- Adey, W.H., Burke, R., 1976. Holocene bioherms (algal ridges and bank-barrier reefs) of the eastern Caribbean. *GSA Bulletin* 87, 95–109. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<95:HBARAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<95:HBARAB>2.0.CO;2)
- Adger, W.N., Hughes, T.P., Folke, C., Carpenter, S.R., Rockström, J., 2005. Social-Ecological Resilience to Coastal Disasters. *Science* 309, 1036–1039. <https://doi.org/10.1126/science.1112122>
- Affleck, B., 1755. An account of the agitation of the sea at Antigua, Nov. 1, 1755. By Capt. Affleck of the Advice man of War. Communicated by Charles Gray, E/q; F.R.S in a Letter to William Watson, F.R.S.
- Andrews, P.B., 1970. Facies and Genesis of a Hurricane Washover Fan, St. Joseph Island, Central Texas Coast. (Bureau of Economic Geology, No. Report of Investigation No. 67). University of Texas at Austin.
- Atwater, B.F., 1987. Evidence for Great Holocene Earthquakes Along the Outer Coast of Washington State. *Science* 236, 942–944. <https://doi.org/10.1126/science.236.4804.942>
- Atwater, B.F., ten Brink, U.S., Buckley, M., Halley, R.S., Jaffe, B.E., López-Venegas, A.M., Reinhardt, E.G., Tuttle, M.P., Watt, S., Wei, Y., 2012. Geomorphic and stratigraphic evidence for an unusual tsunami or storm a few centuries ago at Anegada, British Virgin Islands. *Natural Hazards* 63, 51–84. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9622-6>
- Atwater, B.F., Fuentes, Z., Halley, R.B., Ten Brink, U.S., Tuttle, M.P., 2014. Effects of 2010 Hurricane Earl amidst geologic evidence for greater overwash at Anegada, British Virgin Islands. *Advances in Geosciences* 38, 21–30. <https://doi.org/10.5194/adgeo-38-21-2014>
- Atwater, B.F., ten Brink, U.S., Cescon, A.L., Feuillet, N., Fuentes, Z., Halley, R.B., Nuñez, C., Reinhardt, E.G., Roger, J.H., Sawai, Y., Spiske, M., Tuttle, M.P., Wei, Y., Weil-Accardo, J., 2017. Extreme waves in the British Virgin Islands during the last centuries before 1500 CE. *Geosphere* 13, 301–368. <https://doi.org/10.1130/GES01356.1>
- Audoin, M., 2012. Cyclones des Antilles. SCITEP.
- Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M., Jones, R., 2007. Directional petrological characterisation of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: Methodologies, theory, application and suggestions for integration. *Earth-Science Reviews* 82, 101–142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.02.003>
- Bacopoulos, P., 2019. Extreme low and high waters due to a large and powerful tropical cyclone: Hurricane Irma (2017). *Nat Hazards* 98, 939–968. <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3327-7>
- Bagnold, 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. Lond. A* 225, 49–63. <https://doi.org/10.1098/rspa.1954.0186>

- Bahlburg, H., Weiss, R., 2007. Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96, 1195–1209. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0148-9>
- Bain, A., Faucher, A.-M., Kennedy, L.M., LeBlanc, A.R., Burn, M.J., Boger, R., Perdikaris, S., 2018. Landscape Transformation During Ceramic Age and Colonial Occupations of Barbuda, West Indies. *Environmental Archaeology* 23, 36–46. <https://doi.org/10.1080/14614103.2017.1345115>
- Bajard, M., Sabatier, P., David, F., Develle, A.-L., Reyss, J.-L., Fanget, B., Malet, E., Arnaud, D., Augustin, L., Crouzet, C., Poulenard, J., Arnaud, F., 2016. Erosion record in Lake La Thuile sediments (Prealps, France): Evidence of montane landscape dynamics throughout the Holocene. *The Holocene* 26, 350–364. <https://doi.org/10.1177/0959683615609750>
- Baldini, L.M., Baldini, J.U.L., McElwaine, J.N., Frappier, A.B., Asmerom, Y., Liu, K., Pruger, K.M., Ridley, H.E., Polyak, V., Kennett, D.J., Macpherson, C.G., Aquino, V.V., Awe, J., Breitenbach, S.F.M., 2016. Persistent northward North Atlantic tropical cyclone track migration over the past five centuries. *Scientific Reports* 6. <https://doi.org/10.1038/srep37522>
- Baranes, H.E., Woodruff, J.D., Wallace, D.J., Kanamaru, K., Cook, T.L., 2016. Sedimentological records of the C.E. 1707 Hōei Nankai Trough tsunami in the Bungo Channel, southwestern Japan. *Nat Hazards* 84, 1185–1205. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2498-3>
- Baumann, J., 2017. Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétrolittoral : application à la Charente Maritime (phdthesis). Université de La Rochelle.
- Baumann, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Schneider, J.-L., Guillot, B., Schmutz, M., 2017a. Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology* 391, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.013>
- Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Bonnin, J., Schmidt, S., 2017b. Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158–170. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.009>
- Benn, D.I., 1994. Fabric Shape and the Interpretation of Sedimentary Fabric Data. *SEPM JSR Vol. 64A*. <https://doi.org/10.1306/D4267F05-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Berg, R., 2018. National Hurricane Center tropical cyclone report: Hurricane Jose. NOAA/NWS Rep. AL112017.
- Bernard, P., Lambert, J., 1988. Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles: Revision of the historical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 1965–1983.
- Bernard, E. n, Mofjeld, H. o, Titov, V., Synolakis, C. e, González, F. i, 2006. Tsunami: scientific frontiers, mitigation, forecasting and policy implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364, 1989–2007. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1809>
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Bidlot, J.-R., 2015. The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 96, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.005>
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W.C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink,

- G., Sous, D., Stutzmann, É., Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews* 177, 774–799. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>
- Bertran, P., Bonnissent, D., Imbert, D., Lozouet, P., Serrand, N., Stouvenot, C., 2004. Paléoclimat des Petites Antilles depuis 4000 ans BP : l'enregistrement de la lagune de Grand-Case à Saint-Martin. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1501–1510. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.09.009>
- Bhatia, K.T., Vecchi, G.A., Knutson, T.R., Murakami, H., Kossin, J., Dixon, K.W., Whitlock, C.E., 2019. Recent increases in tropical cyclone intensification rates. *Nat Commun* 10, 635. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08471-z>
- Biguenet, M., Sabatier, P., Chaumillon, E., Chagué, C., Arnaud, F., Jorissen, F., Coulombier, T., Geba, E., Cordrie, L., Vacher, P., Develle, A.L., Chalmin, E., Soufi, F., Feuillet, N., 2021. A 1600 year-long sedimentary record of tsunamis and hurricanes in the Lesser Antilles (Scrub Island, Anguilla). *Sedimentary Geology* 412, 105806. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105806>
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Blake, E.S., Landsea, C.W., Rappaport, E.N., 2007. The deadliest, costliest, and most intense United States Tropical Cyclones from 1851 to 2006 (and other frequently requested hurricane facts). (NOAA Technical Memorandum NWS TPC-5), National Weather Service and National Hurricane Center. Miami, Florida.
- Boger, R., Low, R., Nelson, P., 2020. Identifying hurricane impacts on Barbuda using citizen science ground observations, drone photography and satellite imagery. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* XLII-3/W11, 23–28. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-3-W11-23-2020>
- Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L., Kauffman, E.G., 1988. A Tsunami Deposit at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Texas. *Science* 241, 567–570. <https://doi.org/10.1126/science.241.4865.567>
- Bourgeois, J., 2009. Geologic effects and records of tsunamis ., in: Robinson, A.R. and Bernard, E.N., Eds., *The Sea, Volume 15: Tsunamis*, Harvard University Press. Department of Earth & Space Sciences University of Washington, p. p 53-91.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1988. Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles. *Géologie de la France* 2–3.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology, Research Conference on Quaternary Coastal Evolution* 80, 139–150. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)
- Brasier, M.D., 1975a. Ecology of Recent sediment-dwelling and phytal foraminifera from the lagoons of Barbuda, West Indies. *Journal of Foraminiferal Research* 5, 42–61. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.5.1.42>
- Brasier, M.D., 1975b. The ecology and distribution of Recent foraminifera from the reefs and shoals around Barbuda, West Indies. *Journal of Foraminiferal Research* 5, 193–210. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.5.3.193>
- Brasier, Donahue, 1985. Barbuda-anemerging reef and lagoon complex on the edge of the Lesser Antilles island arc 17.
- Breilh, J.F., Chaumillon, E., Bertin, X., Gravelle, M., 2013. Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (western

- France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 1595–1612. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1595-2013>
- Breilh, J.F., 2014. Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : Les enseignements de la tempête Xynthia. La Rochelle Université.
- Brill, D., Klasen, N., Jankaew, K., Brückner, H., Kelletat, D., Scheffers, A., Scheffers, S., 2012. Local inundation distances and regional tsunami recurrence in the Indian Ocean inferred from luminescence dating of sandy deposits in Thailand. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 2177–2192. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-2177-2012>
- Bruce, A., 2000. Anguilla. *Geology Today* 16, 112–114. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2451.2000.00007.x>
- Bruel, R., Sabatier, P., 2020. serac: an R package for ShortlivEd RADionuclide chronology of recent sediment cores. *Journal of Environmental Radioactivity* 225, 106449. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106449>
- Bruun, P., Mehta, A.J., Johnsson, I.G., 1978. Stability of Tidal Inlets. *Theory and Engineering*. Elsevier Scientific 506.
- Burn, M.J., Holmes, J., Kennedy, L.M., Bain, A., Marshall, J.D., Perdikaris, S., 2016. A sediment-based reconstruction of Caribbean effective precipitation during the ‘Little Ice Age’ from Freshwater Pond, Barbuda. *The Holocene* 26, 1237–1247. <https://doi.org/10.1177/0959683616638418>
- Burney, D.A., Burney, L.P., MacPhee, R.D.E., 1994. Holocene Charcoal Stratigraphy from Laguna Tortuguero, Puerto Rico, and the Timing of Human Arrival on the Island. *Journal of Archaeological Science* 21, 273–281. <https://doi.org/10.1006/jasc.1994.1027>
- Calais, É., Smithe, S., Mercier de Lépinay, B., Prépetit, C., 2016. Plate boundary segmentation in the northeastern Caribbean from geodetic measurements and Neogene geological observations. *Comptes Rendus Geoscience, From past to current tectonics* 348, 42–51. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.007>
- Cangialosi, J.P., Latto, A.S., Berg, R., 2018. National Hurricane Center tropical cyclone report: Hurricane Irma. NOAA/NWS Rep. AL112017, 111 pp.
- Chagué-Goff, C., Fyfe, W.S., 1996. Geochemical and petrographical characteristics of a domed bog, Nova Scotia: a modern analogue for temperate coal deposits. *Organic Geochemistry, The Society for Organic Petrology* 24, 141–158. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(96\)00014-9](https://doi.org/10.1016/0146-6380(96)00014-9)
- Chagué-Goff, C., 2010. Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy? *Marine Geology* 271, 67–71. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.010>
- Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D., Strotz, L., 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events — Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews, The 2009 South Pacific tsunami* 107, 107–122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.007>
- Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J., Nishimura, Y., 2012a. Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.021>
- Chagué-Goff, C., Niedzielski, P., Wong, H.K.Y., Szczuciński, W., Sugawara, D., Goff, J., 2012b. Environmental impact assessment of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 175–187. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.06.002>

- Chagué-Goff, C., Wong, H.K.Y., Sugawara, D., Goff, J., Nishimura, Y., Beer, J., Szczuciński, W., Goto, K., 2014. Impact of Tsunami Inundation on Soil Salinisation: Up to One Year After the 2011 Tohoku-Oki Tsunami, in: Kontar, Y.A., Santiago-Fandiño, V., Takahashi, T. (Eds.), *Tsunami Events and Lessons Learned: Environmental and Societal Significance, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 193–214. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7269-4_10
- Chagué-Goff, C., Szczuciński, W., Shinozaki, T., 2017. Applications of geochemistry in tsunami research: A review. *Earth-Science Reviews* 165, 203–244. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.003>
- Chagué, C., Sugawara, D., Goto, K., Goff, J., Dudley, W., Gadd, P., 2018. Geological evidence and sediment transport modelling for the 1946 and 1960 tsunamis in Shinmachi, Hilo, Hawaii. *Sedimentary Geology* 364, 319–333. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.010>
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., Woppelmann, G., 2008. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology* 251, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.014>
- Chaumillon, E., Florian, O., Xavier, B., Nathalie, L., Florian, G., 2014. Control of wave climate and meander dynamics on spit breaching and inlet migration. *Journal of Coastal Research* 70, 109–114. <https://doi.org/10.2112/SI70-019.1>
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151–184. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.005>
- Chenoweth, M., Divine, D., 2008. A document-based 318-year record of tropical cyclones in the Lesser Antilles, 1690-2007: Record of Tropical Cyclones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GC002066>
- Chester, D.K., 2001. The 1755 Lisbon earthquake. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 25, 363–383. <https://doi.org/10.1177/030913330102500304>
- Choi, B.H., Pelinovsky, E., Kim, K.O., Lee, J.S., 2003. Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 321–332. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-321-2003>
- Christman, R.A., 1953. Geology of St. Bartholomew, St. Martin, and Anguilla, Lesser Antilles. *Bulletin of the geological society of America* 64, 37.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., Unnikrishnan, A.S., 2013. *Sea level change (Technical Report)*. P.M.Cambridge University Press.
- Cnudde, V., Boone, M.N., 2013. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews* 123, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.003>
- Cordrie, L., Escartin, J., Gailler, A., Feuillet, N., Heinrich, P., 2019. Simulation of the 2004 tsunami of Les Saintes in Guadeloupe (Lesser Antilles), in: *OCEANS 2019 - Marseille*. Presented at the OCEANS 2019 - Marseille, IEEE, Marseille, France, pp. 1–9. <https://doi.org/10.1109/OCEANSE.2019.8867447>

- Cordrie, L., Feuillet, N., Gailler, A., Biguenet, M., Chaumillon, E., Sabatier, P., 2022. A Megathrust earthquake as source of a Pre-Columbian tsunami in Lesser Antilles: Insight from sediment deposits and tsunami modeling. *Earth-Science Reviews* 228, 104018. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104018>
- Cornée, J.-J., Münch, P., Philippon, M., BouDagher-Fadel, M., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Lebrun, J.-F., Gay, A., Meyer, S., Montheil, L., Lallemand, S., Marcaillou, B., Laurencin, M., Legendre, L., Garrocq, C., Boucard, M., Beslier, M.-O., Laigle, M., Schenini, L., Fabre, P.-H., Antoine, P.-O., Marivaux, L., 2021. Lost islands in the northern Lesser Antilles: possible milestones in the Cenozoic dispersal of terrestrial organisms between South-America and the Greater Antilles. *Earth-Science Reviews* 217, 103617. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103617>
- Costa, P.J.M., Dawson, S., Ramalho, R.S., Engel, M., Dourado, F., Bosnic, I., Andrade, C., 2021. A review on onshore tsunami deposits along the Atlantic coasts. *Earth-Science Reviews* 212, 103441. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103441>
- Coude-Gaussen, G., 1991. Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. *Sciences Géologiques. Bulletin*, tome 44, n°3-4, 1991. Les massifs anciens de France - II, sous la direction de Alain Piqué. 44.
- Crawford, D.A., Mader, C.L., 1998. Modeling asteroid impact and tsunami. *The International Journal of The Tsunami Society* 16, p 21.
- Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (Eds.), 2015. Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences, *Developments in paleoenvironmental research*. Springer, Dordrecht.
- Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I., 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology* 337, 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.002>
- Dall’Osso, F., Dominey-Howes, D., 2010. Public assessment of the usefulness of “draft” tsunami evacuation maps from Sydney, Australia – implications for the establishment of formal evacuation plans. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1739–1750. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1739-2010>
- Das, P.K., 1972. Prediction Model for Storm Surges in the Bay of Bengal. *Nature* 239, 211–213. <https://doi.org/10.1038/239211a0>
- Dawson, A.G., Long, D., Smith, D.E., 1988. The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* 82, 271–276. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90146-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90146-6)
- Dawson, A.G., Lockett, P., Shi, S., 2004. Tsunami hazards in Europe. *Environment International* 30, 577–585. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2003.10.005>
- Dawson, A.G., Stewart, I., 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200, 166–183. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>
- Degeai, J.-P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., Bony, G., 2015. Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 129, 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.009>
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion. *Geophysical Research Letters* 27, 437–440. <https://doi.org/10.1029/1999GL005436>

- Denommee, K.C., Bentley, S.J., Droxler, A.W., 2015. Climatic controls on hurricane patterns: a 1200-y near-annual record from Lighthouse Reef, Belize. *Scientific Reports* 4. <https://doi.org/10.1038/srep03876>
- Desarthe, J., 2015. Ouragans et submersions dans les Antilles françaises (xviiie - xxe siècle). *Études caribéennes*. <https://doi.org/10.4000/etudescaribeennes.7176>
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U., 2016. Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past* 12, 1389–1400. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1389-2016>
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 289–297. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.009>
- Dietrich, J.C., Bunya, S., Westerink, J.J., Ebersole, B.A., Smith, J.M., Atkinson, J.H., Jensen, R., Resio, D.T., Luettich, R.A., Dawson, C., Cardone, V.J., Cox, A.T., Powell, M.D., Westerink, H.J., Roberts, H.J., 2010. A High-Resolution Coupled Riverine Flow, Tide, Wind, Wind Wave, and Storm Surge Model for Southern Louisiana and Mississippi. Part II: Synoptic Description and Analysis of Hurricanes Katrina and Rita. *Monthly Weather Review* 138, 378–404. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2907.1>
- Donnelly, J.P., Smith Bryant, S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K., Webb III, T., 2001. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *Geological Society of America Bulletin* 113, 714–727. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0714:YSROIH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0714:YSROIH>2.0.CO;2)
- Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., Webb, T., 2004. A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology* 210, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.005>
- Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., 2007. Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature* 447, 465–468. <https://doi.org/10.1038/nature05834>
- Donnelly, J.P., Hawkes, A.D., Lane, P., MacDonald, D., Shuman, B.N., Toomey, M.R., van Hengstum, P.J., Woodruff, J.D., 2015. Climate forcing of unprecedented intense-hurricane activity in the last 2000 years: DONNELLY ET AL. *Earth's Future* 3, 49–65. <https://doi.org/10.1002/2014EF000274>
- Doodson, A.T., 1924. Meteorological Perturbations of Sea-Level and Tides. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 1, 124–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1924.tb05363.x>
- Dorel, J., 1981. Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67, 679–695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb06947.x>
- Dourado, F., Costa, P., Omira, R., Baptista, M.A., Cezario, A.P., Beltrão, B., Elldorf, B., Dias, G., 2017. Transatlantic tsunami records in Brazil. Presented at the Proceeding of the 5th International Tsunami Field Symposium, Proceeding of the 5th International Tsunami Field Symposium, Lisbon, Portugal. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.31118.25924>.
- Dunn, G.E., 1961. The Hurricane season of 1960. *Monthly Weather Review*.
- Elbaz-Poulichet, F., Sabatier, P., Dezileau, L., Freydier, R., 2014. Sedimentary record of V, U, Mo and Mn in the Pierre-Blanche lagoon (Southern France) – Evidence for a major

- anoxia event during the Roman period. *The Holocene* 24, 1384–1392. <https://doi.org/10.1177/0959683614540957>
- Engel, M., Brückner, H., Wennrich, V., Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., Schäbitz, F., Daut, G., Willershäuser, T., May, S.M., 2010. Coastal stratigraphies of eastern Bonaire (Netherlands Antilles): New insights into the palaeo-tsunami history of the southern Caribbean. *Sedimentary Geology* 231, 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.08.002>
- Engel, M., Brückner, H., Fürstenberg, S., Frenzel, P., Konopczak, A.M., Scheffers, A., Kelletat, D., May, S.M., Schäbitz, F., Daut, G., 2013. A prehistoric tsunami induced long-lasting ecosystem changes on a semi-arid tropical island—the case of Boka Bartol (Bonaire, Leeward Antilles). *Naturwissenschaften* 100, 51–67. <https://doi.org/10.1007/s00114-012-0993-2>
- Engel, M., Oetjen, J., May, S.M., Brückner, H., 2016. Tsunami deposits of the Caribbean – Towards an improved coastal hazard assessment. *Earth-Science Reviews* 163, 260–296. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.010>
- Engel, M., May, S., Pilarczyk, J., Brill, D., Garrett, E., 2020. Geological records of tsunamis and other extreme waves: concepts, applications and a short history of research. pp. 3–20. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00001-8>
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342.
- Falvard, S., Paris, R., 2017. X-ray tomography of tsunami deposits: Towards a new depositional model of tsunami deposits. *Sedimentology* 64, 453–477. <https://doi.org/10.1111/sed.12310>
- Feuillet, Nathalie, Beauducel, F., Tapponnier, P., 2011a. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *Journal of Geophysical Research* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008443>
- Feuillet, N., Beauducel, F., Jacques, E., Tapponnier, P., Delouis, B., Bazin, S., Vallée, M., King, G.C.P., 2011b. The Mw = 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe): Tectonic setting, slip model and static stress changes. *Journal of Geophysical Research* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008310>
- Flisch, A., Becker, A., 2003. Industrial X-ray computed tomography studies of lake sediment drill cores. *Geological Society, London, Special Publications* 215, 205–212. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.215.01.19>
- Fuentes, Z., Tuttle, M.P., Schmidt, W.E., 2017. Sand Scripts of Past Tsunamis in Coastal Ponds of St. Thomas, U.S. Virgin Islands. *Seismological Research Letters* 88, 1516–1526. <https://doi.org/10.1785/0220170038>
- Fullarton, A. & Co., 1872. *The West Indies*. By G.H. Swanston, Edinr. (with) *The Most Important Of The Lesser British Islands On An Enlarged Scale*. LXI. Engraved. by G.H. Swanston Edinburgh. A. Fullarton & Co. Edinburgh, London & Dublin. [Accessed in October 2021 from David Rumsey Map Collection (<http://www.davidrumsey.com/maps3022.html>)]
- Garmon, W.T., Allen, C.D., Groom, K.M., 2017. Geologic and Tectonic Background of the Lesser Antilles, in: Allen, C.D. (Ed.), *Landscapes and Landforms of the Lesser Antilles*. Springer International Publishing, Cham, pp. 7–15. https://doi.org/10.1007/978-3-319-55787-8_2
- Garnier, E., Desarthe, J., Moncoulon, D., 2015. The historic reality of the cyclonic variability in French Antilles, 1635–2007. *Climate of the Past Discussions* 11, 1519–1550. <https://doi.org/10.5194/cpd-11-1519-2015>

- Garrett, E., Fujiwara, O., Garrett, P., Heyvaert, V.M.A., Shishikura, M., Yokoyama, Y., Hubert-Ferrari, A., Brückner, H., Nakamura, A., De Batist, M., 2016. A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan. *Earth-Science Reviews* 159, 337–357. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.011>
- Gault, D.E., Sonett, C.P., 1982. Laboratory simulation of pelagic asteroidal impact: Atmospheric injection, benthic topography, and the surface wave radiation field. <https://doi.org/10.1130/SPE190-p69>
- Gerritsen, H., 2005. What happened in 1953? The Big Flood in the Netherlands in retrospect. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 363, 1271–1291. <https://doi.org/10.1098/rsta.2005.1568>
- Gischler, E., Hauser, I., Heinrich, K., Scheitel, U., 2003. Characterization of Depositional Environments in Isolated Carbonate Platforms Based on Benthic Foraminifera, Belize, Central America. *PALAIOS* 18, 236–255. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2003\)018<0236:CODEII>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2003)018<0236:CODEII>2.0.CO;2)
- Glumac, B., Curran, H.A., 2016. Documentation of Extensive Root Systems of *Thalassia* Seagrass Along the Banks of Pigeon Creek, San Salvador Island, Bahamas. Presented at the PROCEEDINGS OF THE 16th SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF THE BAHAMAS AND OTHER CARBONATE REGIONS, Gerace Research Centre San Salvador, Bahamas, p. 11.
- Goff, J.R., Rouse, H.L., Jones, S.L., Hayward, B.W., Cochran, U., McLea, W., Dickinson, W.W., Morley, M.S., 2000. Evidence for an earthquake and tsunami about 3100–3400 yr ago, and other catastrophic saltwater inundations recorded in a coastal lagoon, New Zealand. *Marine Geology* 170, 231–249. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00076-1)
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X)
- Goff, J., McFadgen, B.G., Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235–250. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9)
- Goldberg, E.G., 1963. Geochronology with 210Pb. Radioactive Dating, International Atomic Energy Agency, Vienna, 121–131.
- Gore, S., Wynne, S.P., Myers, A., 2019. Chapter 23 - UK Overseas Territories in the Northeast Caribbean: Anguilla, British Virgin Islands, Montserrat, in: Sheppard, C. (Ed.), *World Seas: An Environmental Evaluation (Second Edition)*. Academic Press, pp. 549–565. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805068-2.00027-9>
- Goslin, J., Clemmensen, L.B., 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews* 174, 80–119. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.026>
- Goto, K., Tada, R., Tajika, E., Iturralde-Vinent, M.A., Matsui, T., Yamamoto, S., Nakano, Y., Oji, T., Kiyokawa, S., García Delgado, D.E., Díaz Otero, C., Rojas Consuegra, R., 2008. Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northwestern Cuba. *Cretaceous Research* 29, 217–236. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2007.04.004>
- Goto, K., Miyagi, K., Imamura, F., 2013. Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders on the Ryukyu Islands, Japan. *Geology* 41, 1139–1142. <https://doi.org/10.1130/G34823.1>

- Goto, K., Fujino, S., Nishimura, D.S. and Y., 2014. The current situation of tsunami geology under new policies for disaster countermeasures in Japan. *Episodes Journal of International Geoscience* 37, 258–264. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2014/v37i4/005>
- Gregory, B.R.B., Peros, M., Reinhardt, E.G., Donnelly, J.P., 2015. Middle–late Holocene Caribbean aridity inferred from foraminifera and elemental data in sediment cores from two Cuban lagoons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426, 229–241. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.029>
- Griffis, F.H. (Bud), 2007. Engineering failures exposed by Hurricane Katrina. *Technology in Society, Perspectives on Hurricane Katrina* 29, 189–195. <https://doi.org/10.1016/j.techsoc.2007.01.015>
- Grindlay, N.R., Hearne, M., Mann, P., 2005. High risk of tsunami in the northern Caribbean. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 86, 121–126. <https://doi.org/10.1029/2005EO120001>
- Gupta, G.D., Parkash, B., Garde, R.J., 1987. AN EXPERIMENTAL STUDY OF FABRIC DEVELOPMENT IN PLANE-BED PHASES. *Sedimentary Geology* 101–122.
- Hallock, P., Glenn, E.C., 1986. Larger Foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies. *PALAIOS* 1, 55. <https://doi.org/10.2307/3514459>
- Harbitz, C.B., Glimsdal, S., Bazin, S., Zamora, N., Løvholt, F., Bungum, H., Smebye, H., Gauer, P., Kjekstad, O., 2012. Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios. *Continental Shelf Research* 38, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.02.006>
- Harvey, N., 2021. Geomorphological impact of Hurricane Irma on Marco Island, Southwest Florida. *Natural Hazards* 17.
- Haug, G.H., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Hayne, M., Chappell, J., 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacoa Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 207–219. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00217-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00217-0)
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110.
- Hiscott, R.N., Middleton, G.V., 1980. Fabric of Coarse Deep-water Sandstones Tourelle Formation, Quebec, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 703–722.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Jones, G.A., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M.W., Dorsey, K.T., 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature* 352, 790–793. <https://doi.org/10.1038/352790a0>
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-González, R., Can, E.I.-C., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T.P., 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63, 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>
- Hoggarth, D., 2001. Management Plan for the Marine Parks of Anguilla. Prepared for: Organisation of Eastern Caribbean States Natural Resources Management Unit St Lucia. Department for International Development 65.
- Holland, G., Bruyère, C.L., 2014. Recent intense hurricane response to global climate change. *Clim Dyn* 42, 617–627. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1713-0>

- Hough, S.E., 2013. Missing great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1098–1108. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50083>
- Hudock, J.W., Flaig, P.P., Wood, L.J., 2014. Washover Fans: A Modern Geomorphologic Analysis and Proposed Classification Scheme To Improve Reservoir Models. *Journal of Sedimentary Research* 84, 854–865. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.64>
- Hutchinson, I., Clague, J.J., Mathewes, R.W., 1997. Reconstructing the Tsunami Record on an Emerging Coast: A Case Study of Kanim Lake, Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Journal of Coastal Research* 13, 545–553.
- Jackson, L.P., 2013. Caribbean sea level change : observational analysis from millennial to decadal timescales (Ph.D.). University of Leeds.
- Jackson, K.L., Eberli, G.P., Amelung, F., McFadden, M.A., Moore, A.L., Rankey, E.C., Jayasena, H.A.H., 2014. Holocene Indian Ocean tsunami history in Sri Lanka. *Geology* 42, 859–862. <https://doi.org/10.1130/G35796.1>
- Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G., Rubin, D.M., Peters, R., Anima, R., Swensson, M., Olcese, D., Anticono, L.B., Gomez, J.C., Riega, P.C., 2003. Identification and Interpretation of Tsunami Deposits from the June 23, 2001 Perú Tsunami 12.
- Jaffe, B.E., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B.M., Fujino, S., Nishimura, Y., 2012. Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 90–109. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.002>
- James, P., 2003. Analysis of beach changes in Antigua and Barbuda 1996- 2001 (Assessment Report No. Volume 1). Fisheries Division, Ministry of Agriculture, Lands, Fisheries, Antigua and Barbuda, Antigua and Barbuda.
- Jankaew, K., Atwater, B.F., Sawai, Y., Choowong, M., Charoentitirat, T., Martin, M.E., Prendergast, A., 2008. Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature* 455, 1228–1231. <https://doi.org/10.1038/nature07373>
- Javaux, E.J., Scott, D.B., 2003. Illustration of Modern Benthic Foraminifera from Bermuda and Remarks on Distribution in Other Subtropical/Tropical Areas. *Palaeontologia Electronica* 6, 29.
- Jury, M., Malmgren, B.A., Winter, A., 2007. Subregional precipitation climate of the Caribbean and relationships with ENSO and NAO. *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JD007541>
- Kanaya, G., Maki, H., Suzuki, T., Sato-Okoshi, W., Kikuchi, E., 2015. Tsunami-induced Changes in a Shallow Brackish Lagoon Ecosystem (Gamo Lagoon) in Sendai Bay, Japan 12.
- Karim, M.F., Mimura, N., 2008. Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh. *Global Environmental Change, Globalisation and Environmental Governance: Is Another World Possible?* 18, 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2008.05.002>
- Kelsey, H.M., Nelson, A.R., Hemphill-Haley, E., Witter, R.C., 2005. Tsunami history of an Oregon coastal lake reveals a 4600 yr record of great earthquakes on the Cascadia subduction zone. *GSA Bulletin* 117, 1009–1032. <https://doi.org/10.1130/B25452.1>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vermassen, F., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutía, R., Schmidt, S., Garrett, E., De Batist, M., 2015. The sedimentary record of the 1960 tsunami in two coastal lakes on Isla de Chiloé, south central Chile. *Sedimentary Geology* 328, 73–86. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.08.004>

- Ketcham, R.A., 2005. Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology* 27, 1217–1228. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.02.006>
- Khalfaoui, O., Dezileau, L., Degeai, J.-P., Snoussi, M., 2020. A late Holocene record of marine high-energy events along the Atlantic coast of Morocco: new evidences from the Tahaddart estuary. *Geoenvironmental Disasters* 7, 31. <https://doi.org/10.1186/s40677-020-00169-5>
- Khan, N.S., Ashe, E., Horton, B.P., Dutton, A., Kopp, R.E., Brocard, G., Engelhart, S.E., Hill, D.F., Peltier, W.R., Vane, C.H., Scatena, F.N., 2017. Drivers of Holocene sea-level change in the Caribbean. *Quaternary Science Reviews* 155, 13–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.032>
- Kjellmark, E., 1996. Late Holocene climate change and human disturbance on Andros Island, Bahamas. *J Paleolimnol* 15, 133–145. <https://doi.org/10.1007/BF00196777>
- Knapp, K.R., Kruk, M.C., Levinson, D.H., Diamond, H.J., Neumann, C.J., 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying Tropical Cyclone Data. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, 363–376. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>
- Knapp, K.R., Velden, C.S., Wimmers, A.J., 2018. A Global Climatology of Tropical Cyclone Eyes. *Monthly Weather Review* 146, 2089–2101. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0343.1>
- Knowles, J.T., 2008. A 5000-year history of Caribbean environmental change and hurricane activity reconstructed from coastal lake sediments of the West Indies.
- Knutson, T., Camargo, S.J., Chan, J.C.L., Emanuel, K., Ho, C.-H., Kossin, J., Mohapatra, M., Satoh, M., Sugi, M., Walsh, K., Wu, L., 2019. Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part I: Detection and Attribution. *Bulletin of the American Meteorological Society* 100, 1987–2007. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0189.1>
- Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208–221. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.004>
- Kossin, J.P., Olander, T.L., Knapp, K.R., 2013. Trend Analysis with a New Global Record of Tropical Cyclone Intensity. *Journal of Climate* 26, 9960–9976. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00262.1>
- Kossin, J.P., Knapp, K.R., Olander, T.L., Velden, C.S., 2020. Global increase in major tropical cyclone exceedance probability over the past four decades. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 117, 11975–11980. <https://doi.org/10.1073/pnas.1920849117>
- Kumar, A., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Garrison, V.H., Williams, E., Andreae, M.O., 2014. A radiogenic isotope tracer study of transatlantic dust transport from Africa to the Caribbean. *Atmospheric Environment* 82, 130–143. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.10.021>
- Kumar, A., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Singh, S.P., Fomba, K.W., Prospero, J.M., Andreae, M.O., 2018. Seasonal radiogenic isotopic variability of the African dust outflow to the tropical Atlantic Ocean and across to the Caribbean. *Earth and Planetary Science Letters* 487, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.025>
- Kusumoto, S., Goto, T., Sugai, T., Omori, T., Satake, K., 2018. Geological evidence of tsunamis in the past 3800 years at a coastal lowland in the Central Fukushima Prefecture, Japan. *Marine Geology* 404, 137–146. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.07.004>

- Lambert, W.J., Aharon, P., Rodriguez, A.B., 2008. Catastrophic hurricane history revealed by organic geochemical proxies in coastal lake sediments: a case study of Lake Shelby, Alabama (USA). *Journal of Paleolimnology* 39, 117–131. <https://doi.org/10.1007/s10933-007-9101-6>
- Lander, J.F., Whiteside, L.S., Lockridge, P.A., 2002. A BRIEF HISTORY OF TSUNAMIS IN THE CARIBBEAN SEA. *Science of Tsunami Hazards* 20, 57.
- Le Friant, A., Heinrich, P., Boudon, G., 2008. Field survey and numerical simulation of the 21 November 2004 tsunami at Les Saintes (Lesser Antilles): TSUNAMI AT LE SAINTES, 21 NOVEMBER 2004. *Geophysical Research Letters* 35, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GL034051>
- Le Friant, A., Ishizuka, O., Boudon, G., Palmer, M. R., Talling, P. J., Villemant, B., Adachi, T., Aljahdali, M., Breitzkreuz, C., Brunet, M., Caron, B., Coussens, M., Deplus, C., Endo, D., Feuillet, N., Fraas, A. J., Fujinawa, A., Hart, M. B., Hatfield, R. G., Hornbach, M., Jutzeler M., K. S. Kataoka, J.-C. Komorowski, E. Lebas, S. Lafuerza, F. Maeno, M. Manga, M. Martínez-Colón, M. McCanta, S. Morgan, T. Saito, A. Slagle, S. Sparks, A. Stinton, N. Stroncik, K. S. V. Subramanyam, Y. Tamura, J. Trofimovs, B. Voight, D. Wall-Palmer, F. Wang, S. F. L. Watt, 2015. Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 420– 442, doi:10.1002/2014GC005652.
- Leatherman, S.P., Williams, A.T., 1983. Vertical sedimentation units in a barrier island washover fan. *Earth Surf. Process. Landforms* 8, 141–150. <https://doi.org/10.1002/esp.3290080205>
- Leclerc, F.E., Feuillet, N., 2019. Quaternary coral reef complexes as markers of long-term subduction-induced subsidence. *Geosphere*. <https://doi.org/10.1130/GES02069.1>
- Legland, D., Arganda-Carreras, I., Andrey, P., 2016. MorphoLibJ: integrated library and plugins for mathematical morphology with ImageJ. *Bioinformatics* btw413. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btw413>
- Levander, A., Schmitz, M., Avé Lallemand, H.G., Zelt, C.A., Sawyer, D.S., Magnani, M.B., Mann, P., Christeson, G., Wright, J.E., Pavlis, G.L., Pindell, J., 2006. Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 87, 97–100. <https://doi.org/10.1029/2006EO090001>
- Li, L., Switzer, A.D., Wang, Y., Chan, C.-H., Qiu, Q., Weiss, R., 2018. A modest 0.5-m rise in sea level will double the tsunami hazard in Macau. *Science Advances* 4, eaat1180. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat1180>
- Lighty, R.G., Macintyre, I.G., Stuckenrath, R., 1982. *Acropora palmata* reef framework: A reliable indicator of sea level in the western atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs* 1, 125–130. <https://doi.org/10.1007/BF00301694>
- Liu, K., Fearn, M.L., 1993. Lake-sediment record of late Holocene hurricane activities from coastal Alabama. *Geology* 21, 793–796.
- Liu, K., Fearn, M.L., 2000. Reconstruction of Prehistoric Landfall Frequencies of Catastrophic Hurricanes in Northwestern Florida from Lake Sediment Records. *Quaternary Research* 54, 238–245. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2166>
- Liu, K., 2004. Paleotempestology : principles, methods, and examples from Gulf Coast lake sediments., in: Murnane, R.J., Liu, K.B. (Eds), *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future.*, Columbia University Press, New-York. Columbia University Press.

- Liu, Y., Liu, X., Sun, Y., 2021. QGrain: An open-source and easy-to-use software for the comprehensive analysis of grain size distributions. *Sedimentary Geology* 423, 105980. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105980>
- Long, D., Dawson, A. g, Smith, D. e., 1989. Tsunami risk in northwestern Europe: a Holocene example. *Terra Nova* 1, 532–537. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00429.x>
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J., Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews* 49, 1–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00069-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0)
- Macintyre, I.G., Littler, M.M., Littler, D.S., 1995. Holocene history of Tobacco Range, Belize, Central America. *Atoll Research Bulletin*.
- Mader, C., Gittings, M., 2006. Numerical Model for the Krakatoa Hydrovolcanic Explosion and Tsunami. *Geology*.
- Malaizé, B., Bertran, P., Carbonel, P., Bonnissent, D., Charlier, K., Galop, D., Imbert, D., Serrand, N., Stouvenot, Ch., Pujol, C., 2011. Hurricanes and climate in the Caribbean during the past 3700 years BP. *The Holocene* 21, 911–924. <https://doi.org/10.1177/0959683611400198>
- Malfait, B.T., Dinkleman, M.G., 1972. Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. *GSA Bulletin* 83, 251–272. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[251:CTAIAA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[251:CTAIAA]2.0.CO;2)
- Mamo, B., Strotz, L., Dominey-Howes, D., 2009. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth-Science Reviews* 96, 263–278. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.06.007>
- Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., De Chaballier, J.B., 2008. Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean. *Geophysical Journal International* 174, 889–903. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x>
- Martin, T., Muller, J., 2021. The geologic record of Hurricane Irma in a Southwest Florida back-barrier lagoon. *Marine Geology* 441, 106635. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106635>
- Masson, D. g, Harbitz, C. b, Wynn, R. b, Pedersen, G., Løvholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364, 2009–2039. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1810>
- Matias, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Garcia, T., Dias, J.A., 2008. Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology* 97, 655–674. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.010>
- May, S.M., Falvard, S., Norpoth, M., Pint, A., Brill, D., Engel, M., Scheffers, A., Dierick, M., Paris, R., Squire, P., Brückner, H., 2016. A mid-Holocene candidate tsunami deposit from the NW Cape (Western Australia). *Sedimentary Geology* 332, 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.11.010>
- McCaffrey, R., 2008. Global frequency of magnitude 9 earthquakes. *Geology* 36, 263–266. <https://doi.org/10.1130/G24402A.1>
- Mccann, W.R., Dewey, J.W., Murphy, A.J., Harding, S.T., 1982. A large normal-fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles Subduction Zone: The earthquake of 8 October 1974. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, 2267–2283.

- McCloskey, T.A., Keller, G., 2009. 5000 year sedimentary record of hurricane strikes on the central coast of Belize. *Quaternary International* 195, 53–68. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.03.003>
- Meyssignac, B., Cazenave, A., 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics* 58, 96–109. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.03.005>
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: Lajoie, J. (Ed.), *Flysch Sedimentology in North America*, Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, vol. 7, pp. 253–272.
- Milker, Y., Wilken, M., Schumann, J., Sakuna, D., Feldens, P., Schwarzer, K., Schmiedl, G., 2013. Sediment transport on the inner shelf off Khao Lak (Andaman Sea, Thailand) during the 2004 Indian Ocean tsunami and former storm events: evidence from foraminiferal transfer functions. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 3113–3128. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-3113-2013>
- Miller, D.J., 1960. The Alaska earthquake of July 10, 1958: Giant wave in Lituya Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America* 50, 253–266. <https://doi.org/10.1785/BSSA0500020253>
- Minoura, K., Nakaya, S., 1991. Traces of Tsunami Preserved in Inter-Tidal Lacustrine and Marsh Deposits: Some Examples from Northeast Japan. *The Journal of Geology* 99, 265–287. <https://doi.org/10.1086/629488>
- Minoura, K., Nakaya, S., Uchida, M., 1994. Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedimentary Geology* 89, 25–31. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90081-7)
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y., Iwashita, T., 2001. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science* 23, 83–88.
- 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, 1232–1234. <https://doi.org/10.1038/nature07374>
- Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G., 2006. Reconnaissance investigation of caribbean extreme wave deposits – preliminary observations, interpretations, and research directions. (Open-File Report 2006-1293 No. 1293), Open-File Report. U.S. Geological Survey.
- Morton, R.A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184–207. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., Prospero, J.M., Carey, S.N., 2007. Geochemical evidence for African dust inputs to soils of western Atlantic islands: Barbados, the Bahamas, and Florida. *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2005JF000445>
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., 2009. Geochemical evidence for African dust and volcanic ash inputs to terra rossa soils on carbonate reef terraces, northern Jamaica, West Indies. *Quaternary International* 196, 13–35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.026>
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., Prospero, J.M., Skipp, G., Herwitz, S.R., 2012. Soil genesis on the island of Bermuda in the Quaternary: The importance of African dust transport and deposition: African Dust in Bermuda Soils. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JF002366>

- Murakami, H., Levin, E., Delworth, T.L., Gudgel, R., Hsu, P.-C., 2018. Dominant effect of relative tropical Atlantic warming on major hurricane occurrence. *Science* 362, 794–799. <https://doi.org/10.1126/science.aat6711>
- Murray, J.W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., Ishii, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255–264. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00076-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00076-2)
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K., Yamaki, S., 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature* 424, 660–663. <https://doi.org/10.1038/nature01864>
- Naruse, H., Fujino, S., Suphawajruksakul, A., Jarupongsakul, T., 2010. Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand: Multiple deposition layers from tsunami. *Island Arc* 19, 399–411. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00732.x>
- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J., Nicholls, R.J., 2015. Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment. *PLOS ONE* 10, e0118571. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571>
- National Geophysical Data Center/World Data Service: NGDC/WDS, 2021. Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5PN93H7> (Accessed 25 October 2021).
- Nicholls, R.J., 2007. *Adaptation Options For Coastal Areas And Infrastructure: An Analysis For 2030 (Report to the UNFCCC)*. School of Civil Engineering and the Environment, Bonn.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2021. Historical Hurricane Tracks. <https://coast.noaa.gov/hurricanes/#map=4/32/-80>. (Accessed 15 October 2021).
- Nott, J., 2004. Palaeotempestology: the study of prehistoric tropical cyclones—a review and implications for hazard assessment. *Environment International* 30, 433–447. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2003.09.010>
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E., 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews* 28, 1511–1520. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.014>
- Okal, E.A., Synolakis, C.E., 2004. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophysical Journal International* 158, 899–912. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02347.x>
- Oliva, F., Viau, A.E., Peros, M.C., Bouchard, M., 2018. Paleotempestology database for the western North Atlantic basin. *The Holocene* 28, 1664–1671. <https://doi.org/10.1177/0959683618782598>
- Oliver, V.L., 1894. *The history of the island of Antigua, one of the Leeward Caribbees in the West Indies, from the first settlement in 1635 to the present time*. London, Mitchell and Hughes.
- Orsi, T.H., Edwards, C.M., Anderson, A.L., 1994. X-ray computed tomography; a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research* 64, 690–693. <https://doi.org/10.1306/D4267E74-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature* 475, 373–376. <https://doi.org/10.1038/nature10227>

- Palmer, S.E., Burn, M.J., Holmes, J., 2020. A multiproxy analysis of extreme wave deposits in a tropical coastal lagoon in Jamaica, West Indies. *Natural Hazards* 104, 2531–2560. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04284-2>
- Pararas-Carayannis, G., 2004. Volcanic tsunami generating source mechanisms in the eastern Caribbean region. *Science of Tsunami Hazards* 22.
- Paris, R., 2015. Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 373, 20140380. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0380>
- Paris, R., Falvard, S., Chagué, C., Goff, J., Etienne, S., Doumalin, P., 2020. Sedimentary fabric characterized by X-ray tomography: A case-study from tsunami deposits on the Marquesas Islands, French Polynesia. *Sedimentology* 67, 1207–1229. <https://doi.org/10.1111/sed.12582>
- Paris, R., Sabatier, P., Biguenet, M., Bougouin, A., André, G., Roger, J., 2021. A tsunami deposit at Anse Meunier, Martinique Island: Evidence of the 1755 CE Lisbon tsunami and implication for hazard assessment. *Marine Geology* 439, 106561. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106561>
- Pelinovsky, E., Zahibo, N., Dunkley, P., Edmonds, M., Herd, R., Talipova, T., Kozelkov, A., Nikolkina, I., 2004. Tsunami Generated By the Volcano Eruption On July 12-13, 2003 At Montserrat, Lesser Antilles. *Science of Tsunami Hazards* 22, 15.
- Pennington, W., Tutin, T.G., Cambray, R.S., Fisher, E.M., 1973. Observations on Lake Sediments using Fallout ¹³⁷Cs as a Tracer. *Nature* 242, 324–326. <https://doi.org/10.1038/242324a0>
- Pfleiderer, P., Nath, S., Schleussner, C.-F., 2022. Extreme Atlantic hurricane seasons made twice as likely by ocean warming. *Weather and Climate Dynamics* 3, 471–482. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-471-2022>
- Phantuwongraj, S., Choowong, M., 2012. Tsunamis versus storm deposits from Thailand. *Nat Hazards* 63, 31–50. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9717-8>
- Phantuwongraj, S., Choowong, M., Nanayama, F., Hisada, K.-I., Charusiri, P., Chutakositkanon, V., Pailoplee, S., Chabangbon, A., 2013. Coastal geomorphic conditions and styles of storm surge washover deposits from Southern Thailand. *Geomorphology* 192, 43–58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.016>
- Philibosian, B., Feuillet, N., Weil-Accardo, J., Jacques, E., Guihou, A., Mériaux, A.-S., Anglade, A., Saurel, J.-M., Deroussi, S., 2022. 20th-century strain accumulation on the Lesser Antilles megathrust based on coral microatolls. *Earth and Planetary Science Letters* 579, 117343. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117343>
- Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., Sawai, Y., 2014. Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Selected Papers, Geologic Problem Solving with Microfossils* 413, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.033>
- Pilarczyk, J.E., Horton, B.P., Soria, J.L.A., Switzer, A.D., Siringan, F., Fritz, H.M., Khan, N.S., Ildefonso, S., Doctor, A.A., Garcia, M.L., 2016. Micropaleontology of the 2013 Typhoon Haiyan overwash sediments from the Leyte Gulf, Philippines. *Sedimentary Geology* 339, 104–114. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.04.001>
- Potter, A.E., Chenoweth, S., Day, M., 2017. Antigua and Barbuda, in: Allen, C.D. (Ed.), *Landscapes and Landforms of the Lesser Antilles*, World Geomorphological

- Landscapes. Springer International Publishing, Cham, pp. 99–116. https://doi.org/10.1007/978-3-319-55787-8_8
- Prospero, J.M., 2003. African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications. *Science* 302, 1024–1027. <https://doi.org/10.1126/science.1089915>
- R Core Team, 2020. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [WWW Document]. URL <http://www.r-project.org/index.html>
- Rahmstorf, S., 2017. Rising hazard of storm-surge flooding. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114, 11806–11808. <https://doi.org/10.1073/pnas.1715895114>
- Raji, O., Dezileau, L., Von Grafenstein, U., Niazi, S., Snoussi, M., Martinez, P., 2015. Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 203–211. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-203-2015>
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Sabatier, P., Lofi, J., Seranne, M., Dezileau, L., Briquet, L., Ferrer, P., Courp, T., 2010. Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 211–224. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.211>
- Rees, A.I., 1968. The Production of Preferred Orientation in a Concentrated Dispersion of Elongated and Flattened Grains. *The Journal of Geology* 76, 457–465. <https://doi.org/10.1086/627343>
- Rees, A.I., 1983. Experiments on the production of transverse grain alignment in a sheared dispersion. *Sedimentology* 30, 437–448. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00682.x>
- Reguero, M., Raz-Guzmán, A., 2018. Molluscs (Mollusca: Gastropoda, Bivalvia, Polyplacophora) of Laguna Madre, Tamaulipas, Mexico: Spatial and Temporal Distribution. *Gulf of Mexico Science* 34, 32–55. <https://doi.org/10.18785/goms.3401.04>
- Reid, H.F., Taber, S., 1920. The Virgin Islands Earthquakes of 1867-1868. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 10, 9–30.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., Plicht, J. van der, Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., 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, 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Renter, J.A.M., 1989. Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology* 8, 201–211. <https://doi.org/10.1080/10641198909379868>

- Rey, T., Leone, F., Candela, T., Belmadani, A., Palany, P., Krien, Y., Cécé, R., Gherardi, M., Péroche, M., Zahibo, N., 2019. Coastal Processes and Influence on Damage to Urban Structures during Hurricane Irma (St-Martin & St-Barthélemy, French West Indies). *JMSE* 7, 215. <https://doi.org/10.3390/jmse7070215>
- Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F., Bonté, P., 1995. Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 357, 391–397. [https://doi.org/10.1016/0168-9002\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0168-9002(95)00021-6)
- Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Daga, R., Williams, N., Villa, S., 2019. Bromine as indicator of source of lacustrine sedimentary organic matter in paleolimnological studies. *Quaternary Research* 92, 257–271. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.125>
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications* 267, 39–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Riou, B., Chaumillon, E., Schneider, J., Corrège, T., Chagué, C., 2019. The sediment-fill of Pago Pago Bay (Tutuila Island, American Samoa): New insights on the sediment record of past tsunamis. *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12574>
- Riou, B., Chaumillon, E., Chagué, C., Sabatier, P., Schneider, J.-L., Walsh, J.-P., Zawadzki, A., Fierro, D., 2020. Backwash sediment record of the 2009 South Pacific Tsunami and 1960 Great Chilean Earthquake Tsunami. *Scientific Reports* 10, 4149. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60746-4>
- Roeber, V., Bricker, J.D., 2015. Destructive tsunami-like wave generated by surf beat over a coral reef during Typhoon Haiyan. *Nat Commun* 6, 7854. <https://doi.org/10.1038/ncomms8854>
- Roger, J., Baptista, M.A., Sahal, A., Accary, F., Allgeyer, S., Hébert, H., 2011. The Transoceanic 1755 Lisbon Tsunami in Martinique. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1015–1031. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0216-8>
- Ruff, L., Kanamori, H., 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. *Tectonophysics, Third Annual Symposium of the Geodynamics Research Program, Texas A & M University* 99, 99–117. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90097-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90097-5)
- Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research* 13, 1243–1265. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90051-X)
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briqueu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.03.001>
- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briqueu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Van Grafenstein, U., Jorda, C., Blanchemanche, P., 2010. Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 27–36. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.1.27>
- Sabatier, Pierre, Dezileau, L., Briqueu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205–217. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.04.012>

- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.002>
- Sabatier, P., Wilhelm, B., Ficotola, G.F., Moiroux, F., Poulenard, J., Develle, A.-L., Bichet, A., Chen, W., Pignol, C., Reyss, J.-L., Gielly, L., Bajard, M., Perrette, Y., Malet, E., Taberlet, P., Arnaud, F., 2017. 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps – Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews* 170, 121–135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.019>
- Sabatier, P., Moernaut, J., Bertrand, S., Van Daele, M., Kremer, K., Chaumillon, E., Arnaud, F., 2022. A Review of Event Deposits in Lake Sediments. *Quaternary*, 5, 34. <https://doi.org/10.3390/quat5030034>
- Safak, I., Warner, J.C., List, J.H., 2016. Barrier island breach evolution: Alongshore transport and bay-ocean pressure gradient interactions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, 8720–8730. <https://doi.org/10.1002/2016JC012029>
- Sainte-Claire Deville, C., 1843. Observations sur le tremblement de terre éprouvé à la Guadeloupe le 8 Février 1843. Imprimerie du Gouverneur, Basse-Terre.
- Sallenger, A.H., Stockdon, H.F., Fauver, L., Hansen, M., Thompson, D., Wright, C.W., Lillycrop, J., 2006. Hurricanes 2004: An overview of their characteristics and coastal change. *Estuaries and Coasts: J ERF* 29, 880–888. <https://doi.org/10.1007/BF02798647>
- Sato, K., Hashiguchi, H., Fukao, S., 1995. Gravity waves and turbulence associated with cumulus convection observed with the UHF/VHF clear-air Doppler radars. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 100, 7111–7119. <https://doi.org/10.1029/95JD00198>
- Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 4984–4996. <https://doi.org/10.1029/JB088iB06p04984>
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., Shishikura, M., 2012. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL053692>
- Scheffers, A., Scheffers, S., Kelletat, D., 2005. Paleo-Tsunami Relics on the Southern and Central Antillean Island Arc. *Journal of Coastal Research* 212, 263–273. <https://doi.org/10.2112/03-0144.1>
- Scheucher, L.E.A., Vortisch, W., 2011. Field survey and hydrodynamics of storm-deposited boulders in the southwestern Dominican Republic: Playa Azul, Provincia De Barahona. Bornemann, A., Brachert, T.C., Ehrmann, W. (Eds.), *SEDIMENT 2011 – Sediments: Archives of the Earth System*, Leipzig, June 23–26, 2011 88–89.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J.-Y., White, D.J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P., Cardona, A., 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature Methods* 9, 676–682. <https://doi.org/10.1038/nmeth.2019>
- Scileppi, E., Donnelly, J.P., 2007. Sedimentary evidence of hurricane strikes in western Long Island, New York: HURRICANE STRIKES IN NEW YORK. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006GC001463>
- Scott, D.B., Collins, E.S., Gayes, P.T., Wright, E., 2003. Records of prehistoric hurricanes on the South Carolina coast based on micropaleontological and sedimentological evidence,

- with comparison to other Atlantic Coast records. *GSA Bulletin* 115, 1027–1039. <https://doi.org/10.1130/B25011.1>
- Sedgwick, P.E., Davis, R.A., 2003. Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology, Neogene geology of a linked coastal/inner shelf system: West-Central Florida* 200, 31–48. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00163-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00163-4)
- Seibert C., Feuillet N., Beck C., Ducassou E., Morena P., Johannes L., Ratzov G., Goldfinger C., Cattaneo A., Moreno E., St-Onge G., Bieber A., and CASEIS Cruise Party. Late Quaternary paleoseismological record of large earthquakes in the Lesser Antilles: implication for segmentation and long-term seismic cycle of the megathrust. Submitted in *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Shanmugam, G., 2012. Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. *Nat Hazards* 63, 5–30. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9766-z>
- Shepherd, J.B., 1992. Comment on “Subduction and Seismic Hazard in The Lesser Antilles” By Pascal Bernard and Jerome Lambert.
- Shepherd, J.B., 2001. Tsunami hazard in the Eastern Caribbean. Presented at the Workshop on Volcanic and Seismic Hazards in the Eastern Caribbean.
- Shinozaki, T., Goto, K., Fujino, S., Sugawara, D., Chiba, T., 2015. Erosion of a paleo-tsunami record by the 2011 Tohoku-oki tsunami along the southern Sendai Plain. *Marine Geology* 369, 127–136. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.009>
- Simpkin, P.G., Davis, A., 1993. For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology* 34, 21–28.
- Smith, M.S., Shepherd, J.B., 1995. Potential cauchy-poisson waves generated by submarine eruptions of kick 'em Jenny volcano. *Nat Hazards* 11, 75–94. <https://doi.org/10.1007/BF00613311>
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S., Shchetnikov, N.A., 2000. Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.-2000 A.D. Springer.
- Soria, J.L.A., Switzer, A.D., Pilarczyk, J.E., Siringan, F.P., Khan, N.S., Fritz, H.M., 2017. Typhoon Haiyan overwash sediments from Leyte Gulf coastlines show local spatial variations with hybrid storm and tsunami signatures. *Sedimentary Geology* 358, 121–138. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.06.006>
- Soria, J.L.A., Switzer, A.D., Pilarczyk, J.E., Tang, H., Weiss, R., Siringan, F., Manglicmot, M., Gallentes, A., Lau, A.Y.A., Cheong, A.Y.L., Koh, T.W.L., 2018. Surf beat-induced overwash during Typhoon Haiyan deposited two distinct sediment assemblages on the carbonate coast of Hernani, Samar, central Philippines. *Marine Geology, Geological Records of Extreme Wave Events* 396, 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.08.016>
- Spiske, M., Jaffe, B.E., 2009. Sedimentology and hydrodynamic implications of a coarse-grained hurricane sequence in a carbonate reef setting. *Geology* 37, 839–842. <https://doi.org/10.1130/G30173A.1>
- Spiske, M., Tang, H., Bahlburg, H., 2019. Physical and chemical alteration of onshore tsunami deposits - implications for inverse modelling of onshore tsunami deposits 2019, NH41A-08.
- Spiske, M., Pilarczyk, J.E., Mitchell, S., Halley, R.B., Otai, T., 2021. Coastal erosion and sediment reworking caused by hurricane Irma – implications for storm impact on low-lying tropical islands. *Earth Surf Processes Landf* esp.5293. <https://doi.org/10.1002/esp.5293>

- Stein, S., Engeln, J.F., Wiens, D.A., Fujita, K., Speed, R.C., 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87, 8642–8664. <https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08642>
- Stoddart, D.R., Bryan, G.W., Gibbs, P.E., 1973. Inland mangroves and water chemistry, Barbuda, West Indies. *Journal of Natural History* 7, 33–46. <https://doi.org/10.1080/00222937300770031>
- Sugawara, D., Minoura, K., Nemoto, N., Tsukawaki, S., Goto, K., Imamura, F., 2009. Foraminiferal evidence of submarine sediment transport and deposition by backwash during the 2004 Indian Ocean tsunami. *Island Arc* 18, 513–525. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00677.x>
- Sugawara, D., Goto, K., 2012. Numerical modeling of the 2011 Tohoku-oki tsunami in the offshore and onshore of Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 110–123. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.002>
- Switzer, A.D., Jones, B.G., 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18, 787–803. <https://doi.org/10.1177/0959683608089214>
- Switzer, A.D., Srinivasalu, S., Thangadurai, N., Mohan, V.R., 2012. Bedding structures in Indian tsunami deposits that provide clues to the dynamics of tsunami inundation. *Geological Society, London, Special Publications* 361, 61–77. <https://doi.org/10.1144/SP361.6>
- Switzer, A.D., Yu, F., Gouramanis, C., Soria, J.L.A., Pham, D.T., 2014. Integrating different records to assess coastal hazards at multi-century timescales. *Journal of Coastal Research* 723–729. <https://doi.org/10.2112/SI70-122.1>
- Symithe, S., Calais, E., de Chabaliere, J.B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 3748–3774. <https://doi.org/10.1002/2014JB011779>
- Takagi, H., Esteban, M., Shibayama, T., Mikami, T., Matsumaru, R., De Leon, M., Thao, N. d., Oyama, T., Nakamura, R., 2017. Track analysis, simulation, and field survey of the 2013 Typhoon Haiyan storm surge. *Journal of Flood Risk Management* 10, 42–52. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12136>
- Tappin, D.R., 2010. Mass Transport Events and Their Tsunami Hazard, in: Mosher, D.C., Shipp, R.C., Moscardelli, L., Chaytor, J.D., Baxter, C.D.P., Lee, H.J., Urgeles, R. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 667–684. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_54
- Thirumalai, K., Taylor, F.W., Shen, C.-C., Lavier, L.L., Frohlich, C., Wallace, L.M., Wu, C.-C., Sun, H., Papabatu, A.K., 2015. Variable Holocene deformation above a shallow subduction zone extremely close to the trench. *Nat Commun* 6, 7607. <https://doi.org/10.1038/ncomms8607>
- Toscano, M.A., Macintyre, I.G., 2003. Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11,000 years based on calibrated 14C dates from *Acropora palmata* framework and intertidal mangrove peat. *Coral Reefs* 22, 257–270. <https://doi.org/10.1007/s00338-003-0315-4>
- Tuttle, M.P., Ruffman, A., Anderson, T., Jeter, H., 2004. Distinguishing Tsunami from Storm Deposits in Eastern North America: The 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm. *Seismological Research Letters* 75, 15.
- Tweedy, 1981. A history of Barbuda under the Codringtons 1738-1833.

- Uchida, J.-I., Fujiwara, O., Hasegawa, S., Kamataki, T., 2010. Sources and depositional processes of tsunami deposits: Analysis using foraminiferal tests and hydrodynamic verification: Sources of tsunami deposits. *Island Arc* 19, 427–442. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00733.x>
- United Nations Development Programme, 2019. Housing Support to Barbuda (Project Document No. 00117863). United Nations Development Programme, Antigua and Barbuda.
- Van der Does, M., Korte, L.F., Munday, C.I., Brummer, G.-J.A., Stuut, J.-B.W., 2016. Particle size traces modern Saharan dust transport and deposition across the equatorial North Atlantic. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16, 13697–13710. <https://doi.org/10.5194/acp-16-13697-2016>
- van Hengstum, P.J., Donnelly, J.P., Toomey, M.R., Albury, N.A., Lane, P., Kakuk, B., 2014. Heightened hurricane activity on the Little Bahama Bank from 1350 to 1650 AD. *Continental Shelf Research* 34, 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.032>
- van Hengstum, P.J., Donnelly, J.P., Fall, P.L., Toomey, M.R., Albury, N.A., Kakuk, B., 2016. The intertropical convergence zone modulates intense hurricane strikes on the western North Atlantic margin. *Scientific Reports* 6. <https://doi.org/10.1038/srep21728>
- van Rijsingen, E., Calais, E., Jolivet, R., de Chabali er, J.-B., Robertson, R., Ryan, G., Symithe, S., 2021. Vertical tectonic motions in the Lesser Antilles: linking short- and long-term observations (preprint). *Earth Sciences*. <https://doi.org/10.31223/X5360D>
- van Rijsingen, E., Calais, E., Jolivet, R., De Chabali er, J.B., Robertson, R., Ryan, G.A., Symithe, S., 2022. Ongoing tectonic subsidence in the Lesser Antilles subduction zone. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/DOI: 10.1093/gji/ggac192>
- Vigliotti, L., Andrade, C., Concei a o Freitas, M., Capotondi, L., Gallerani, A., Giorgio Bellucci, L., 2019. Paleomagnetic, rock magnetic and geochemical study of the 1755 tsunami deposit at Boca do Rio (Algarve, Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 550-566. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.10.030>.
- Vilg e-Ritter, A., Rose, J., Mason, A., Bottero, J.-Y., Lain e, J.-M., 1999. Chemistry and structure of aggregates formed with Fe-salts and natural organic matter. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects* 147, 297–308. [https://doi.org/10.1016/S0927-7757\(98\)00325-2](https://doi.org/10.1016/S0927-7757(98)00325-2)
- Wallace, D.J., Woodruff, J.D., Anderson, J.B., Donnelly, J.P., 2014. Palaeohurricane reconstructions from sedimentary archives along the Gulf of Mexico, Caribbean Sea and western North Atlantic Ocean margins. *Geological Society, London, Special Publications* 388, 481–501. <https://doi.org/10.1144/SP388.12>
- Wallace, E.J., Donnelly, J.P., Hengstum, P.J., Wiman, C., Sullivan, R.M., Winkler, T.S., d’Entremont, N.E., Toomey, M., Albury, N., 2019. Intense Hurricane Activity Over the Past 1500 Years at South Andros Island, The Bahamas. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1761–1783. <https://doi.org/10.1029/2019PA003665>
- Wallace, E.J., Coats, S., Emanuel, K., Donnelly, J.P., 2021. Centennial-Scale Shifts in Storm Frequency Captured in Paleohurricane Records From The Bahamas Arise Predominantly From Random Variability. *Geophys. Res. Lett.* 48. <https://doi.org/10.1029/2020GL091145>
- Wang, P., Horwitz, M.H., 2007. Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. *Sedimentology* 54, 545–564. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00848.x>

- Wang, X., Liu, P.L.-F., 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research* 44, 147–154. <https://doi.org/10.1080/00221686.2006.9521671>
- Ward (nee Milne), J.M., 1967. Studies in ecology on a shell barrier beach section III chemical factors of the environment. *Vegetatio Acta Geobotanica* 15, 77–112. <https://doi.org/10.1007/BF01959618>
- Watt, S.F.L., Talling, P.J., Vardy, M.E., Heller, V., Hühnerbach, V., Urlaub, M., Sarkar, S., Masson, D.G., Henstock, T.J., Minshull, T.A., Paulatto, M., Le Friant, A., Lebas, E., Berndt, C., Crutchley, G.J., Karstens, J., Stinton, A.J., Maeno, F., 2012. Combinations of volcanic-flank and seafloor-sediment failure offshore Montserrat, and their implications for tsunami generation. *Earth and Planetary Science Letters* 319–320, 228–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.032>
- Wedepohl, K.H., 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. *Physics and Chemistry of the Earth* 8, 307–333. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(71\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0079-1946(71)90020-6)
- Weil-Accardo, J., Feuillet, N., Jacques, E., Deschamps, P., Beauducel, F., Cabioch, G., Taponnier, P., Saurel, J.-M., Galetzka, J., 2016. Two hundred thirty years of relative sea level changes due to climate and megathrust tectonics recorded in coral microatolls of Martinique (French West Indies). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 2873–2903. <https://doi.org/10.1002/2015JB012406>
- Weil-Accardo, J., Feuillet, N., Philibosian, B., Guihou, A., Jacques, E., Cabioch, G., Anglade, A., Meriaux, A. -S., Deschamps, P., 2022. Interaction Between Climate and Tectonics in the Northern Lesser Antilles Inferred From the Last Interglacial Shoreline on Barbuda Island. *Geochem Geophys Geosyst* 23. <https://doi.org/10.1029/2021GC010045>
- Weiss, M.P., 1979. A Saline Lagoon on Cayo Sal, Western Venezuela. *Atoll Research Bulletin* 1–25. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.232.1>
- Weiss, R., Bourgeois, J., 2012. Understanding Sediments—Reducing Tsunami Risk. *Science* 336, 1117–1118. <https://doi.org/10.1126/science.1221452>
- Weltje, G.J., Bloemsa, M.R., Tjallingii, R., Heslop, D., Röhl, U., Croudace, I.W., 2015. Prediction of Geochemical Composition from XRF Core Scanner Data: A New Multivariate Approach Including Automatic Selection of Calibration Samples and Quantification of Uncertainties, in: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (Eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 507–534. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_21
- Wigley, P., 1973. The distribution of strontium in limestones on Barbuda, West Indies. *Sedimentology* 20, 295–304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1973.tb02051.x>
- Winkler, T.S., van Hengstum, P.J., Donnelly, J.P., Wallace, E.J., D'Entremont, N., Hawkes, A.D., Maio, C.V., Sullivan, R.M., Woodruff, J.D., 2022. Oceanic passage of hurricanes across Cay Sal Bank in The Bahamas over the last 530 years. *Marine Geology* 443, 106653. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106653>
- Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Okusu, A., 2009. Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quaternary Science Reviews* 28, 1774–1785. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005>

- Zahibo, N., Pelinovsky, E.N., 2001. Evaluation of tsunami risk in the Lesser Antilles. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 1, 221–231. <https://doi.org/10.5194/nhess-1-221-2001>
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A.C., Kurkin, A., Koselkov, A., Zaitsev, A., 2003. The 1867 Virgin Island Tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 367–376. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-367-2003>
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Okal, E., Yalçiner, A., Kharif, C., Talipova, T., Kozelkov, A., 2005. The Earthquake and Tsunami of November 21, 2004 at Les Saintes, Guadeloupe, Lesser Antilles. *Science of Tsunami Hazards* 23, 25.
- Zehnder, J.A., 2022. Tropical cyclone | Definition, Causes, Formation, and Effects | Britannica [WWW Document]. URL <https://www.britannica.com/science/tropical-cyclone>
- Zhou, L., Yang, Y., Wang, Z., Jia, J., Mao, L., Li, Z., Fang, X., Gao, S., 2019. Investigating ENSO and WPWP modulated typhoon variability in the South China Sea during the mid–late Holocene using sedimentological evidence from southeastern Hainan Island, China. *Marine Geology* 416, 105987. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105987>

Liste des figures

Figure 2.1. Carte de la géodynamique globale de la mer des Caraïbes avec ses principales failles, modifié d'après Biguenet et al., 2021. Plaque NA : plaque nord-américaine ; Plaque SA : plaque sud-américaine.....	18
Figure 2.2. Géologie de base des Petites Antilles, illustrant les lithologies dominantes, modifié d'après Garmond et al. (2017).	19
Figure 2.3. Schéma de la déformation élastique pendant les phases intersismiques et cosismiques d'un cycle de séisme de subduction (Philibosian et al 2022, d'après Savage, 1983).	21
Figure 2.4. Différents modes de submersion marine (Cariolet 2011).	33
Figure 2.5. Processus de dépôt des cyclones tropicaux dans les lagunes côtières et séquence sédimentaire associée aux cyclone tropicaux dans les systèmes de lagunes côtières, modifié d'après Sabatier et al., (2022).	36
Figure 2.6. Processus de dépôt des tsunamis dans les lagunes côtières et séquence sédimentaire associée aux tsunamis dans les systèmes de lagunes côtières, modifié d'après Sabatier et al., (2022).	38
Figure 3.1. Localisation des îles échantillonnées lors de la mission de 2018 et en 2017.	40
Figure 3.2. Localisation des lagunes (ANGUI1, ANGU2, ANGUI3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île d'Anguilla.	41
Figure 3.3. Localisation des lagunes (SCR1, SCR2, SCR3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Scrub.	42
Figure 3.4. Localisation des lagunes (STMA1 et STMA2) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Saint-Martin.....	42
Figure 3.5. Localisation de la lagune (SBA) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Saint-Barthélemy.....	43
Figure 3.6. Localisation des lagunes (ANTI1, ANTI2, ANTI3) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île d'Antigua.	43
Figure 3.7. Localisation de la lagune (BARB1) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Barbuda.....	44

Figure 3.8. Localisation de la lagune (GDS) et carottes sédimentaires échantillonnées dans l'île de Guadeloupe. 44

Figure 3.9. Localisation des îles échantillonnées lors de la mission de 2021. 48

Figure 5.1. (A) The Caribbean Sea with main faults (A.P.: Anegada Passage) and islands (C: Cuba, H: Hispaniola, PR: Puerto Rico, BVI: British Virgin Islands, USVI: US Virgin Islands, S: Saba, StK: Saint-Kitts, N: Nevis, B: Barbuda, Ant: Antigua, Mo: Montserrat, G: Guadeloupe, LS: Les Saintes, D: Dominica, Ma: Martinique, Ba: Barbados, Bo: Bonaire, CS: Cayo Sal), modified from Feuillet et al., 2002, and references therein). The bathymetry and topographic DEM (digital elevation model) are derived from the SHOM (Service hydrographique et océanographique de la Marine) website (SHOM, 2018). The small yellow square corresponds to the Anguilla-Saint-Barthélemy platform shown in Fig. 1B. (B) The Anguilla-Saint-Barthélemy platform with its islands. (C) Scrub Island. The topographic data were obtained by LIDAR (Pinet, 2011) and the bathymetric isolines were digitalized from the marine map on the SHOM website (data.shom.fr/donnees/legend/RASTER_MARINE_3857_WMETS). The two red dots indicate the location of the sediment cores. (D) Sandy barrier of Scrub Island, March 2018 (photo by E. Chaumillon). 60

Figure 5.2. Historical hurricane tracks (1852–2017) passing within 30 km of the westernmost Scrub Island lagoon (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks). 64

Figure 5.3. Facies of core SCR1-18-01. On the left of the figure: Facies, photo and sedimentary log. On the right: the three main facies of the core. For every facies there is a picture of a thin slide on the left, SEM images, and geochemical cartographies (with Ca in green, Mg in red, Si in yellow, Na in blue and Cl in purple). On the top right corner of F3, there is a photograph of a foraminifera (*Amphistegina gibbosa*) taken from an optical microscope. 70

Figure 5.4. Geochemical data for core SCR1-18-01. (A) From left to right, picture, sedimentary log, XRF data for Ca, Sr, Br, Fe and Cl. LOI950 and LOI550 percentages are superposed on the Ca and Br data, respectively. (B) PCA analysis from the XRF data. (C) Map of the geochemical data distribution with the facies information. The black dots correspond to F1, the green dots to F2 and the red dots to F3. 71

Figure 5.5. Data for core SCR1-18-01. From left to right: F3 Layers (in red) associated to the orange lines, X-ray, photograph, sedimentary log, Sr/Br ratio from the XRF data, mean grain size, map of the grain-size distribution, Abundance of high-energy environment and lagoonal foraminifera (125-500 μm and $>500 \mu\text{m}$ fractions) according to a semi-quantitative scale: 0 =

no individuals, 1 = 1 to 2 individuals, 2 = 3 to 5 individuals, 3 = 6 to 15 individuals, 4 = 16 to 40 individuals, 5 = more than 41 individuals. 72

Figure 5.6. SCR1-18-03 short-lived radionuclide data with the excess ²¹⁰Pb in logarithmic scale associated with the ¹³⁷Cs (NWT: Nuclear Weapon Tests; FF: First Fallout recorded) and ²⁴¹Am profiles and Sr/Br ratio..... 74

Figure 5.7. Sedimentary logs for cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03 with the depth of the ¹⁴C ages in cal. CE/BCE. The orange lines highlight the F3 layers from both cores that were correlated. Indicated depths are relative to the bottom of the lagoon, 80 cm below mean sea level. 75

Figure 5.8. Age model. (A) Age-depth model with instantaneous-deposit-free depth. (B) Age-depth model from calibrated radiocarbon data and short-lived radionuclides data (¹³⁷Cs)... 76

Figure 5.9. 101-year moving window event frequency on (A) Salt Pond, MA (Donnelly et al., 2015) (blue), (B) South Andros Island (green), (C) Lighthouse Reef Blue Hole, Belize (Denommee et al., 2014) (purple) and (D) Scrub Island (red) with the hurricane deposits' thickness (orange). High frequency hurricane periods from Scrub Island are highlighted with the yellow intervals. (E) presents the Ti counts from Cariaco Basin associated with the ITCZ position (Haug et al., 2001). Map in the top right corner shows the location of the sites where hurricane frequency was calculated from the sediment record. 86

Figure 5.10. Supplementary material: XRD results from core SCR1-18-01..... 90

Figure 6.1. (A) The Antilles Arc with main faults and islands (PR: Puerto Rico, VI: British and US Virgin Islands, S: Saba, StE: Sint Eustatius, StK: Saint Kitts, N: Nevis, B: Barbuda, Ant: Antigua, Mo: Montserrat, G: Guadeloupe, D: Dominica, Ma: Martinique, modified from Feuillet et al., 2002, and references therein). The bathymetry and topographic DEM (digital elevation model) are derived from the SHOM (Service hydrographique et océanographique de la Marine) website (SHOM, 2018). The small yellow square corresponds to the Anguilla-Saint-Barthélemy platform shown in panel B. (B) The Anguilla-Saint-Barthélemy platform with its islands. (C) Scrub Island with topographic data obtained by LIDAR (Pinet, 2011) and the bathymetry from SHOM (data.shom.fr/donnees/legend/RASTER_MARINE_3857_WMETS). (D) Satellite image of the westernmost coastal lagoon from Scrub Island and its sandy barrier (Google Earth Pro V 7.3.4.8248. November 4, 2020. Scrub Island, Anguilla. 18°17'04,68''N, 62°57'11,82''W, Eye alt 561 meters. Maxar Technologies 2021 [September 10, 2021]). The white dot corresponds to the location of SCR1-18-01 sedimentary core. 97

Figure 6.2. Data for core SCR1-18-01. From left to right: tsunami and hurricane events (in grey), sedimentary log, grain-size contour plot, X-ray photography and their associated projections of the orientations (azimuth) and dipping-angle (plunge) of the longest grain axes for Hurricane Donna, Lisbon Tsunami and Pre-Columbian Tsunami. The grey rectangles in the X-ray photography of the Pre-Columbian Tsunami indicate area with no data because some sedimentary levels were sampled before this study (Biguenet et al., 2021). The FA to FD stereographic representations are relative to the facies observed in the studied deposits. 101

Figure 6.3. Elongation of the ellipsoids compared to the plunges for all grain-size fractions in the three studied events. Examples of ellipsoid shapes depending on their elongation value are displayed below the horizontal axis (for a plunge of 0°). Examples of ellipsoid dipping-angle depending on their plunge value are displayed left to the vertical axis (for a degree of elongation of 0.3). 103

Figure 6.4. Anisotropy of the ellipsoids of grain orientation for different types of fabric (Benn, 1994), subdivided by grain-size fraction for every studied deposit. The shape of the ellipsoid is represented at each end of the central plot: isotropic (top), oblate (low left) and prolate (low right). 104

Figure 6.5. Three-dimensions visualisation of the Lisbon tsunami deposit. (A) Entire deposit; (B) Observation of the sediment fabric in the centre of the deposit and of its erosive base. 108

Figure 7.1. (A) The Caribbean Sea and Lesser Antilles Arc (<https://freevectormaps.com/world-maps/caribbean/WRLD-CI-01-0001?ref=atr>). (B) Topography of Barbuda Island in 2018 (after Irma), modified from Bain et al., 2018 and Brasier 1975a, 1975b. (C) Codrington lagoon morpho-bathymetry, from Brasier 1975a, 1975b. (D) Codrington lagoon morphology 3 months after Hurricane Irma from a satellite image of Barbuda obtained in December 2018 (Google Earth Pro V 7.3.4.8248. December 2018. Barbuda, 17°38'46,87"N, 61°50'48,67"W, Eye alt 30 kilometers. Landsat/Copernicus [December 10, 2021]). The black dots correspond to sedimentary core locations sampled in March 2018 with their respective water depths. The two red lines correspond to seismic profiles recorded in June 2021. 123

Figure 7.2. Historical hurricane tracks (1859–2017) passing within 30 km from Codrington Lagoon (Barbuda) (NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks)..... 124

Figure 7.3. Barbuda old nautical maps. (A) Two maps of Barbuda, in Gloucestershire County. Record Office D1610 P17. This redrawing is based on the pencil and color-wash map.

Additional information from the pen and ink version (of identical outline) is shown here in brackets, from Tweedy, 1981; (B) The Island of Barbuda, surveyed in 1813 by Capt. Decker, R. N., Hydrographical Office (PRO, CO 700, MP/8 Antigua X/04800), from Bain et al., 2018; (C) The West Indies. By G.H. Swanston, Edinr. (with) The Most Important Of The Lesser British Islands On An Enlarged Scale. LXI. Engd. by G.H. Swanston Edinburgh. A. Fullarton & Co. Edinburgh, London & Dublin, from David Rumsey Map Collection (davidrumsey.com); (D) Barbuda; location and elevation map, from Wigley, 1973. 133

Figure 7.4. Satellite images displaying morphological evolutions of the Codrington Lagoon western sandy barrier over the period 1982–2021 (Landsat and Global Land Survey data sets). The images are from glovis.usgs.gov. The red bars correspond to hurricanes that passed within 30 km from Codrington Lagoon during the visualized period. H1, H2, and H5 indicate the hurricane category on the Saffir–Simpson hurricane wind scale. 134

Figure 7.5. (A) Seismic profile 15 (length approximately 570 m) showing a part of the lagoon central inlet structure (east–west transect) in June 2021. (B) Interpreted profile. (C) Profile localization in comparison with the sandy barrier in 2021 (in gray) and in 2017 before Hurricane Irma (in dotted lines). 135

Figure 7.6. (A) Seismic profile 13 (length approximately 750 m) showing the south lagoon infill structure along an east–west transect in June 2021. (B) Interpreted profile. (C) Profile localization in comparison with the sandy barrier in 2021. 137

Figure 7.7. Main facies of the six cores from Codrington Lagoon. For every facies (F1, F2A, F2B and F3), there is a picture of a thin slide on the left, SEM images, and geochemical cartographies (with Ca in green, Mg in red) from cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. In F1 and F2, there are optical microscope photographs of foraminifera (<125 μm) and bivalves and gasterops shells, respectively, taken from cores BARB1-18-01 and BARB1-18-05. 142

Figure 7.8. Photos, facies logs, and sedimentary logs for cores BARB-18-01, 02, 03, 05, 06 and 09 with the depth of the ¹⁴C ages in cal. BP (indicated with black stars). The most reliable ¹⁴C ages are shown in black, and the others are shown in gray. The orange, blue and violet lines highlight the different types of sedimentary deposits that were correlated between cores. The indicated depths are relative to the bottom of the lagoon. The cores location and water depths are indicated on the map. 143

Figure 7.9. Geochemical and grain-size data for core BARB1-18-01. (A) From left to right, picture, X-ray, facies log, lithological description, grain-size endmember distributions and their

corresponding grain-size modes underneath, centered log-ratio (CLR) XRF data for Sr, Br, K and Ti. The LOI950 and LOI550 percentages are superimposed on the Sr and Br data, respectively. (B) PCA of the XRF data with the grain-size endmembers. (C) Map of the geochemical data distribution with facies information. The black dots correspond to F1, the red dots to F2A, the green dots to F2B and the blue dots to F3.	145
Figure 7.10. Geochemical and grain-size data for core BARB1-18-05. (A) From left to right, picture, X-ray, facies log, lithological description, grain-size endmember distributions and their corresponding grain-size modes underneath, centered log-ratio (CLR) XRF data for Sr, Br, Cl, Mn and Ti. The LOI950 and LOI550 percentages are superimposed on the Sr and Br data, respectively. (B) PCA of the XRF data with the grain-size endmembers. (C) Map of the geochemical data distribution with facies information. The black dots correspond to F1, the red dots to F2A, the green dots to F2B and the blue dots to F3.	147
Figure 7.11. BARB1-18-01 and BARB1-18-05 short-lived radionuclide data with ²¹⁰ Pbex on a logarithmic scale associated with the ¹³⁷ Cs activity profiles, core pictures and X-ray. The gray rectangles display the F1 layer boundaries.....	148
Figure 7.12. Localization of the 16 seismic traces in Codrington Lagoon.....	161
Figure 8.1. Localisation de la lagune de Long Pond (ANGU1) et des carottes sédimentaires collectées (Anguilla).	167
Figure 8.2. Présentation des carottes ANGU1-18-01, 02 et 03, avec de gauche à droite pour chaque carotte : Photo, âges ¹⁴ C calibrés et Log stratigraphique. Les niveaux sableux et leurs corrélations entre les carottes sont surlignés en orange.	168
Figure 8.3. Présentation de l'abondance des foraminifères de la carotte ANGU1-18-01, avec de gauche à droite : photo de la carotte, log stratigraphique et abondance des foraminifères selon une échelle semi-quantitative : 0 (pas d'individu), 1 (1 à 2 individus), 2 (3 à 5 individus), 3 (6 à 15 individus), 4 (16 à 40 individus), 5 (+ de 41 individus).	170
Figure 8.4. Localisation de la lagune Grande Saline (GDS) et des carottes sédimentaires collectées (Pointe des Châteaux, Guadeloupe).	172
Figure 8.5. Présentation des carottes GDS-17-01 et GDS-17-02, avec de gauche à droite pour chaque carotte : Photo, âges ¹⁴ C calibrés et Log stratigraphique. Le niveau sableux et sa corrélation entre les carottes est surligné en orange.....	173
Figure 8.6. Présentation de l'abondance des foraminifères de la carotte GDS-17-01, avec de gauche à droite : photo de la carotte, log stratigraphique et abondance des foraminifères selon	

une échelle semi-quantitative : 0 (pas d'individu), 1 (1 à 2 individus), 2 (3 à 5 individus), 3 (6 à 15 individus), 4 (16 à 40 individus), 5 (+ de 41 individus). 174

Figure 8.7. Modèle d'âge provisoire de GDS-17-01 à partir des âges de radiocarbone. 176

Liste des tableaux

Tableau 3.1. Liste des carottes sédimentaires collectées pendant la mission de 2018 et en 2017, avec de gauche à droite : le nom de l'île, le code attribué à la lagune, le nom de la carotte, son N° IGSN, sa longueur (cm), la profondeur d'eau dans la lagune au moment de l'échantillonnage (cm), et les coordonnées GPS de la carotte.	47
Tableau 5.1. Hurricanes that passed within 30 km from Scrub Island (Anguilla) from 1852 to 2017 (NOAA, 2020, Historical Hurricane Tracks). SSHWS: Saffir–Simpson hurricane wind scale. Kt: knot, mb: millibar.....	64
Tableau 5.2. ¹⁴ C ages for cores SCR1-18-01 and SCR1-18-03 (plant macro-remains: wood or leaves).	74
Tableau 7.1. Hurricanes that passed within 30 km from Codrington lagoon (Barbuda) from 1859 to 2017 (NOAA, 2021, Historical Hurricane Tracks). SSHWS: Saffir–Simpson Hurricane Wind Scale. Kt: knot, mb: millibar.....	125
Tableau 7.2. ¹⁴ C ages for cores BARB1-18-01, BARB1-18-02, BARB1-18-03, BARB1-18-05, BARB1-18-06 and BARB1-18-09 (plant macroremains: wood, leaves and roots).	150
Tableau 7.3. Core BARB1-18-01.	163
Tableau 7.4. Core BARB1-18-05.	164
Tableau 8.1. Ages ¹⁴ C obtenus pour les carottes ANGU1-18-01, 02 et 03 à partir de macro-restes végétaux.	171
Tableau 8.2. Tableau 8.3. Ages ¹⁴ C obtenus pour les carottes GDS-17-01 et 02 à partir de macro-restes végétaux.....	176

10. Annexes

10.1. A tsunami deposit at Anse Meunier, Martinique Island: Evidence of the 1755 CE Lisbon tsunami and implication for hazard assessment

Raphaël Paris ^a, Pierre Sabatier ^b, **Maude Biguenet** ^{b,c}, Alexis Bougouin ^{a,d}, Gaël André ^e, Jean Roger ^f

^a Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^b EDYTEM, Université de Savoie Mont-Blanc, Université Grenoble Alpes, CNRS, F-73376 Le Bourget du Lac, France

^c Université de la Rochelle, CNRS, LIENSs, F-17042 La Rochelle, France

^d Laboratoire Ondes et Milieux Complexes (LOMC), Université Le Havre Normandie, CNRS, F-76063 Le Havre, France

^e Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), F-29228 Brest, France

^f GNS Science, 1 Fairway Drive, Avalon 5010, PO Box 30368, Lower Hutt 5040, New Zealand

Marine Geology 439 (2021) 106561

<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106561>

Received 25 March 2021; Received in revised form 30 June 2021; Accepted 2 July 2021

Available online 7 July 2021

Abstract:

This study presents the results of paleo-tsunami investigation in marshes of the southern and eastern coasts of Martinique Island (Lesser Antilles, France). A sand unit dated 1726–1813 cal. CE at 30 cm depth at Anse Meunier represents the most convincing evidence of high-energy coastal flooding of the last 5000 years on the island. Sedimentological analyses combined with tsunami simulations demonstrate that this sand deposit likely corresponds to the 1755 CE Lisbon transatlantic tsunami. No other tsunami or hurricane event was identified on the 11 marshes investigated. The 1755 Lisbon tsunami is thus the only tsunami recorded in the stratigraphy of coastal marshes of the southern and eastern coasts of Martinique Island during the last 3500 years, even if we cannot exclude the possibility of larger-magnitude but lower-frequency tsunamis that would not be recorded in coastal stratigraphy during this period.

Keywords: Tsunami deposit; Caribbean; Lesser Antilles; Martinique Island; 1755 Lisbon tsunami

10.2. A Megathrust earthquake as source of a Pre-Colombian tsunami in Lesser Antilles: Insight from sediment deposits and tsunami modeling

L. Cordrie ^{a,b}, N. Feuillet ^b, A. Gailler ^a, **M. Biguenet** ^{c,d}, E. Chaumillon ^c, P. Sabatier ^d

^a CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

^b Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

^c Université de la Rochelle, UMR 7266 LIENSs, 2, rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France

^d Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, Bâtiment « Pôle Montagne », 5 bd de la mer Caspienne, 73376, Le Bourget du Lac cedex, France

Earth-Science Reviews 228 (2022) 104018

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104018>

Received 21 September 2021; Accepted 27 March 2022; Available online 4 April 2022

Abstract

No megathrust earthquake similar to the Magnitude class 9 events in Sumatra in 2004 or in Japan in 2011 was firmly reported at the Lesser Antilles subduction zone. The largest known tsunamis followed either a strong intraplate earthquake (1867, Virgin Islands) or were transoceanic due to the 1755 Lisbon earthquake. In this region, where the convergence rate between the American and Caribbean plate is low, the recurrence time of large earthquakes may be long (several centuries or millennia) and the historical record of such events is short. It is thus difficult to estimate their impact and becomes crucial to gain information from longer-term geological records and tsunami modeling. An increasing number of old prehistoric tsunami deposits have been identified in recent years on several islands in the northern segment of the Lesser Antilles arc, between Antigua and Puerto Rico, in Anegada, St-Thomas (Virgin Islands), Anguilla and Scrub islands. Here, we carefully review all those studies and evidenced that most tsunami deposits are about 500 to 800 years old (1200 to 1500 cal yrs. CE) likely suggesting a large event or a cluster of events at that time. We combined information provided by the sedimentological records (distribution and altitude of the sediment deposits) and tsunami models to discuss the origin of the middle age Pre-Colombian event(s). We listed all faults as possible sources of tsunamis in this complex tectonic region. We performed 35 run-up models by using high-resolution/topographic grids to compare the simulated wave

heights and run-up distance to the sediment record. We showed that few models are able to generate tsunami waves which heights and run-up distances match the characteristic of the observed tsunami deposits. These models are Magnitude class 9 M-thrust earthquakes rupturing the subduction interface between 30 km in depth to the trench facing Anegada Island. Magnitude class 8 outer-rise earthquakes, modeled along the trench, are other candidates for the Pre-Columbian event(s) although less convincing than the mega-thrust ones. The realism of these models is discussed in the light of the recent coupling models of the subduction zone based on short-term geodetic records. Finally, considering all the results and data, the equally strong hypothesis that these sediments were deposited by one or several storms remains less convincing than our tsunamigenic earthquakes scenarios. We conclude that the occurrence of one or several large megathrust or outer-rise earthquakes in association with damaging tsunamis likely have occurred in the past in the Lesser Antilles and could occur again in the future. This opens the discussion on the threat posed by such catastrophic event in these densely populated and touristic regions.

Keywords: Tsunami; Subduction; Sediments deposits; Lesser Antilles, Pre-Columbian; Fault models ; Simulation

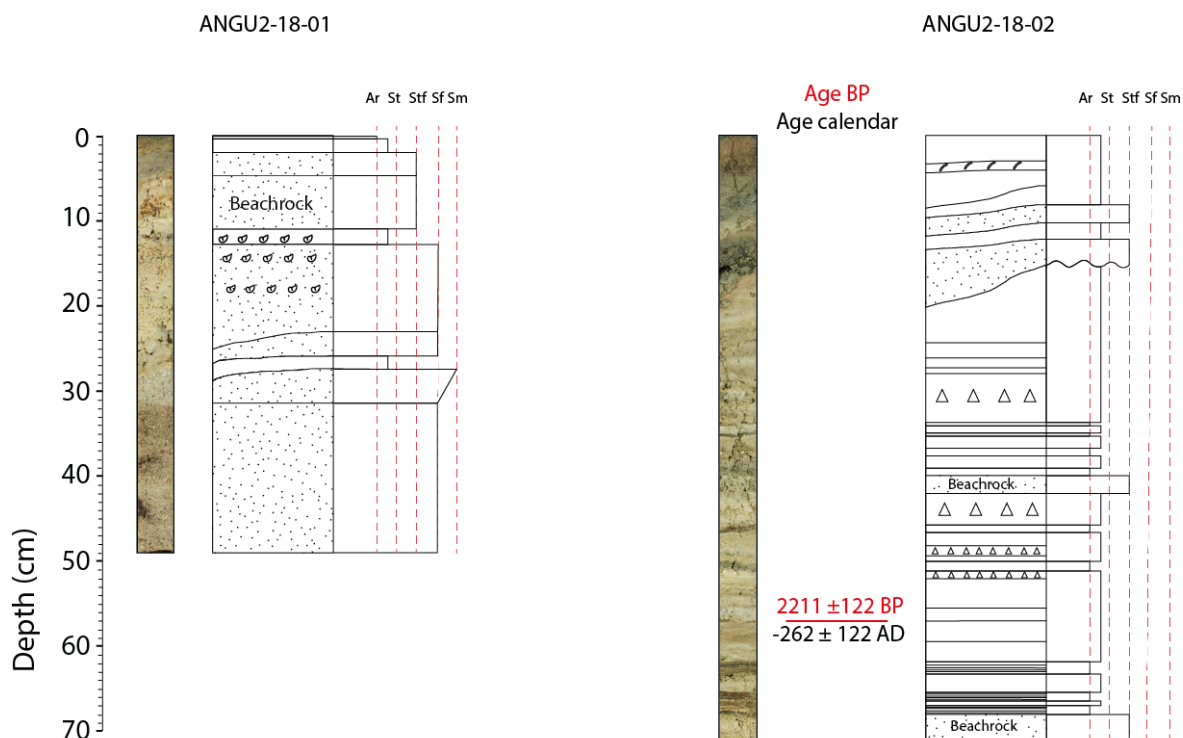
10.3. Sites d'étude non présentés dans les résultats de la thèse

ANGUILLA



ANGU2

La deuxième lagune échantillonnée (ANGU2) est située au nord-ouest de l'île. Elle mesure environ 800 m de long sur 250 m de large et est peu profonde (80 à 130 cm d'eau en mars 2018). Deux carottes de 50 et 70 cm y ont été prélevées : ANGU2-18-01 et ANGU2-18-02. La carotte 01 est principalement constituée de sable coquillers, probablement issus du cordon sableux. La carotte 02 est constituée d'une alternance d'argile plus ou moins riche en matière organique autochtone (tapis algaires) et de sel évaporitique, le tout entrecoupé de dépôts de sable coquiller. Les 20 cm supérieurs de cette carotte semblent mélangés. Une date ^{14}C a été obtenue sur cette carotte, avec un âge de 262 +/- 122 ans cal. BCE (2211 ans BP) à 57 cm de profondeur. Ces deux carottes sont difficilement corrélables, ne présentent que très peu de dépôts sableux, potentiellement remaniés et n'ont donc pas été étudiées plus en détail.



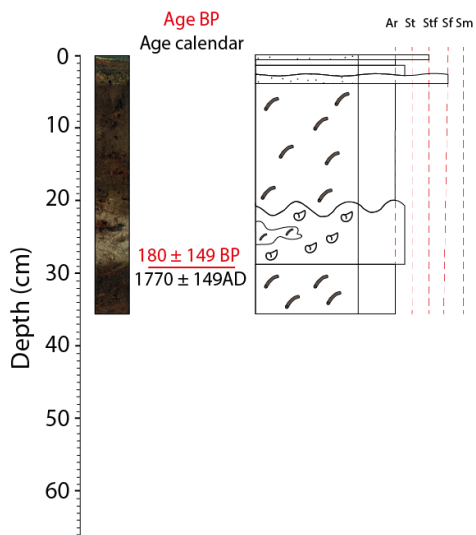
ANGU3

La troisième lagune échantillonnée (ANGU3) est située au sud-ouest de l'île. Elle mesure environ 700 m de long sur 400 m de large et est peu profonde (80 à 130 cm d'eau en mars 2018). Deux carottes de 35 et 65 cm y ont été prélevées : ANG2-18-01 et ANG2-18-02. La carotte 01 est localisée dans la partie nord-est de la lagune et est principalement constituée de tourbe avec un dépôt tourbo-sableux remanié entre 22 et 29 cm et deux dépôts sableux au top de la carotte. Une date ^{14}C située à la base du dépôt tourbo-sableux date ce potentiel événement à 1770 +/- 149 ans cal. CE. Cet âge pourrait correspondre au télé-tsunami de Lisbonne de 1755 mais le dépôt peut également être issu d'un ouragan. La carotte 02 est située au sud-est de la lagune et est constituée d'une alternance d'argile plus ou moins riche en matière organique autochtone (tapis algaires) et de sel évaporitique, le tout entrecoupé de dépôts de sable coquiller. Les 30 cm supérieurs de cette carotte sont constitués d'épais dépôts sableux bien définis pouvant correspondre à un événement extrême récent. L'ouragan Irma qui a frappé l'île en septembre 2017 pourrait potentiellement être à l'origine de ce dépôt, d'autant qu'un overwash est visible très proche de la carotte 02 sur les images satellites juste après le passage d'Irma. Cependant, l'origine de ce dépôt ne peut être certifiée sans datation plus précise. Une date ^{14}C située à 40 cm dans la carotte 02 donne un âge de 702 +/- 55 ans

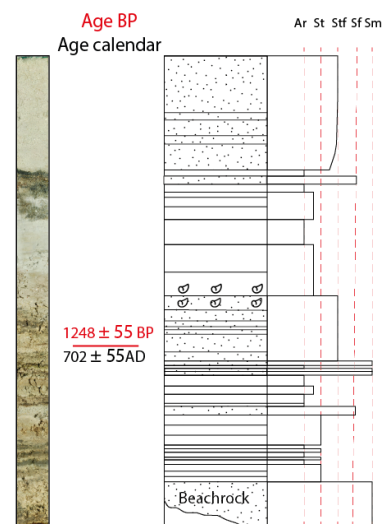
cal. CE. Cette lagune pourrait finalement potentiellement avoir enregistré le télé-tsunami de Lisbonne et l'ouragan Irma.



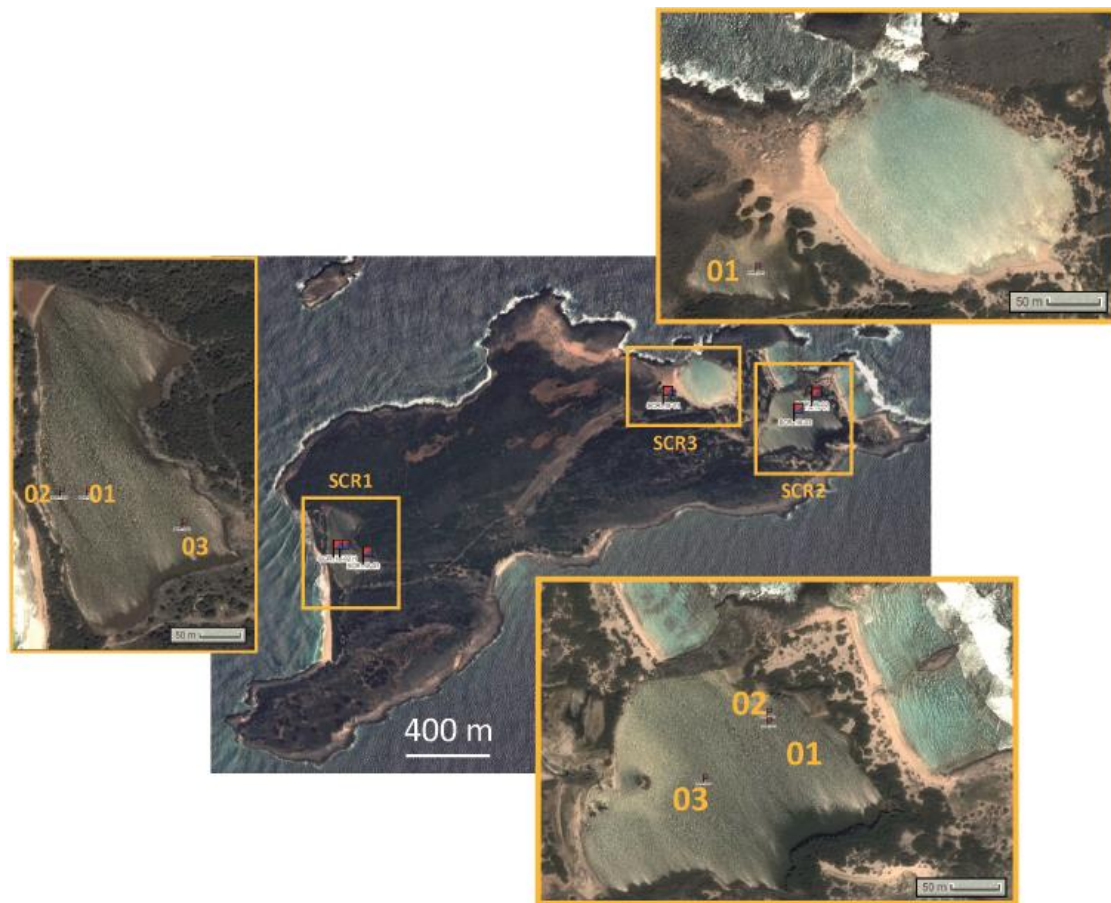
ANGU3-18-01



ANGU3-18-02

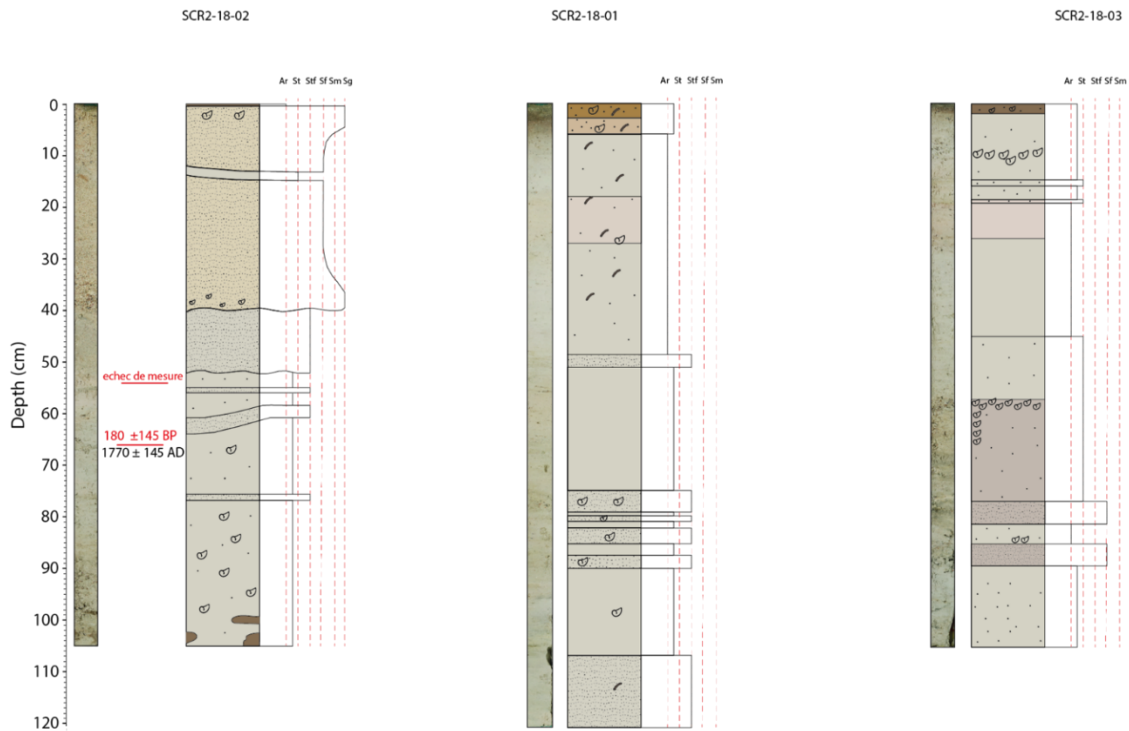


SCRUB



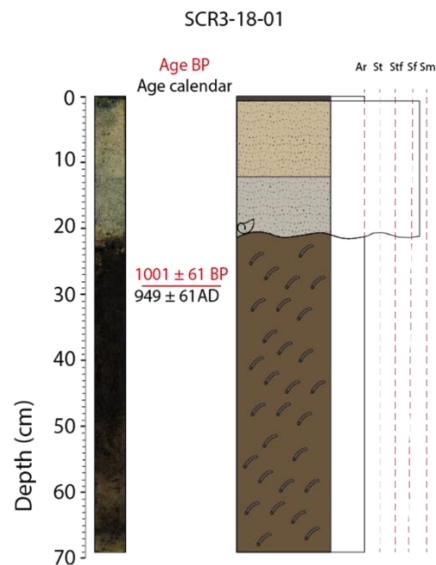
SCR2

La deuxième lagune échantillonnée (SCR2) est située à l'est de l'île. Elle mesure environ 200 m de long sur 150 m de large et est peu profonde (50 à 100 cm d'eau en mars 2018). Trois carottes de 100 à 120 cm y ont été prélevées : SCR2-18-01, SCR2-18-02 et SCR2-18-03. Les carottes 01 et 02 sont localisées dans la partie nord-est du lagon et la 03 dans la partie ouest. Les carottes sont principalement constituées de sédiments lagunaires argilo-silteux entrecoupés de quelques dépôts sableux qui restent difficiles à corréler. Les 40 premiers centimètres du top de la carotte 02 sont constitués de sable coquillers grossiers et pourraient correspondre à un événement extrême récent. Une date ^{14}C située à 60 cm de profondeur dans cette carotte est daté à 1770 +/- 145 cal. CE. Un dépôt de sable, situé de 64 à 61 cm de profondeur, juste au-dessus de cette datation pourrait potentiellement correspondre au dépôt du tsunami de Lisbonne de 1755 ou d'un ouragan.



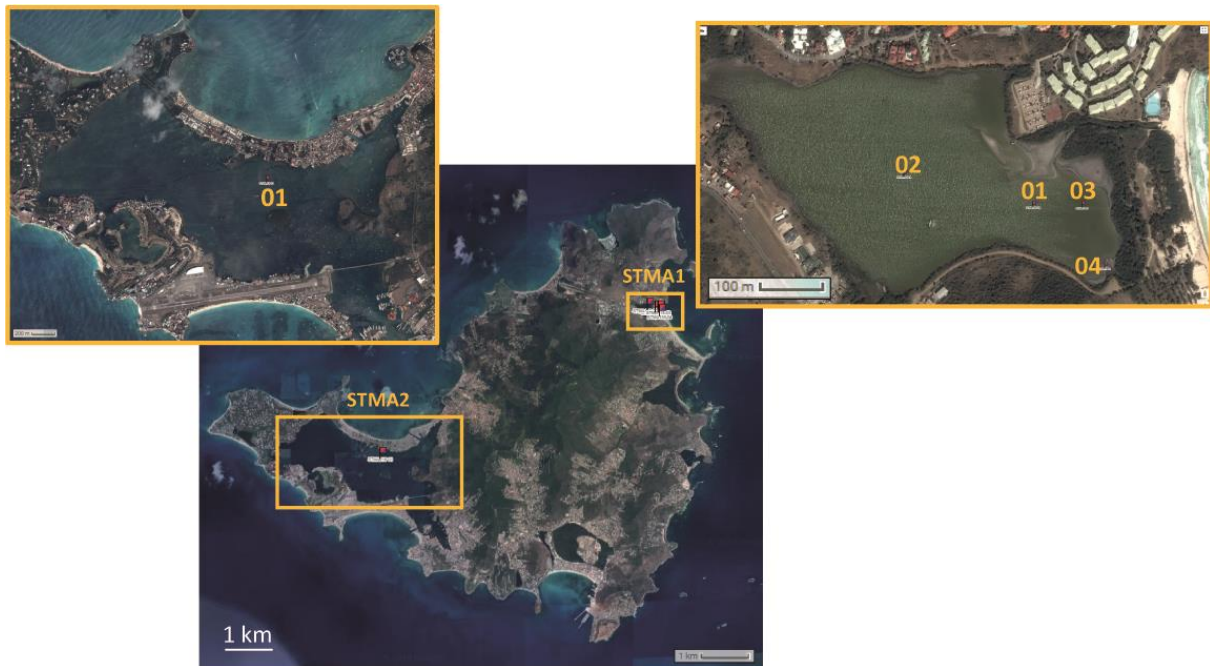
SCR3

La troisième lagune échantillonnée (SCR3) est située au nord-est de l'île. Elle mesure environ 150 m de long sur 150 m de large. Une carotte de 70 cm, SCR3-18-01, a été prélevée dans sa partie occidentale très peu profonde (environ 50 cm d'eau en mars 2018), connectée à la lagune. Elle est principalement constituée de tourbe avec une transition vers le top de la carotte, qui est composé de sable coquiller sur les 23 centimètres supérieurs. Une date ^{14}C située à 29 cm de profondeur dans cette carotte date la limite entre la tourbe et le mélange sable-tourbe à 949 ± 61 cal. CE.



SAINT-MARTIN

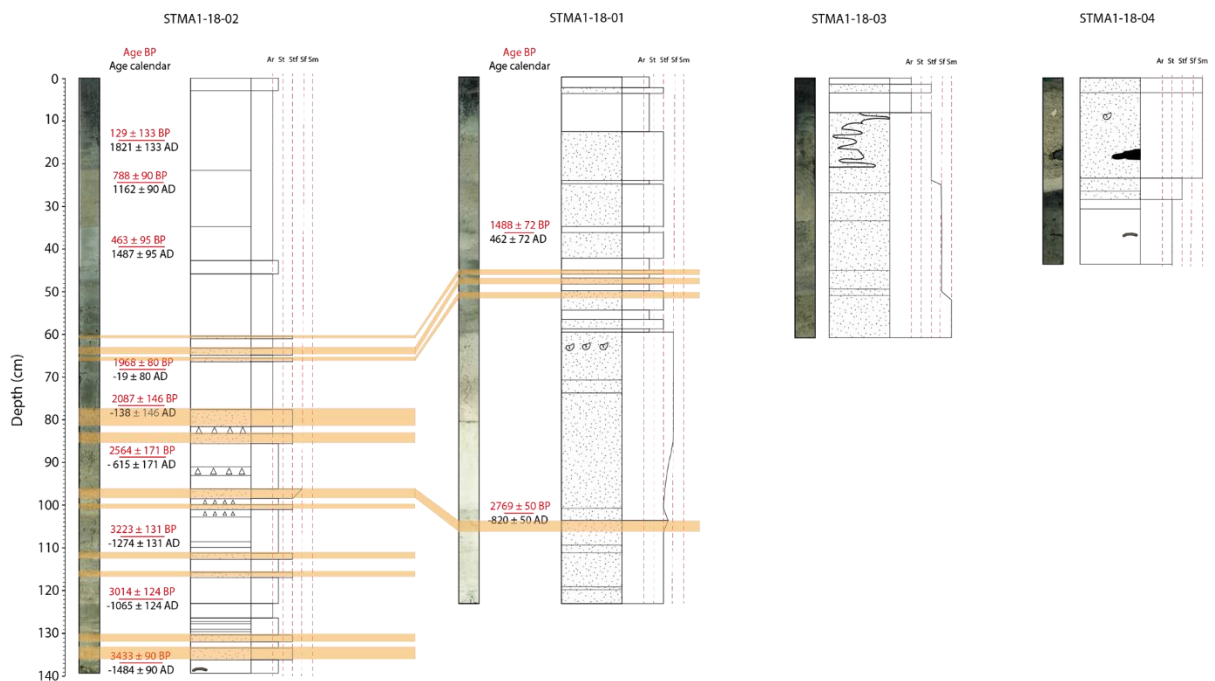
L'île de Saint-Martin est située 9 km environ au sud de l'île d'Anguilla. Elle mesure environ 12 km de long pour 8 km de large. Deux lagunes y ont été échantillonnées lors de la mission de 2018 : STMA1 et STMA2.



STMA1

La première lagune échantillonnée (STMA1) est située au nord-est de l'île. Elle mesure environ 800 m de long sur 400 m de large et est peu profonde (30 à 100 cm d'eau en mars 2018). Quatre carottes de 45 à 140 cm y ont été prélevées : STMA1-18-01, STMA1-18-02, STMA1-18-03 et STMA1-18-04. Les carottes 01, 03 et 04 sont localisées dans la partie est de la lagune et la 02 dans la partie centrale, plus profonde. Cette lagune est sujette à l'évaporation en saison sèche. Les deux images satellites ci-dessous montre la variation du niveau d'eau dans la lagune en saison humide (à gauche) et en saison sèche (à droite). En saison sèche, les carottes 01, 03 et 04 sont en zone émergée. Ainsi, les carottes de l'est de la lagune sont principalement constituées de sable probablement issu du cordon, les rendant inexploitable pour la recherche d'événements de submersion marine de haute énergie. Cependant, la carotte 02 est constituée de sédiments lagunaires argilo-silteux entrecoupés de nombreux dépôts sableux. Neuf datations ^{14}C ont été effectuées sur cette carotte. L'âge le

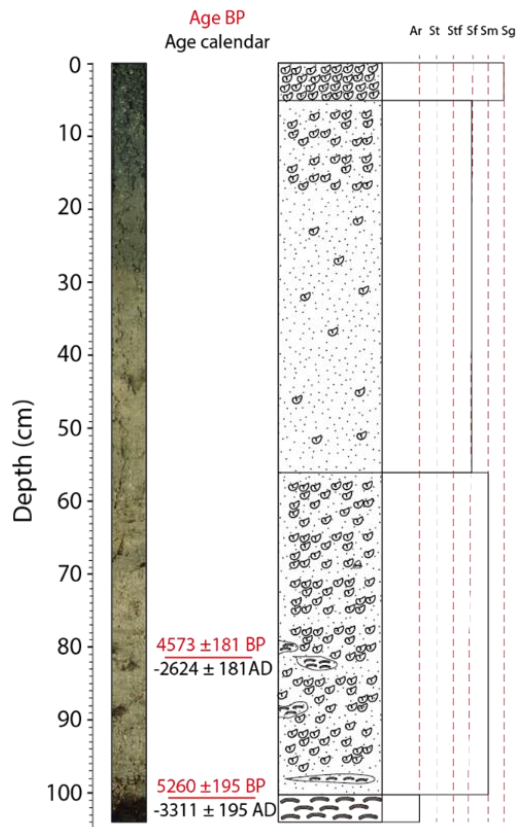
plus ancien est de 3433 ans +/- 90 cal. BP (-1484 ans +/- 90 cal. CE). La quasi-totalité des dépôts sableux sont datés d'avant 1968 ans +/- 80 cal. BP (- 19 ans +/- 80 cal. CE).



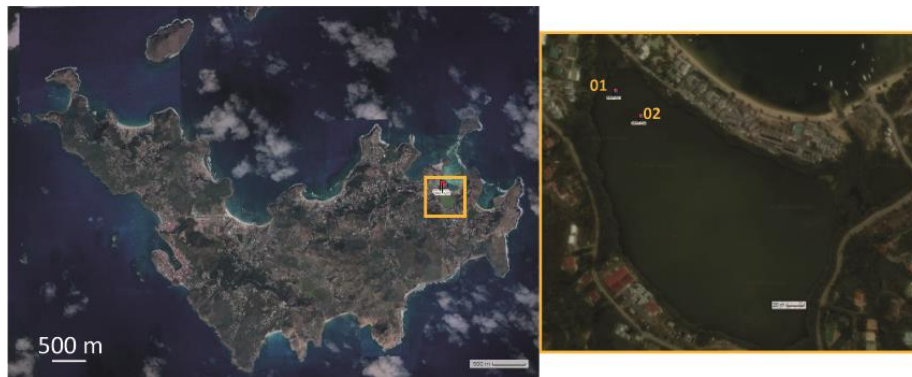
STMA2

La deuxième lagune échantillonnée (STMA2) est située à l'ouest de l'île. Elle mesure environ 4 km de long sur 2 km de large et est profonde (2,9 m d'eau en mars 2018). Une carotte de 104 cm, STMA2-18-01, y a été prélevée. Elle est principalement constituée de sable coquiller, à l'exception de sa base constituée de tourbe. Une date ¹⁴C située à 101 cm de profondeur dans cette carotte date la limite entre la tourbe et le sédiment sableux riche en débris coquiller à 5260 ans +/- 195 cal. BP (-3311 ans +/- 195 cal. CE). Il n'y a pas de dépôt visible de submersion marine de haute énergie dans cette carotte sédimentaire.

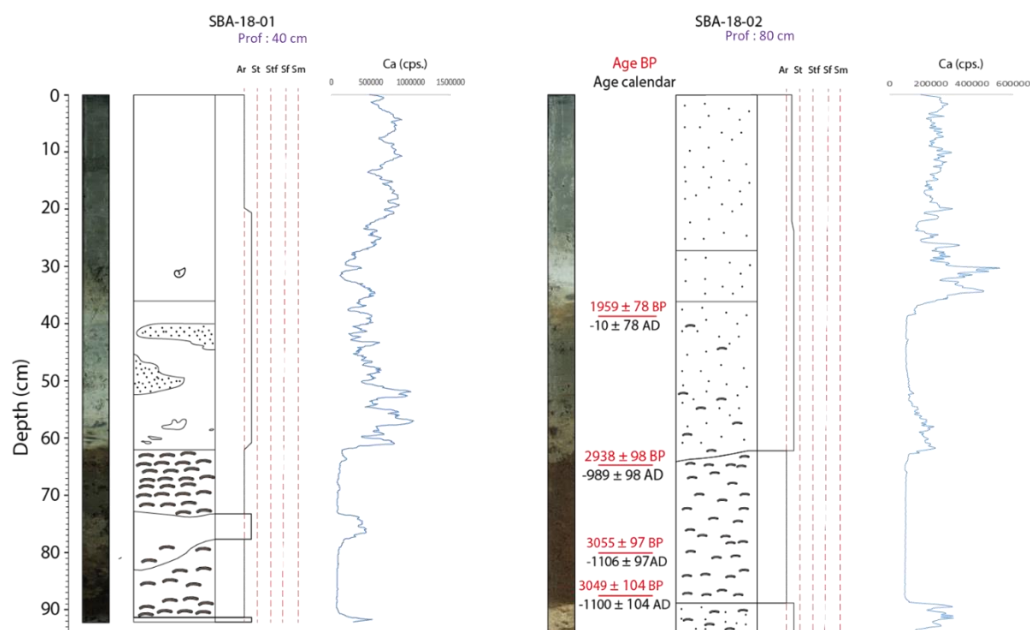
STMA2-18-01



SAINT-BARTHELEMY : SBA



L'île de Saint-Barthélemy est située 21 km environ au sud-est de l'île de Saint-Martin. Elle mesure environ 7 km de long pour 5 km de large. Une lagune y a été échantillonnée lors de la mission de 2018 : SBA. Elle est située au nord-est de l'île et mesure environ 400 m de long sur 200 m de large et est peu profonde (40 à 80 cm d'eau en mars 2018). Deux carottes d'environ 95 cm de long y ont été prélevées : SBA-18-01 et SBA-18-02. Les deux carottes présentent une base tourbeuse, surmontée de sédiments lagunaires argilo-silteux. Quatre datations 14C ont été effectuées dans la carotte SBA-18-02 et l'âge le plus ancien obtenu est de 3049 ans +/- 49 cal. BP (-1100 ans +/- 49 cal. CE), à 86 cm de profondeur. La transition tourbe – sédiment lagunaire a également été daté dans cette carte et montre un âge de 2938 ans +/- 98 cal. BP (-989 ans +/- 98 cal. CE). Il n'y a pas de dépôt visible de submersion marine de haute énergie dans cette carotte sédimentaire.



ANTIGUA

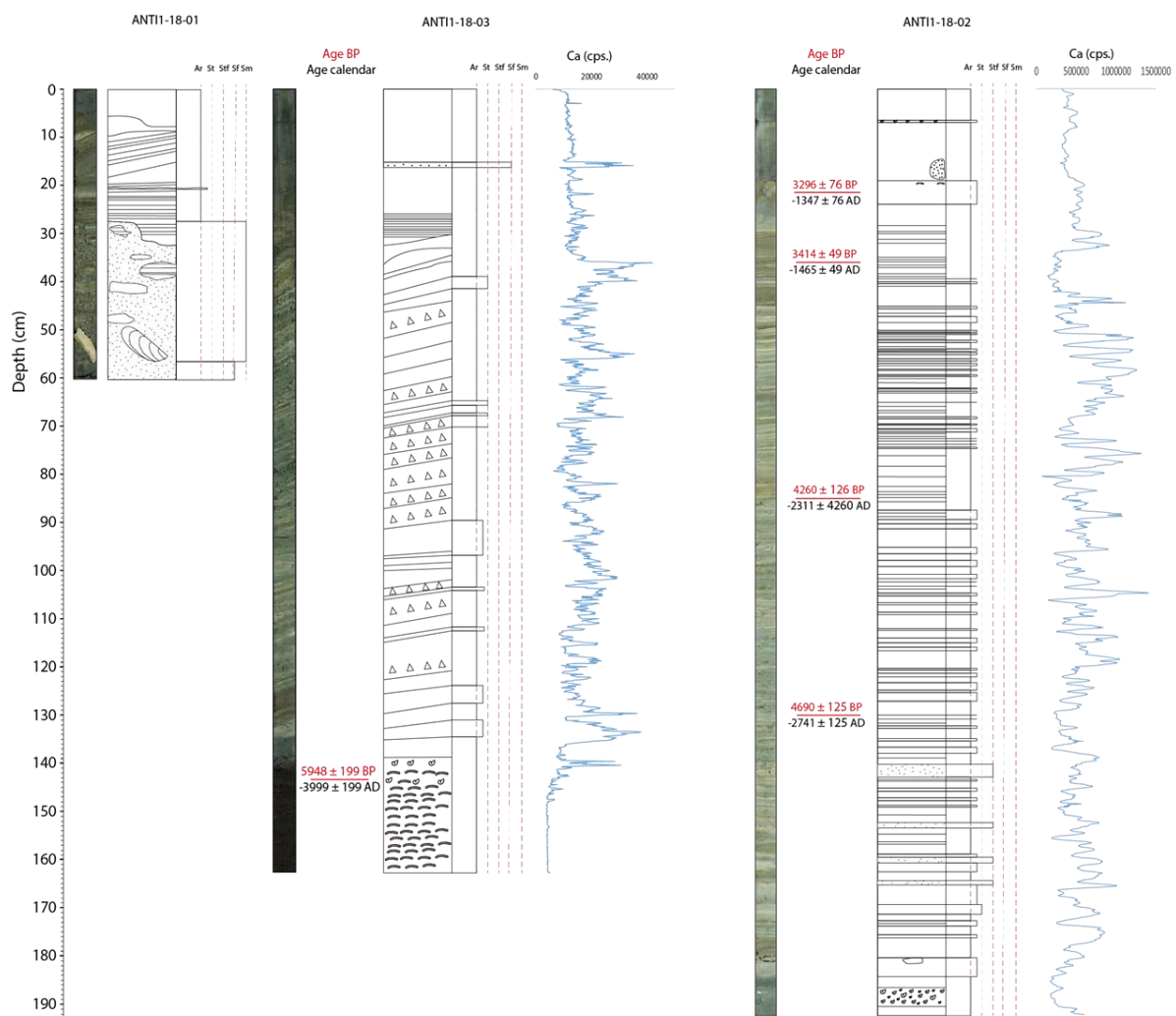
Antigua est une île de 23 km de long sur 16 km de large, située à 45 km environ au sud-ouest de Barbuda. Elle fait partie de l'archipel d'Antigua et Barbuda. Trois lagunes y ont été échantillonnées pendant la mission de 2018 : ANTI1, ANTI2 et ANTI3.



ANTI1

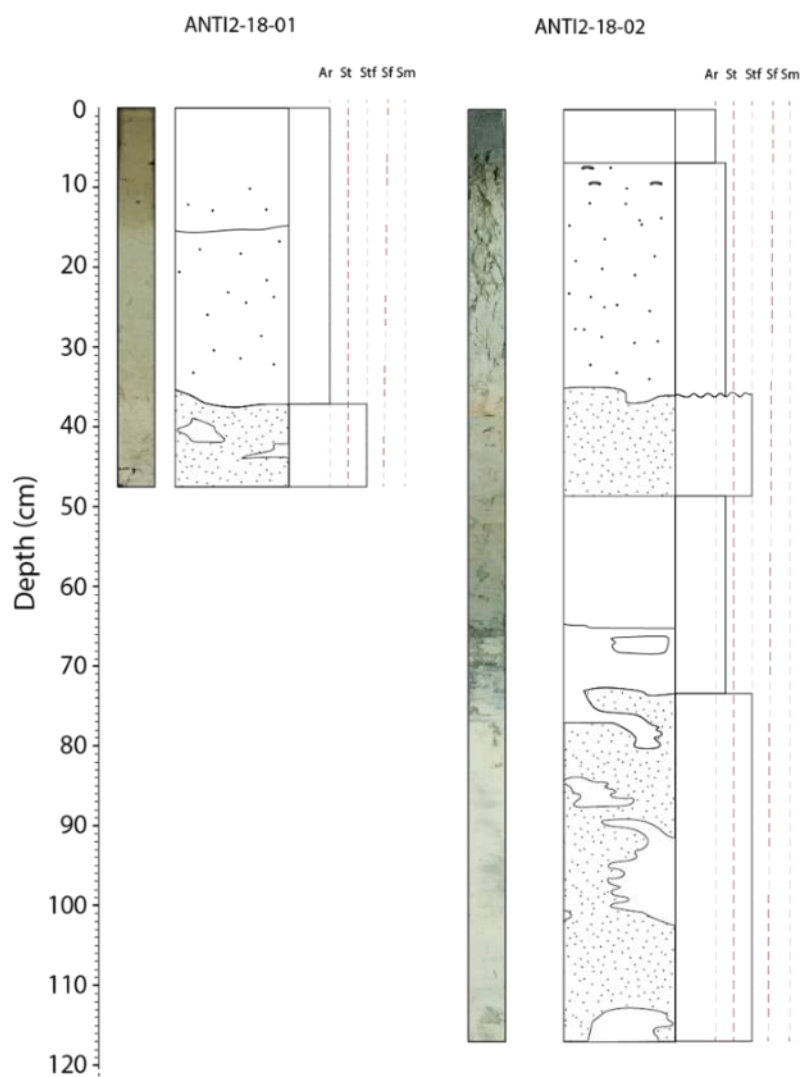
La première lagune échantillonnée (ANTI1) est située au nord-ouest de l'île. Elle mesure environ 80 m de long sur 40 m de large et est relativement profonde (2,3 à 3 m d'eau en mars 2018). Cette lagune est connectée à l'océan par un chenal au nord, ce qui lui confère une forme de goutte. Trois carottes de 60 à 195 cm y ont été prélevées : ANTI1-18-01, ANTI1-18-02 et ANTI1-18-03. Les trois carottes sont principalement constituées de fines lamines argileuses entrecoupées de rares dépôts sableux. La partie inférieure de la carotte 01 est constituée de sable grossier et sa partie supérieure de lamines argileuses horizontales qui

deviennent obliques dans les 20 cm du top. Cette carotte est proche du cordon et semble présenter du remaniement et n'a donc pas été plus étudiée plus en détails. La carotte 02 est entièrement constituée de lamines argileuses horizontales entrecoupées de quelques dépôts sableux. Quatre datations ^{14}C ont été effectuées dans cette carotte. L'âge le plus récent obtenu est de 3296 ± 125 ans cal. BP (1347 cal. BCE) à seulement 20 cm de profondeur dans la carotte et l'âge le plus ancien obtenu est de 4690 ± 76 ans cal. BP (2741 BCE) à 130 cm de profondeur. Le taux de sédimentation dans cette carotte est donc très lent et il semble manquer les 3000 dernières années de sédimentation. La carotte 03 est très semblable à la carotte 02, à la différence qu'elle présente des lamines obliques et non horizontales, ce qui complique la corrélation entre les deux carottes. La base de la carotte 03 est constituée de tourbe et la transition entre la tourbe et les lamines argileuses se fait à 144 cm de profondeur. Une datation ^{14}C a été obtenue à cette profondeur, datant la transition entre tourbe et argile à 5948 ± 199 ans cal. BP (-3999 ± 199 cal. CE).



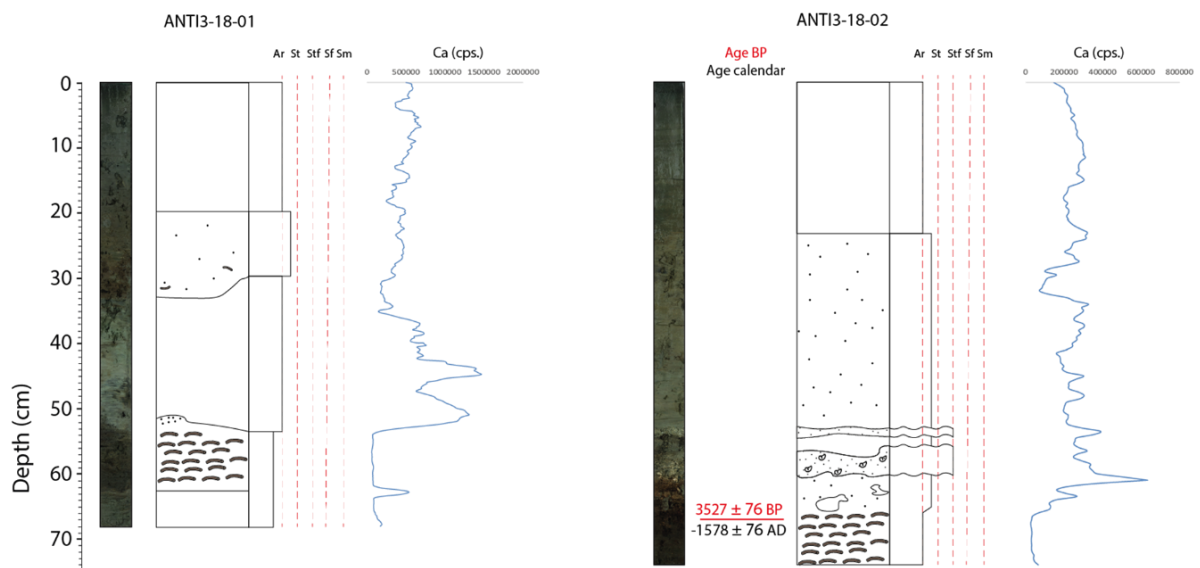
ANTI2

La deuxième lagune échantillonnée (ANTI2) est située au nord de l'île. Elle mesure environ 1,5 km de long sur 500 m de large et est très peu profonde (50 cm d'eau en mars 2018). Cette lagune est située au cœur d'une zone habitée, avec la présence de maisons et de champs tout autour de cette dernière. Deux carottes de 45 et 120 cm y ont été prélevées : ANTI2-18-01 et ANTI2-18-02. Les deux carottes sont principalement constituées de sédiments argilo-silteux et d'épais dépôts sableux. Les deux carottes semblent présenter du remaniement et n'ont donc pas été étudiées plus en détail.



ANTI3

La troisième lagune échantillonnée (ANTI3) est située au sud-est de l'île. Elle mesure environ 600 m de long sur 150 m de large et est très peu profonde (40 à 50 cm d'eau en mars 2018). Deux carottes d'environ 70 cm y ont été prélevées : ANTI3-18-01 et ANTI3-18-02. Les deux carottes sont principalement constituées de sédiments argilo-silteux et avec de la tourbe à la base. Une datation ^{14}C a été obtenue à la transition tourbe-argile dans la carotte 02 et donne un âge de 3527 ± 76 ans cal. BP (1578 ± 76 ans BCE).



Enregistrements sédimentaires des tsunamis, cyclones et mouvements verticaux dans les lagunes du nord de l'arc antillais et aléa tsunami en Nouvelle Aquitaine.

Les zones de subductions peuvent générer de puissants séismes à l'origine de tsunamis destructeurs. La zone de subduction des Petites Antilles reste très mal connue à cet égard et son catalogue sismique historique est très court par rapport au temps de retour de ces événements. Le seul moyen permettant de progresser sur ces temps de retour est l'étude des archives géologiques. En outre, la région est impactée par les ouragans qui, comme les tsunamis peuvent générer des submersions marines et laisser des traces sédimentaires. Dans cette étude, les enregistrements sédimentaires de tsunamis et ouragans des 5000 dernières années environ, sont étudiés dans des lagunes de quatre îles des Petites Antilles (Scrub, Barbuda, Anguilla et Guadeloupe). Des analyses sédimentologiques, géochimiques et micropaléontologiques associées à une chronologie par radiocarbone et radioéléments à courte durée de vie ont été conduites. Deux enregistrements de tsunamis ont été identifiés : celui de Lisbonne de 1755, et un tsunami précolombien du 15ème siècle, non connu historiquement. L'enregistrement du tsunami précolombien indique une submersion très importante, probablement générée par un séisme de très forte magnitude dans l'arc antillais. Sur les côtes aquitaines, les conséquences d'un tel tsunami seraient modérées, avec des vagues ne dépassent pas 1 m. L'identification de nombreux enregistrements d'ouragans a permis de montrer des phases d'augmentation ou de diminution de leur fréquence, qui ont été liées aux variations climatiques passées. L'enregistrement de l'ouragan Irma (2017) tend à montrer que cet événement n'a pas eu d'équivalent lors des 4000 dernières années. Cette intensité sans précédent pourrait être liée au changement climatique actuel. Enfin, nous avons montré l'intérêt de l'analyse de la fabrique sédimentaire via la tomographie X pour différencier les dépôts de tsunamis et d'ouragans dans les lagunes.

Mots clés : tsunamis ; ouragans ; Petites Antilles ; lagunes ; Holocène

Sedimentary records of tsunamis, cyclones and vertical movements in the lagoons of the northern Lesser Antilles and tsunami hazard in Nouvelle-Aquitaine.

The subduction zones can generate powerful earthquakes that cause devastating tsunamis. The Lesser Antilles subduction zone remains very poorly known in this regard, and its historical earthquake catalog is very short. The only way to assess a return time for this hazard is to study the geological record. The region is also impacted by strong hurricanes. Both tsunami and hurricanes generate marine floods recorded by sediments. In this study, about 5000 year-long sedimentary records of tsunamis and hurricanes from coastal lagoons of four Lesser Antilles islands (Scrub, Barbuda, Anguilla and Guadeloupe) are studied. Sedimentological, geochemical, micropaleontological, radiocarbon and short-lived radioelements analyses are conducted. Two sediment records of major tsunamis were identified: the Lisbon tele-tsunami of 1755, and a historically unknown 15th century pre-Columbian tsunami. The sediment record of this pre-Columbian tsunami indicates a large marine flood and a huge tsunami that was likely generated by a high-magnitude earthquake, related to the subduction below the Lesser Antilles Arc. The consequences of such events along the New Aquitaine Coast would be moderate, with maximum wave height of 1 m. The high number of hurricane sediment records allowed to show increase or decrease phases in their number, that were related to past climate variations. The sediment record of Hurricane Irma (2017) in the Barbuda lagoon showed that this event was unique in terms of intensity, at the scale of the last 4000 years. Such an unprecedented intensity may be related to present-day climate change. Finally, the analysis of the sedimentary fabric of the deposits via X-ray tomography was successful for finding differences between tsunami and hurricane deposits.

Keywords: tsunamis; hurricanes; Lesser Antilles; lagoons; Holocene

