



HAL
open science

**Etude des effets texturaux, géochimiques et minéralogiques
associés à des séismes et des phénomènes connexes sur la
sédimentation récente dans les Caraïbes sud-orientales (faille
d'El Pilar et Arc des Petites Antilles)**

Iliana Aguilar Ramos

► **To cite this version:**

Iliana Aguilar Ramos. Etude des effets texturaux, géochimiques et minéralogiques associés à des séismes et des phénomènes connexes sur la sédimentation récente dans les Caraïbes sud-orientales (faille d'El Pilar et Arc des Petites Antilles). Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. <NNT : 2016GREAU050>. <tel-01685207>

HAL Id: tel-01685207

<https://theses.hal.science/tel-01685207v1>

Submitted on 16 Jan 2018

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.



HAL Authorization



THÈSE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Ecole Doctorale Terre Univers Environnement / TUE

Arrêté ministériel: 7 août 2006

Présentée par

Iliana Aguilar Ramos

Thèse préparée au sein de l'Institut des Sciences de la Terre

U.M.R. C.N.R.S / I.R.D. / I.F.S.T.T.A.R.

à l'Université Savoie Mont Blanc

Etude des effets texturaux, géochimiques et minéralogiques associés à des séismes et des phénomènes connexes, sur la sédimentation récente dans les Caraïbes sud-orientales (faille d'El Pilar et Arc des Petites Antilles)

Thèse soutenue publiquement le « 17 février 2016 »,
devant le jury composé de:

Monsieur Franck AUDEMARD

Directeur du Département des Sciences de la Terre, Institut
Vénézuélien d'Investigations Sismologiques / FUNVISIS, *co-Directeur
de Thèse*

Monsieur Mohammed BOUSSAFIR

Maître de Conférences, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans,
CNRS / Université d'Orléans / BRGM, *Examineur*

Monsieur Santiago GIRALT ROMEU

Directeur du Département de Géologie Environnementale et
Géorisques, Institut « Jaume Almeira » des Sciences de la Terre,
C.I.S.C., Barcelone, *Rapporteur*

Monsieur Jean-François DECONINCK

Professeur, CNRS UMR BioGéosciences, Université de Bourgogne,
Rapporteur

Monsieur Christian BECK

Professeur émérite, Université Savoie Mont Blanc / UMR ISTERre,
Directeur de Thèse

Monsieur Pierre SABATIER

Maître de Conférences, Université Savoie Mont Blanc / UMR
EDYTEM, *Invité*

Monsieur Christian CROUZET

Maître de Conférences, ISTERre, Université Savoie Mont Blanc,
co-encadrant de Thèse

Monsieur François JOUANNE

Professeur, ISTERre, Université de Savoie Mont Blanc, Président du
jury



REMERCIEMENTS

Des longues heures de travail se sont passées depuis que cette thèse a démarré en décembre de 2012, et elle n'aurait pas été possible si je n'avais pas eu l'appui de certaines personnes et institutions.

Tout d'abord je remercie Christian Beck et Franck Audemard pour m'avoir proposé ce projet de recherche en 2009, lors de la campagne de prélèvement des carottes dans le Golfe de Cariaco. Merci à Christian Crouzet pour son appui pour les mesures et interprétations des paramètres magnétiques, un sujet qui ne m'était pas familier.

Un merci spécial à Pierre Sabatier pour m'avoir aidé dans la géochimie de mes sondages de Cariaco, mais surtout sa considérable disponibilité pour m'aider à publier les résultats des datations. Un grand merci à Anne-Lise Develle qui m'a beaucoup aidé à valider et discuter les résultats de point de vue géochimique et pour aussi être disponible pour répondre à mes questions. Au monsieur Fayçal Souffi pour la préparation des frottis et pour son bon humour.

Je remercie les membres du jury: MM. Mohammed Boussafir, Santiago Giralt Romeu et Jean-François Deconinck pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Cette recherche s'est développée grâce à l'accord Franco-Vénézuélien ECOS-Nord N°V101U01. Je voudrais remercier à la Fondation Gran Mariscal de Ayacucho (FUNDAYACUCHO) pour avoir financé mon séjour pendant ma thèse comme partie de l'accord avec l'Ambassade de France au Venezuela.

Je remercie l'équipage du N/O GUAQUERI II et Monsieur Andrés Lemus, pour la gestion de la campagne de sondages dans le Golfe de Cariaco. Egalement, je voudrais remercier l'Institut FUNVISIS pour m'avoir donné la permission pour développer cette thèse. Merci aux laboratoires CNRS ISTERre et CNRS EDYTEM à l'Université Savoie-Mont-Blanc, ainsi qu'au Laboratoire de Géologie et Géochimie de l'Université Centrale de Venezuela ; je remercie particulièrement le Professeur David Mendi pour les analyses de diffraction de rayons X et pour la disponibilité des microscopes pour les photographies. Finalement un grand merci au Laboratoire ISTO à l'Université d'Orléans pour les analyses de Matière Organique par Pyrolyse Rock-Eval.

Merci bien évidemment à mes amis vénézuéliens, qui d'une manière ou autre ont fait que mon séjour en France ait été plus confortable et familial, Corina, Oswaldo, Sirel, Carlos, Eva (mexicaine), et mes amis français Fabien, Jacques, Monique et madame Dora.

RESUME

La paléosismologie, spécifiquement les tranchées paléosismiques, a été l'outil de recherche conventionnel par excellence et plus amplement utilisées dans les études focalisées sur l'estimation de l'aléa sismique. Plus récemment, l'intérêt sur l'activité sismique tout au long des systèmes de failles associées aux limites de plaques, a conduit à la caractérisation du remplissage sédimentaire des bassins en environnement côtier avec un fort potentiel de préservation et donc d'enregistrement des déformations et perturbations liées à une activité tectonique.

Le travail présenté dans ce mémoire a pour objective de développer une analyse du risque naturel, particulièrement le risque de séismes et tsunamis dans la bordure nord de Venezuela, sur la trace sous-marine active de la faille décrochante d'El Pilar.

Dans ce contexte la texture, minéralogie et géochimie de la séquence sédimentaire d'un petite appendice de la fosse de Cariaco appelé golfe de Cariaco, a été étudié à partir des différentes techniques (analyse de taille de particules, fluorescence X semi-quantitative, mesures de perte à feu, Pyrolyse Rock-Eval et propriétés magnétiques). Comme résultat d'une caractérisation détaillée des sédiments et d'un control chronologique détaillé basé sur la datation radiocarbonique et la correction de l'effet réservoir (potentiellement accumulé sur les différents fractions organiques datées), nous avons mis en évidence un particulier dépôt silto-argileux, fortement détritique, d'une ample distribution spatiale, dont l'âge le plus probable correspond au séisme historique de 1853, qui a affecté la ville de Cumaná. Les analyses géochimiques révèlent que ce dépôt de texture homogène précède une augmentation relative du Br (cts/s) à la surface. On interprète la conjugaison de ces deux singularités comme la conséquence d'un glissement sous-marin et d'une modification morphologique majeure concomitante dans le seuil qui connecte la fosse et le golfe de Cariaco. Dans cette chaîne d'événements, ce dépôt serait le produit de la décantation du sédiment en suspension remobilisé et l'augmentation du Br est la manifestation d'un changement hydrogéochimique marqué par une majeure influence marine sur le golfe.

Pour établir un point de référence pour l'évaluation du potentiel et de la qualité d'enregistrement de l'activité sismique dans le golfe de Cariaco, un deuxième site lié à la plaque Caraïbe fait partie de cette recherche. Il s'agit de l'arc des Petites Antilles, siège d'une

activité sismique et volcanique importante, résultat d'une subduction. Les carottes ici prélevées et étudiées avec la même approche sédimentologique, ont enregistré la trace d'un événement sismique récent, plus probablement le séisme de Redonde de 1974. Cet événement correspond à un dépôt silto-sableux, non stratifié et acoustiquement transparent. Les profils sismiques montrent que la relation géométrique de faciès similaires (de faible énergie) avec l'escarpement co-sismique, implique une origine séismo-induite, à différence des turbidités, dont leur origine peut être influencée par la superposition complexe de plusieurs mécanismes déclencheurs.

RESUMEN

La paleosismología, específicamente las trincheras paleosísmicas, ha sido una herramienta de investigación convencional por excelencia y más ampliamente utilizada en los estudios focalizados en la estimación del riesgo sísmico. Recientemente, el interés sobre la actividad sísmica a lo largo del sistema de fallas asociadas a los límites de placa, ha conducido a la caracterización del relleno sedimentario de las cuencas en ambientes costeros, con un fuerte potencial de preservación y por lo tanto de registro de deformaciones y perturbaciones ligadas a una actividad tectónica.

El trabajo aquí presentado, tiene por objetivo principal desarrollar un análisis del riesgo natural, particularmente el riesgo de sismos y tsunamis en el borde norte de Venezuela, sobre la traza activa submarina de la falla de El Pilar.

En este contexto la textura, mineralogía y geoquímica de la secuencia sedimentaria del golfo de Cariaco, ha sido estudiada a partir de diferentes técnicas (análisis granulométrico, fluorescencia de rayos X semi-quantitativa, ensayos de pérdida al fuego, pirolisis Rock-Eval y propiedades magnéticas). Como resultado de una caracterización detallada de los sedimentos y un control cronológico riguroso basado en la datación radiocarbónica y en la corrección del efecto reservorio (acumulado en las diferentes fracciones orgánicas), un particular depósito limo-arcilloso, fuertemente detrítico y con una amplia distribución espacial fue identificado, cuya edad más probable corresponde al sismo histórico de 1853, que afectó la ciudad de Cumana. Los análisis geoquímicos revelan que este depósito de textura homogénea precede un aumento relativo del Br (cts/s) en la superficie. Interpretamos la combinación de estas dos singularidades como una consecuencia de un deslizamiento submarino y de una modificación morfológica mayor y simultánea en el llamado Umbral de Salazar, que conecta la fosa y el golfo de Cariaco.

En esta secuencia de eventos, este depósito sería producido por la decantación del sedimento removilizado en suspensión y el aumento del Br es la manifestación de un cambio hidrogeoquímico marcado por una mayor influencia marina sobre el golfo.

Para establecer un punto de referencia para la evaluación del potencial y de la calidad del registro de la actividad sísmica en el golfo de Cariaco, un segundo sitio ligado a la placa Caribe hizo parte de esta investigación. Se trata del arco de la Antillas Menores, región que alberga una actividad sísmica y volcánica importante, resultado de una subducción. Los

núcleos recolectados en esta zona y estudiados con el mismo enfoque sedimentológico, han registrado un evento sísmico reciente, probablemente el sismo de Redonde de 1974. Este evento corresponde a un depósito limo-arenoso, no estratificado y acústicamente transparente. Los perfiles sísmicos muestran que la relación geométrica de facies similares (de poca energía) con la el escarpe co-sísmico, implica un origen sismo-inducido, a diferencia de las turbiditas, en el cual sus origen puede ser influenciado por la superposición compleja de diversos mecanismos disparadores.

TABLE DE MATIERES

RESUME	V
RESUMEN	VII
TABLE DE MATIERES	IX
PREAMBULE	XIII
CHAPITRE I: INTRODUCTION GENERALE	15
1. CADRE GEODYNAMIQUE DES REGIONS ETUDIEES	18
1.1. <i>La Plaque Caraïbe et ses limites</i>	18
1.2. <i>Détails de la marge sud. Cadre structural de la faille d'El Pilar</i>	20
1.3. <i>Détails de la marge Est. Contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles</i>	23
2. CONFIGURATION RECENTE DE L'ARC. MORPHO-BATHYMETRIE	25
2.1. <i>Segmentation latitudinale</i>	25
2.2. <i>Bipartition du l'arc</i>	26
2.3. <i>Asymétrie</i>	27
3. PROBLEMATIQUE	28
4. OBJECTIFS ET PERSPECTIVES	29
5. HYPOTHESES	30
6. SYNTHESE DE L'ENREGISTREMENT DE L'ACTIVITE SISMIQUE ET PALEOSISMOLOGIE SOUS- AQUATIQUE	30
6.1. <i>Les perturbations directes: in situ</i>	31
6.2. <i>Perturbations indirects: dépôt résultant d'un remaniement gravitaire</i>	34
6.3. <i>Changement géochimique</i>	38
6.4. <i>Rôle des techniques d'analyse à haute résolution dans la paleséismologie</i>	42
7. ORGANISATION DU MANUSCRIT	44
CHAPITRE II: METHODOLOGIE D'ACQUISITION DES DONNEES	45
1. ECHANTILLONNAGE	45
1.1. <i>Campagne d'acquisition Cariaco 2009</i>	45
1.2. <i>Campagne d'acquisition GWADASEIS-2009</i>	47
2. ANALYSE DE MICROGRANULOMETRIE LASER	49
3. ELIMINATION DE LA MO POUR LES ESSAIS GRANULOMETRIQUES	52
4. PROFILS CHIMIQUES ELEMENTAIRES: ESSAIS FLUORESCENCE DE RAYONS X (XRF).....	53

5. ESSAI DE PERTE A FEU (PAF) POUR LES CALCULS DU % EN MATIERE ORGANIQUE (MO), CARBONATES (CO ₃) ET TERRIGENES	55
6. PYROLYSE ROCK-EVAL (PRE).....	55
7. DIFFRACTION DE RAYONS X (DRX).....	58
8. PROPRIETES MAGNETIQUES.....	60
9. DATATION CARBONE 14	61
10. ANALYSE DE LA COMPOSITION SEDIMENTAIRE PAR MICROSCOPIE OPTIQUE (FROTTIS)	96
11. IMAGERIE EN RADIOGRAPHE X.....	96
12. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES	96
12.1. <i>Dendrogrammes</i>	97
12.2. <i>Analyse de facteurs</i>	97
12.3. <i>Couleur Munsell</i>	99
CHAPITRE III: CADRE REGIONAL DU GOLFE DE CARIACO.....	100
1. GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DU GOLFE DE CARIACO	100
1.1. <i>Roches sédimentaires</i>	101
1.2. <i>Roches ignées-métamorphiques:</i>	101
2. PALEOSISMOLOGIE ET SISMOLOGIE HISTORIQUE	104
3. CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES ET CLIMATOLOGIQUES RECENTES DU GOLFE DE CARIACO	109
3.1. <i>Morphobathymétrie</i>	109
3.2. <i>Hydrologie et climatologie du Golfe de Cariaco: zone de convergence intertropicale</i>	111
3.3. <i>Singularités morphologiques: le cañon du Manzanares et le passage de Salazar</i>	115
CHAPITRE IV: ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES 600 DERNIERES ANNEES DANS LE GOLFE DE CARIACO	119
1. INTRODUCTION	119
2. DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE.....	121
2.1. <i>Caractérisation granulométrique du sondage Cariac-09-06</i>	124
2.2. <i>Caractérisation granulométrique du sondage Cariac-09-18</i>	126
2.3. <i>Variabilité de la taille du grain moyen dans le bassin</i>	131
3. CONTROL RADIOCHRONOLOGIQUE PAR ¹⁴ C AMS ET TAUX DE SEDIMENTATION.....	133
3.1. <i>Calibration des âges radiocarboniques</i>	134
3.2. <i>Datations ¹⁴C par AMS du sondage Cariac -09-10</i>	137
3.3. <i>Datations ¹⁴C par AMS du sondage Cariac -09-18</i>	138
4. CARACTERISATION DES PROPRIETES MAGNETIQUES DES SEDIMENTS. SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE VOLUMIQUE ET ASM DE LA CAROTTE CARIAC-09-06.....	139

5. ANALYSE STATISTIQUES MULTIPARAMETRIQUES DES DONNEES GEOCHIMIQUES	141
5.1. <i>Dendrogrammes</i>	142
5.2. <i>Analyse de facteurs (AF)</i>	145
6. TRACEURS GEOCHIMIQUES DE LA MATIERE ORGANIQUE.....	149
6.1. <i>LOI et Pyrolyse Rock Eval</i>	149
7. TRACEURS GEOCHIMIQUES DE LA FRACTION TERRIGENE ET CARBONATEE.....	155
7.1. <i>Caractérisation géochimique des faciès en utilisant une approche multi-traceur sur la base des données FRX</i>	155
7.2. <i>Caractérisation géochimique du faciès 1</i>	156
7.3. <i>Caractérisation géochimique du faciès 2 (carotte Cariac-09-06)</i>	156
7.4. <i>Caractérisation géochimique du faciès 3 (carotte Cariac-09-18)</i>	158
8. INTERPRETATION DES PROCESSUS DE MISE EN PLACE ET D'EVOLUTION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE HOLOCENE DU GOLFE DE CARIACO	158
8.1. <i>Corrélation de faciès</i>	158
8.2. <i>Chronologie du remplissage sédimentaire. Datation des unités et des événements discrets 161</i>	
8.3. <i>Mécanisme de mise en place des dépôts E1 y E2</i>	164
8.4. <i>Evaluation des empreintes anthropiques possibles sur les données géochimiques</i>	167
8.5. <i>Signature climatiques sur le détritisme Holocène</i>	168
8.6. <i>Signatures climatiques sur les composants carbonatés</i>	169
8.7. <i>Interprétation de la composante organique des sédiments du golfe de Cariaco et sa relation avec l'événement E3 dans le contexte d'un forçage tectonique</i>	169
9. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE LA SEDIMENTATION DANS LE GOLFE DE CARIACO.....	173
CHAPITRE V: ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR-HOLOCENE DANS L'ARC INTRAOCEANIQUE DES PETITES ANTILLES	175
1. INTRODUCTION	175
2. ACTIVITE SISMIQUE	176
3. ACTIVITE SISMIQUE QUATERNAIRE: RAPPEL DES ETUDES PRECEDENTES	178
4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	180
5. CIRCULATION PROFONDE DES MASSES D'EAU	185
CHAPITRE VI: ÉTUDE DE LA SEDIMENTATION HOLOCENE-PLEISTOCENE ENTRE LES ILES NEVIS ET REDONDE ET LA DEPRESSION DE KAHOUANNE ENTRE LA GUADALUPE ET MONTSERRAT.....	186
1. INTRODUCTION	186
2. DEFINITION DE FACIES DES CAROTTES GWADGUA-12, GWADGUA-13 ET GWADGUA-15.	187

2.1. Carottes GWAD-GUA-12 et GWAD-GUA-13.....	188
2.2. Carottes GWAD-GUA-15.....	193
3. CONTROL CHRONOLOGIQUE.....	194
4. CORRELATION ENTRE CAROTTES	196
5. ANALYSE MULTI-PARAMETRES	197
5.1. Carotte GWADGUA-12.....	198
5.2. Carotte GWADGUA-13.....	208
5.3. Carotte GWADGUA-15.....	225
6. INTERPRETATION DES MECANISMES DE MISE EN PLACE DES SEDIMENTS ET PROCESSUS DECLENCHEURS.....	240
7. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE LA SEDIMENTATION DES PETITES ANTILLES	245
CHAPITRE VII: CONCLUSIONS GENERALES.....	247
REFERENCES	249
ANNEXE 1	265
ANNEXE 2	270
ANNEXE 3	278
ANNEXE 4.....	280
ANNEXE 5.....	286
ANNEXE 6.....	293
ANNEXE 7.....	295
ANNEXE 8.....	299

PREAMBULE

La marge septentrionale du Venezuela (golfe de Cariaco, Fosse de Cariaco et la côte centrale) et de l'arc des Petites Antilles sont des zones intéressantes pour l'étude de l'aléa sismique et pour l'estimation de risques naturels. Ces deux régions sont situées sur le bord Sud et Est de la Plaque Caraïbe respectivement, où la déformation - conséquence de l'accommodation des contraintes de la subduction - et le risque sismique sont, particulièrement importants.

Pour nous, la zone nord-est du Venezuela a un intérêt particulier: elle est considérée comme la région sismiquement la plus active au niveau national. La source de cette activité sismique est double: l'extrémité sud de la subduction des Petites Antilles et la Faille décrochant d'El Pilar. La ville de Cumaná, traversée par cette faille active majeure a subi, depuis sa fondation au XVI^e siècle, les effets dévastateurs de plusieurs tremblements de terre et vagues de tsunami associées, qui ont causé des pertes matérielles et humaines remarquables sur la côte vénézuélienne (données historiques et instrumentales).

Cette recherche a pour objectif d'effectuer une étude sédimentologique dans les environnements à proximité du littoral, où les événements sismiques et les tsunamis (ces derniers pas nécessairement liés à cette activité sismique) devraient également laisser des traces. Pour analyser ces phénomènes, ce travail de thèse a pris comme des objets d'étude les sondages sédimentaires de deux portions différentes de la bordure de la plaque Caraïbe: 1) Le Golfe de Cariaco, localisé sur la côte nord-orientale vénézuélienne et à la fois limite transformante sud de la plaque et 2) l'arc des Petites Antilles, chaîne volcanique associée à la zone de subduction Atlantique-Caraïbes.

Les carottes du Golfe de Cariaco ont été acquises en 2009. Un stage à court séjour réalisé entre septembre et novembre 2010 dans le cadre d'une collaboration FUNVISIS/ISTerre a apporté des résultats préliminaires sur les caractéristiques de son remplissage sédimentaire. Cette activité a été développée au sein du programme de coopération franco – vénézuélienne ECOS-Nord, dans le contexte de l'étude nommée: « **Contribution à l'évaluation multirisque –tsunamis, séismes, événements climatiques extrêmes- tout au long de la frontière Caraïbe du Venezuela, par l'approche combinée sédimentologique, tectonique et morphodynamique** » sous la direction de C. Beck de l'ISTerre et F. Audemard de l'Institut FUNVISIS.

Le prélèvement des carottes de l'Arc de petites Antilles lors de la campagne d'acquisition 2009 (chef de mission: N. Feuillet, N/O LE SUROÏT) a été réalisé dans le cadre

du projet GWADASEIS, qui avait pour objectif l'étude à grande échelle d'un système de failles actives à l'intérieur de l'arc des Petites Antilles. Les résultats de la caractérisation des sédiments de 3, d'entre 17 carottes Küllenberg collectées, font partie d'une prolongation du projet GWADASEIS.

Une attention particulière sera accordée dans l'étude du remplissage sédimentaire du Golfe de Cariaco. Dans ce bassin l'impact des crues sera également estimé. Enfin, nous proposons d'utiliser toutes les informations obtenues dans le but de reconstituer l'évolution de l'environnement et en particulier, construire une chronologie des événements catastrophiques.

CHAPITRE I: Introduction générale

Toutes les particularités morphologiques et les accidents tectoniques de la région nord-est du Venezuela sont associés à l'interaction entre la Plaque Caraïbe et la Plaque Sud-Américaine. Les systèmes de nappes de la Serranía del Interior (Giunta *et al.*, 2002), la Fosse de Cariaco (Schubert, 1982) et les Golfes de Cariaco (Caraballo, 1982a; Audemard *et al.*, 2007) et de Paria sont génétiquement liés à cette limite.

Actuellement, le cadre tectonique de la bordure sud de la Plaque Caraïbe est le résultat de l'évolution d'un système transpressif entre le Tertiaire et le Quaternaire (Audemard *et al.*, 2005). Le modèle de contraintes sur cette limite a évolué de transcurrent à transpressif pendant les dernières 10 Ma (Audemard et Audemard, 2002; Egbue et Kellogg, 2010), en étant caractérisée par un modèle de mouvement à coulissage dextre (Failles d'Oca-San Sebastián-Pilar) (Audemard *et al.*, 2005) et ultérieurement (jusqu'au début de l'Holocène) modifié pour incorporer une composante convergente associée à la subduction oblique de la Plaque Caraïbe sous la Plaque Sud-américaine (Higgs, 2009).

Entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud, la genèse et l'évolution de la Plaque Caraïbe sont l'objet d'une controverse. Actuellement, malgré l'existence d'une incertitude sur l'origine allochtone ou autochtone de cette plaque, il existe un grand accord par rapport la complexité de ses limites.

De manière synthétique ses bordures peuvent être résumées en: 1) une limite convergente avec activité volcanique et sismicité associée tant à l'Est qu'à l'Ouest (Mann *et al.*, 2007; Ughi, 2009). Sur la bordure Est se trouve l'Arc volcanique des Petites Antilles, une série d'îles, résultat de la subduction de la Plaque Atlantique à une vitesse de 2 cm/an sous la Plaque Caraïbe et caractérisée par une forte sismicité, intermédiaire et profonde. La limite Ouest correspond à la subduction des plaques Cocos et Nazca, une bande avec une moyenne activité volcanique et sismique dans l'Amérique Centrale. La frontière Nord est constituée: d'un domaine transformant-divergent, à l'Ouest (Rogers et Mann, 2007) et d'un domaine transformant-convergent à l'Est (Granja Bruña, 2009) avec sismicité associé (Dolan *et al.*, 1998; Nealon et Dillon, 2001). La limite Sud correspond à une bande de déformation décrochante-compressive (transpressive) de plus de 100 km largeur (Audemard, 1993; Singer et Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 2005).

C'est dans cette dernière grande zone de déformation au Sud de la Plaque Caraïbe que sont installées les concentrations urbaines du Venezuela. Cette population est concentrée entre la région nord-centrale et nord-est et représente 47% du total du pays d'après le recensement du 2001 (INE, Institut National de Statistique). Cet axe urbain longe le système de failles San Sébastian-El Pilar, dont la fraction la plus orientale accommode une grand partie du déplacement relatif de la Plaque Caraïbe vers l'Est par rapport à l'Amérique du Sud (Rod, 1956; Pérez et Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán et Giraldo, 1989; Audemard, 2000a; Perez *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2001 parmi d'autres).

Bien que l'histoire sismique instrumentale définie assez bien ces limites, il existe un large « vide » avant l'instrumentation, clé pour la compréhension de la distribution des événements sismiques tout au long de ce système qui permette de déterminer son possible impacte sur les principales villes du Nord vénézuélien. Cette absence d'information (antérieur à 1910) a été compensée partiellement par des études de sismologie historique et paléosismologique sur des tranchées, néanmoins il reste encore beaucoup à être validé géologiquement.

Parmi les limites de plaques préalablement indiquées, cette recherche est consacrée à celles qui ont la plus haute activité sismique associée. Spécifiquement, elle est focalisée sur l'étude de l'enregistrement paléosismologique de la limite Sud-Est de la Plaque Caraïbe et l'Arc des Petites Antilles (Figure I. 1 et I. 2):

- Premièrement nous étudierons les sédiments du Golfe de Cariaco. Il s'agit d'un bassin marginal demi-fermé localisé au nord-est du Venezuela avec environ 62 km de longueur en direction Est-Ouest, 9 km en direction Nord-Sud et une profondeur moyenne de 55 m. Ce bassin est traversé par la trace sous-marine VE-13b de la faille dextre d'El Pilar dont au moins cinq des derniers séismes destructeurs majeurs du l'Est du pays entre 1530-1997 ont été attribués à son activité.
- Deuxièmement, nous ferons une caractérisation texturale et géochimique détaillée des sédiments de l'arc des Petites Antilles.

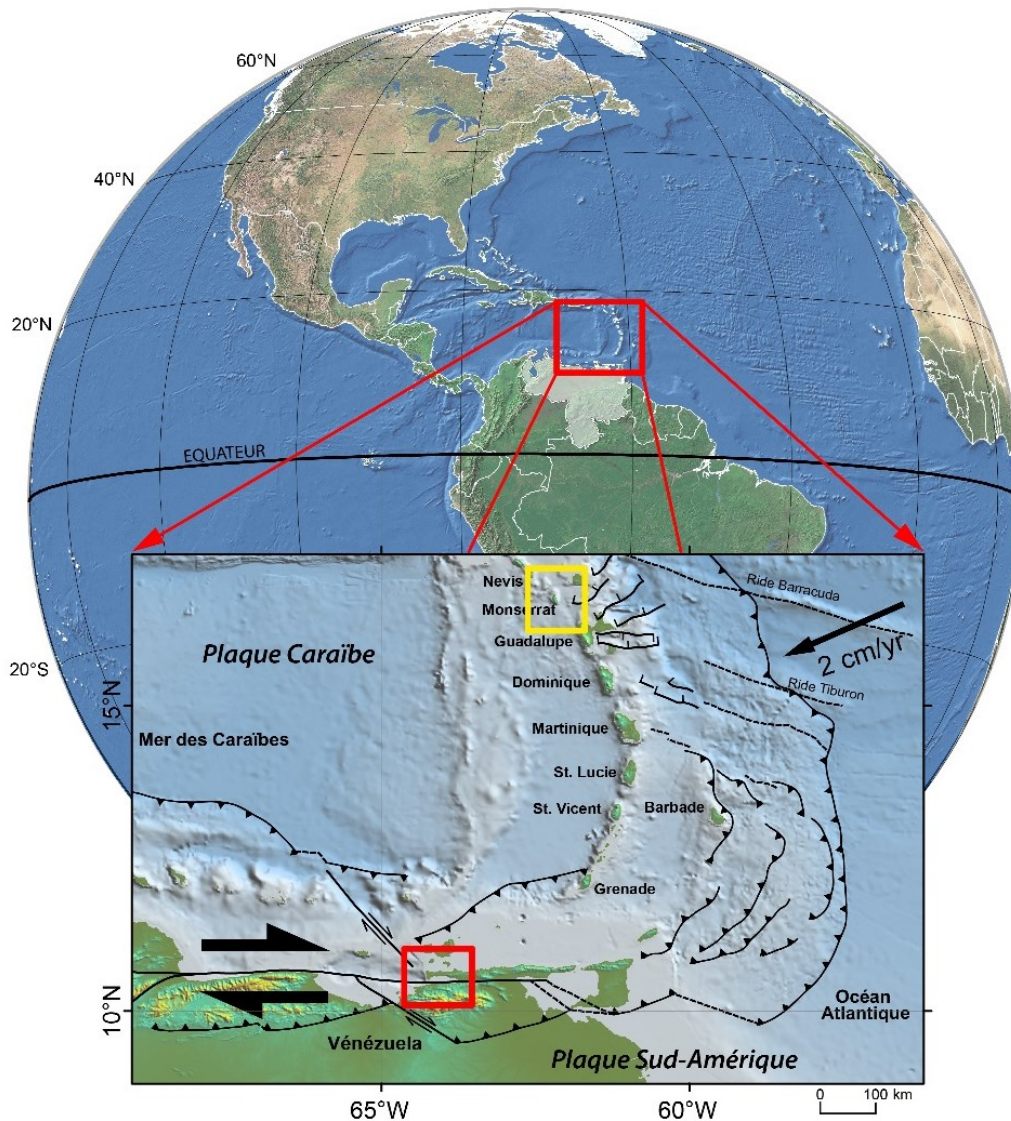


Figure I. 1. Carte des zones d'études dans un contexte géodynamique régional. Le cadre en jaune correspond à la région étudiée dans les Petites Antilles et celui en rouge au sud, le golfe de Cariaco (adapté de Feuillet, 2000)

Le premier scénario nous permettra d'étudier le potentiel d'enregistrement de l'activité sismique de la faille d'El Pilar du golfe, avec, en particulier, la recherche d'évidences géologiques de paléotsunamis associés aux quatre séismes locaux qui ont eu lieu en 1530, 1853, 1929 et 1997. La deuxième zone d'étude permettra d'établir un cadre de référence pour comparer le potentiel d'enregistrement de l'activité sismique entre ces deux limites de plaque voisines: celle transcurrente (transpressive) dans des bassins restreints et celle convergente dans des bassins ouverts, tout cela afin de contribuer avec la quantification du risque de tsunamis de l'Est du Venezuela.

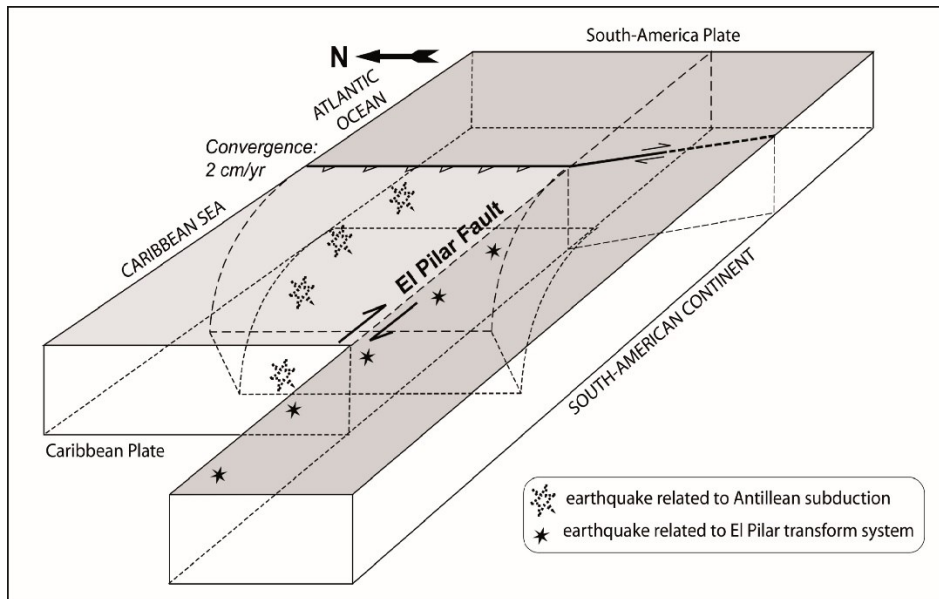


Figure I. 2. Distribution schématique des zones sismogènes dans les Caraïbes Sud-Orientales (simplifié d'après Jouanne *et al.*, 2011).

1. Cadre géodynamique des régions étudiées

1.1. La Plaque Caraïbe et ses limites

La Plaque Caraïbe est localisée dans les coordonnées 60°W et 90°W et entre 10°N et 20°N, couvre une surface d'environ 4×10^6 km, et s'étend depuis l'Amérique Centrale à l'Ouest jusqu'aux Petites Antilles à l'Est, et depuis le sud de l'île de Cuba jusqu'au nord de l'Amérique de Sud (Figure I. 3). Cette complexe structure affecte le modèle de contraintes qui contrôle la tectonique actuelle du nord de l'Amérique du Sud (Soulas, 1986; Bachmann, 2001; Audemard *et al.*, 2005) et correspond à un plateau basaltique qui se déplace relativement vers l'est dont son origine est controversée.

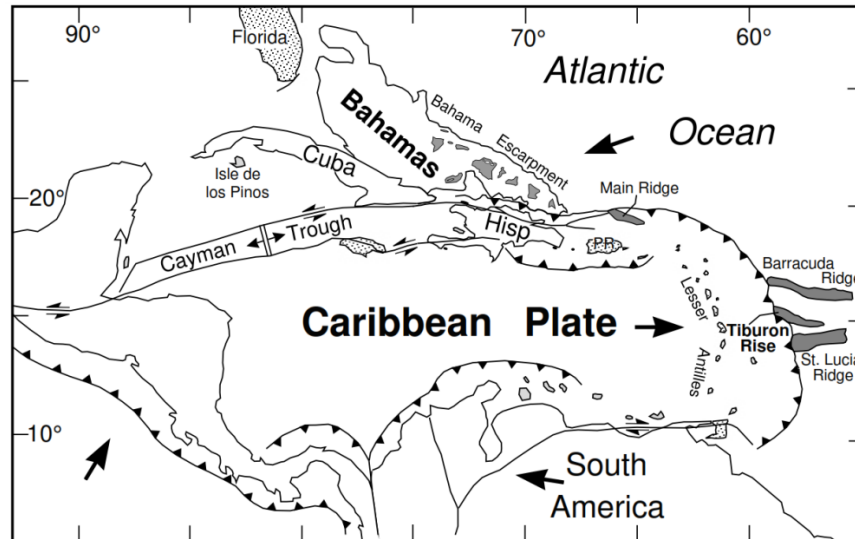


Figure I. 3. Carte tectonique de la Plaque Caraïbe et aux alentours. Les flèches indiquent les vecteurs de déplacement relatif des plaques (Dolan *et al.*, 1998).

Deux modèles fondamentaux de formation au Mésozoïque Tardif et d'évolution de cette plaque existent (Figure I. 4):

1. L'hypothèse « Pacifique » qui propose une origine de la plaque Caraïbe dans la région Pacifique dans un contexte de point chaud (point chaud des Galápagos) qui permet la formation d'un plateau basaltique à grande épaisseur, dont ensuite dérive vers la position actuelle entre les deux Amériques (Pindell et Dewey, 1982; Stephan, 1982, parmi d'autres).
2. Des modèles alternatifs qui proposent une formation de la croute de cette plaque dans un position entre les deux Amériques (p.e. Meschede et Frisch, 1998) ou même Atlantique (p.e. Guevara *et al.*, 2013).

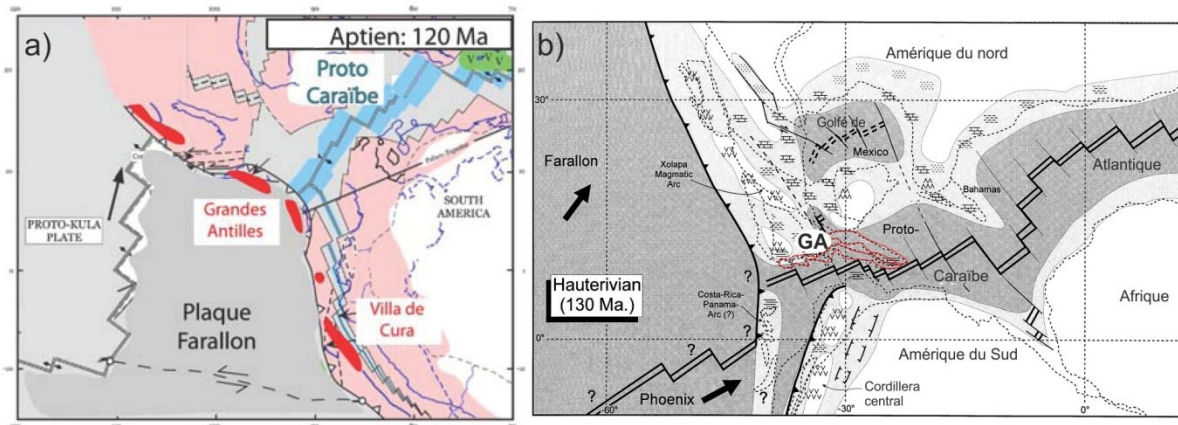


Figure I. 4. Configuration des plaques tectoniques pendant les Crétacé précoce. Localisation de l'ancien « Arc des Grandes Antilles » (GA) a) sous l'hypothèse Pacifique (Pindell *et al.*, 2001; Germa, 2008) (b) dans le contexte d'une origine inter-Amérique (Meschede et Frisch, 1998).

Dans le cadre de cette recherche seule deux limites sont considérées: la limite transpressive au sud de la plaque (frontière avec la Plaque Sud-Américaine), spécifiquement dans le Golfe de Cariaco, et la limite convergente des Petites Antilles sur les îles Nevis et Guadeloupe. La première sera discutée en détail dans ce chapitre ; elle correspond au système de failles d'El Pilar qui démarre à la Fosse de Cariaco (au sud de l'île La Tortuga) avec une longueur d'environ 350 km jusqu'au Golfe de Paria (Audemard, 2006). La deuxième limite sera traitée dans le Chapitre V et VI.

1.2. Détails de la marge sud. Cadre structural de la faille d'El Pilar

La faille d'El Pilar est un accident tectonique avec une longueur d'environ 350 km entre la Fosse de Cariaco jusqu'au Golfe de Paria et fait partie du système de failles Boconó – San Sebastian – El Pilar (Figures I.3 et I.5), une complexe ceinture transpressive de plus de 100 km de largeur. Cette faille ajuste approximativement un 70% du mouvement vers l'est de la plaque Caraïbe (Perez *et al.*, 2001; Audemard, 2006; Audemard, 2007).

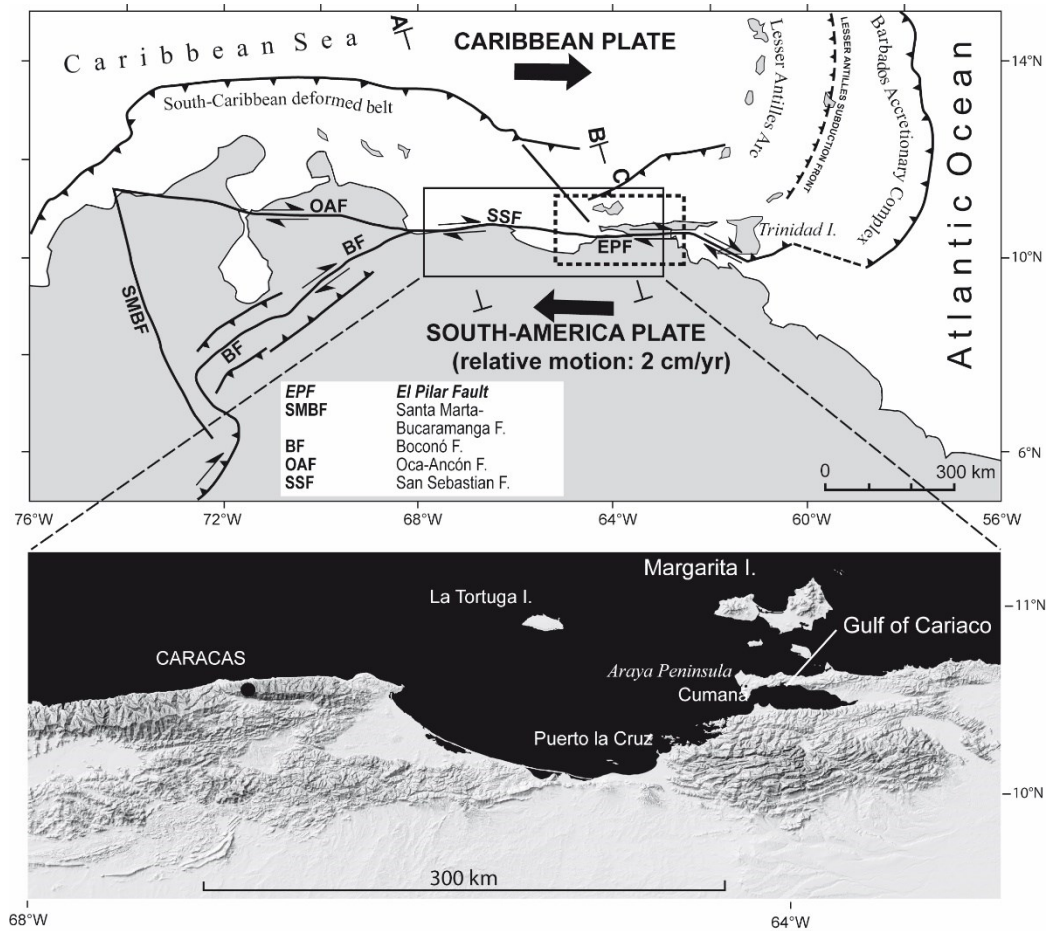


Figure I. 5. Carte géodynamique schématique du sud des Caraïbes (Audemard, 1999; Audemard, 2000b; Weber *et al.*, 2001).

Beltrán *et al.* (1996) grâce à une étude géomorphologique de la trace active de la faille d'El Pilar établissent une division en quatre segments (Figure I.6): 1) un segment sous-marin situé à l'ouest de la ville de Cumaná dont l'existence d'un relais transtensif avec la faille de San Sébastian dérive en le bassin *pull apart* de la Fosse de Cariaco (Schubert, 1982), 2) un segment tant sous-marin que continental d'environ 80 km de longueur entre Cumaná et le village de Casanay, dont son expression géomorphologique est représentée par des collines appelées « Cerros de Caigüire » résultats d'un relais transpressif, 3) une section entre les villages de Casanay et El Pilar avec un longueur de 30 km qui change en direction ENE est qui se connecte avec la faille Tunapuy (Audemard *et al.*, 2007), et finalement une dernière trace constituée de plusieurs segments « en échelon » où son extrémité la plus orientale dans le Golfe de Paria est connectée au système Los Bajos-El Soldado d'orientation NW-SE et ensuite avec les failles Warm Springs sur l'île Trinidad (Audemard *et al.*, 2007).

Audemard *et al.* (2007) à partir des données sismiques à haute résolution prélevées tout au long de la trace sous-marine de la faille confirme cette segmentation.

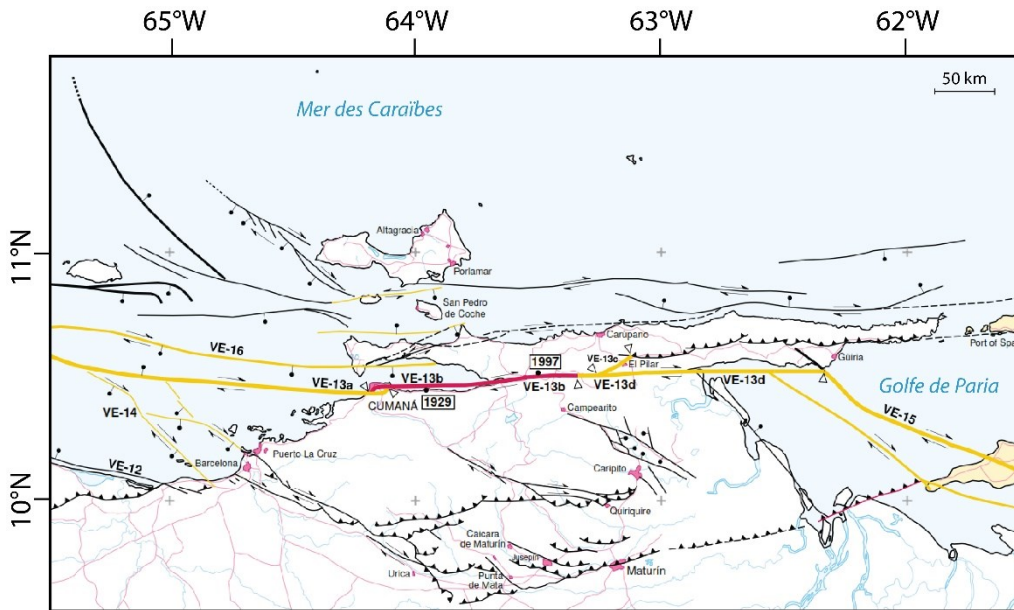


Figure I. 6. Carte de failles quaternaires de la région ouest du Venezuela en montrant la segmentation de la faille de El Pilar (extraite et modifiée de Audemard, 2000a).

1.2.1. Cinématique de la faille du Pilar. Activité sismique récente

La faille du Pilar est une faille décrochante dextre, dont la composante verticale a été sous-estimée, au moins pour les segments VE-13a et VE-13b (Audemard, 2000a). La profondeur de la zone de rupture n'est pas définie avec précision, cependant en accord avec Reinoza *et al.* (2015) la région est principalement caractérisée par une sismicité faible intra-continente dans les 20 premiers kilomètres, mise à part la sismicité profonde associée à la zone de subduction de l'arc des petits Antilles.

Après le séisme de Cariaco du 9 juillet 1997 de magnitude $M_s=6.8$ la direction de coulissement de la faille de El Pilar et le caractère dextre ont été confirmés en fonction de la rupture en surface associée (Audemard, 1997; Audemard, 1999; Audemard, 2006). Pérez *et al.* (2001), à partir de l'analyse des observations GPS faites entre 1994 et 2000 dans les Antilles et le bord nord de l'Amérique du Sud, ont déterminé un taux de déplacement de 20.5 mm/an le long de la limite sud de la plaque Caraïbe sur un plan de faille $N 84^\circ \pm 2^\circ E, 65^\circ W$ avec un champ de vitesse différent vers l'est et l'ouest de $68^\circ W$ de longitude.

Plus récemment, Reinoza *et al.* (2015) ont proposé un modèle dynamique de la faille à partir de données géologiques et géodésiques qui peuvent expliquer le différentiel de vitesse entre les deux côtés et la basse fréquence sismique préhistorique, historique et instrumentale attribuée à cet accident tectonique. Sur un modèle 3D élastostatique ils ont évalué la présence

d'une zone de faible rigidité le long de la faille (near-fault low-rigidity compliant zone) considérant la composante de déplacement décrochant et quatre plans de dislocation non verticaux.

Ce model (Figure I.7) montre un relais dans la zone entre Cariaco et Casanay et une dislocation à 12km de profondeur. Dans le segment supérieur, à l'ouest, le plan de faille est orienté W-E, 85°N, et à l'est W-E, 85°S avec une vitesse de 12 et 10 mm/an, respectivement. Le bloque au-dessous de 12 km a une vitesse de 20mm/an, où le segment ouest de faille a un pendage de 80° vers le nord et le segment Est aussi de 80° de pendage mais vers le sud.

Ce modèle souligne l'existence d'un *creep* important le long de la partie supérieure (segments supérieurs Est et Ouest) de la faille de El Pilar entre 0 et 12 km et un blocage entre 50 et 40%. Ce comportement asismique est attribué à l'existence de corps de serpentinites et/ou à cause des remontées de fluides en profondeur.

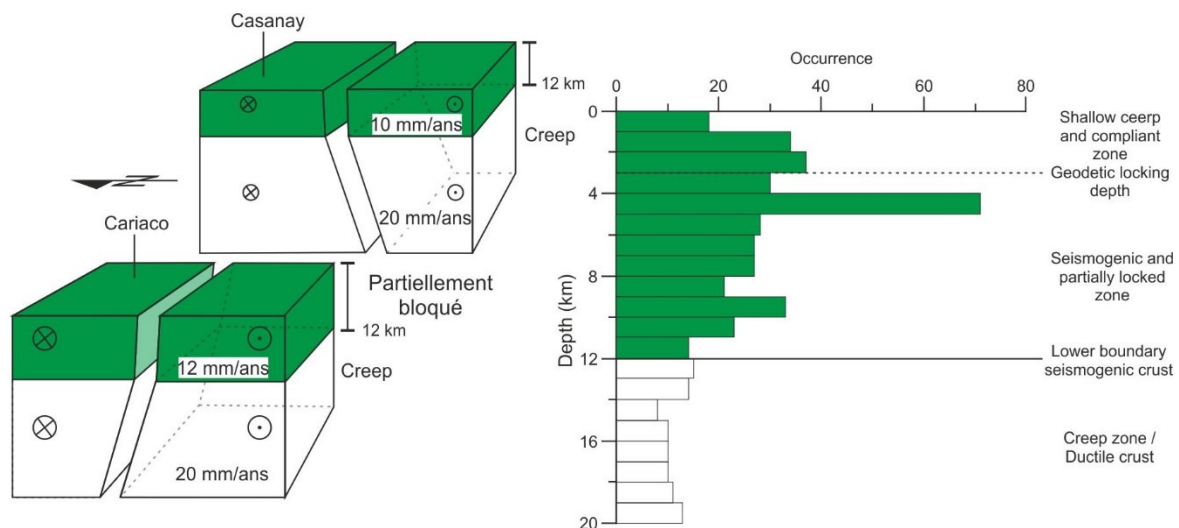


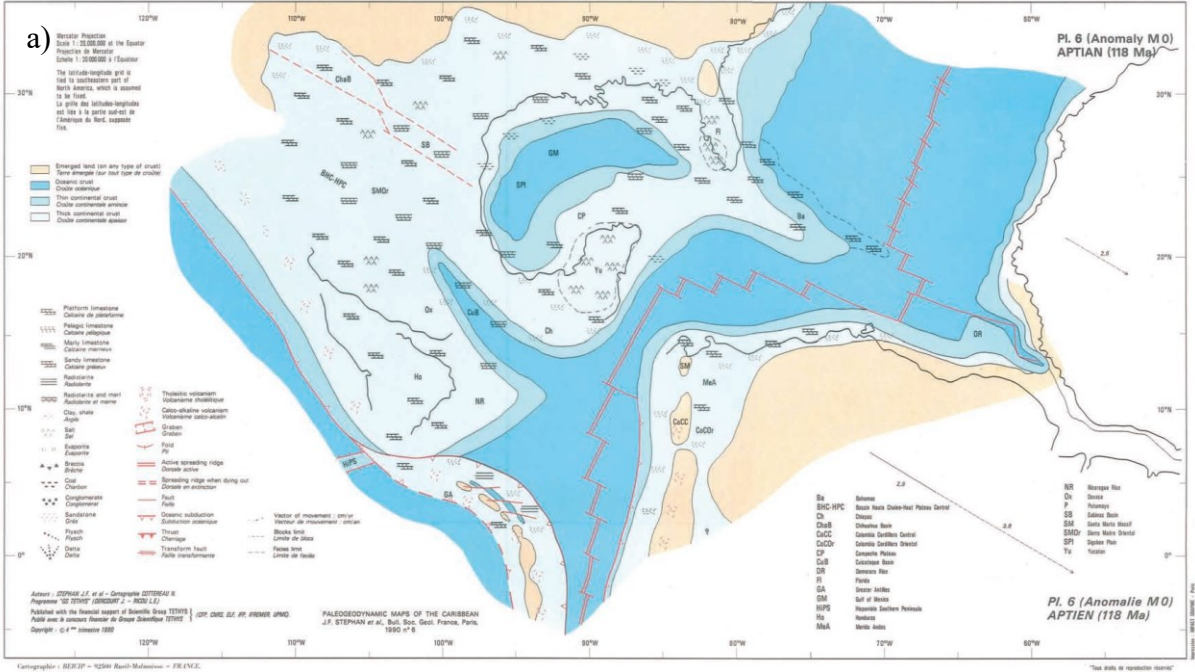
Figure I. 7. Modèle schématique de la dynamique de la faille d'El Pilar, où la présence d'un « creep » entre 0-12 km cause un blocage du mouvement du système (modifié de Reinoza et al. 2015).

1.3. Détails de la marge Est. Contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles

L'origine géodynamique de l'Arc de Petites Antilles s'explique par deux scénarios possibles. Dans les deux cas, son origine est connectée à l'évolution d'un ancien arc, appelé « Arc des Grandes Antilles » (GA) entre le Crétacé inférieur et le Paléocène. Le modèle Pacifique propose que l'Arc des GA résulte de la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord pendant le Crétacé précoce (Duncan et Hargraves, 1984; Leclère-Vanhoeve et Stephan, 1985; Pindell *et al.*, 2001). Sous l'hypothèse Inter-Amérique, l'arc des

GA a son origine dans une zone de subduction intra-océanique à 130Ma. Pour le Crétacé supérieur et ultérieurement, les deux hypothèses convergent pour expliquer la configuration actuel de l'Arc des petites Antilles comme résultat de la juxtaposition de la activité magmatique Miocène de la zone subduction Atlantique sur le socle de l'ancien arc volcanique lié à l'Arc des GA (Bouysse, 1984).

Parmi les 14 étapes proposées par Stéphane et al. (1990) pour l'évolution géodynamique des Caraïbes, nous avons repris celles de l'Aptien et de l'Eocène supérieur (Figure I.8a et I.8b, respectivement). L'arc des Grandes Antilles (GA) apparaît en bordure Pacifique ; l'individualisation définitive de l'Arc des Petites Antilles se fait à l'Eocène supérieur. Cette configuration reste non modifiée jusqu'au Miocène supérieur quand la bipartition d'arc actuel a lieu (10 Ma).



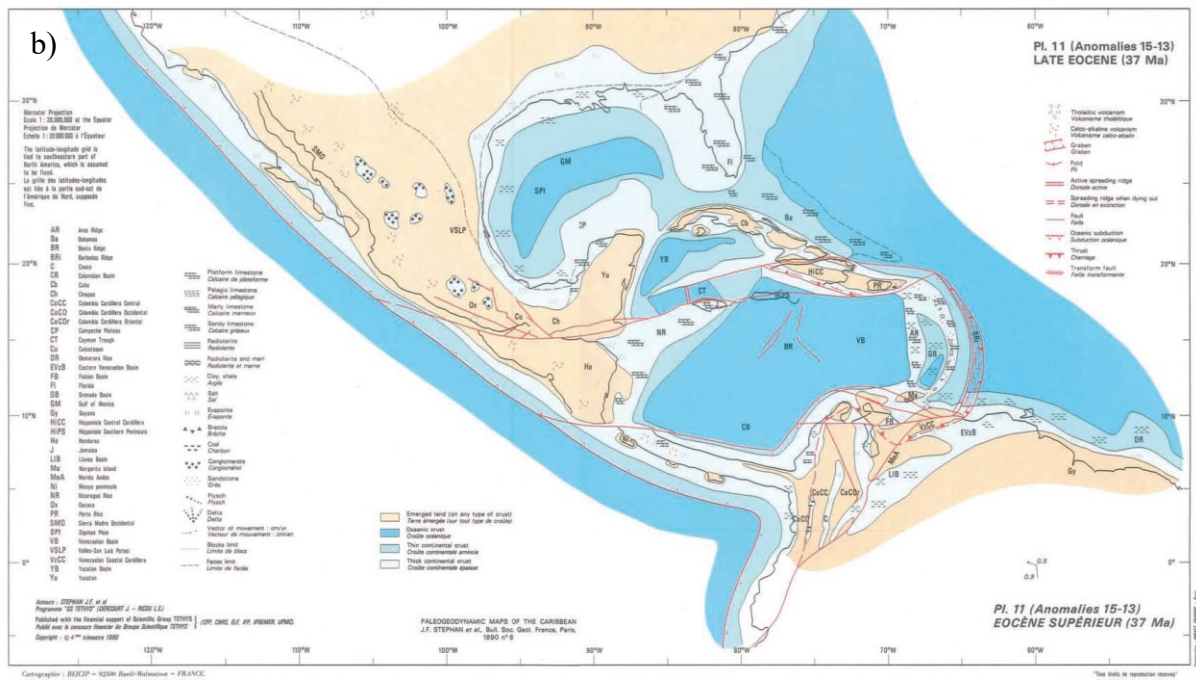


Figure I. 8. a) Genèse et évolution des Grandes Antilles (Aptien) et b) des Petites Antilles (Eocène supérieur); hypothèse de (Stephan *et al.*, 1990).

2. Configuration récente de l'arc. Morpho-bathymétrie

2.1. Segmentation latitudinale

L'arc volcanique a environ 800 km de longueur entre le passage d'Anegada (18.5°N) jusqu'au nord du Venezuela (11°N), avec une concavité vers l'ouest et un rayon de courbure de 450 km (Bouysse et Westercamp, 1990). Feuillet *et al.* (2002) proposent une subdivision en provinces, sur la base du contraste dans le régime tectonique le long de l'arc. A partir de mesures GPS de mouvement relatif (Dixon et Mao, 1997; Dixon *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 2001), et de l'analyse des contours bathymétriques (Smith et Sandwell, 1997), l'arc est divisé en trois domaines qui accommodent, de manière différentielle, la déformation du système convergent (Figure I.9): 1) La **zone 1** est composée d'un ensemble de failles normales et obliques E-O et NE-SO qui accommodent le régime extensionnelle associé à la composant décrochant sénestre du mouvement oblique de la convergence entre la plaque Caraïbe et la Nord-Américaine. Ce système de failles, en échelon, traverse l'arc interne avec un arrangement géométrique en forme de « queue de cheval » et se connecte avec un système de grabens dans la partie la plus externe (Feuillet *et al.*, 2002; Feuillet *et al.*, 2004; Feuillet *et al.*, 2010; Beck *et al.*, 2012). L'obliquité de la convergence vers le nord augmente, aussi que la magnitude de la composant décrochant du vecteur de mouvement (de ~4 vers ~15 mm/an, DeMets *et al.*, 2000; Feuillet *et al.*, 2002), 2) La **zone 2** correspond à la partie transitionnelle,

où il y a un changement du style tectonique lié probablement à la disparition de la composant décrochant sénestre et à l'extension parallèle à l'arc au sud de Dominique (Feuillet *et al.*, 2002). Dans cette partie trois zones volcaniques (l'orientale, la centrale et l'occidentale), progressivement plus jeunes vers l'ouest, ont été reconnues (Macdonald *et al.*, 2000). 3) La **zone 3** comprend la partie sud de l'arc où s'impose un régime compressive dextre (Feuillet *et al.*, 2002).

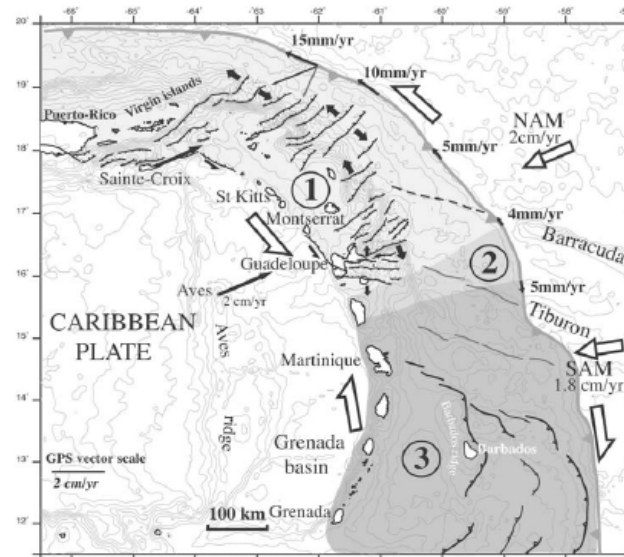


Figure I. 9. Modèle tectonique de l'arc des Antilles d'après Feuillet *et al.* (2002). Zone 1, décrochement d'extension senestre (en gris clair); zone 2 transitionnelle ; zone 3 sous régime de compression oblique dextre dans le prisme d'accrétion de la Barbade (en gris foncé).

2.2. Bipartition du l'arc

Mise à part la particularité de la disposition géométrique et la densité du système de failles actives crustales, l'existence d'un arc double dans la moitié nord, fait aussi partie des singularités de l'arc à décrire. Cette bifurcation est le résultat de deux périodes différentes d'activité magmatique séparées par un forçage tectonique. Bouysse et Westercamp (1990) propose un modèle pour expliquer l'existence d'un arc ancien et un arc active, dits interne et externe, respectivement, sur la latitude 14° N.

Dans l'évolution spatio-temporelle décrite par (Bouysse et Westercamp, 1990), le processus de séparation se déclenche au cours de l'Oligocène supérieur quand démarre l'interruption de l'activité volcanique tout au long de l'arc. Cette pause de 10 à 20 Ma pourrait avoir été initiée par l'arrivée de l'extrémité ouest des rides de Barracuda dans la zone de subduction, dont la flottabilité a modifié la géométrie et, éventuellement, la progression de la

plaque plongeante (Bouysse et Westercamp, 1988). Au début du Miocène, l'activité recommence au nord des Petites Antilles et la ligne volcanique se déplace de l'arc extérieur à l'intérieur vers l'ouest, sans affecter sa position dans la partie sud (Figure I.10). Les irrégularités du relief de la plaque Atlantique plongeante semble avoir modifié le pendage du *slab de subduction* avec un angle plus faible dans la moitié nord (McCann et Sykes, 1984). La relocalisation et la longue cessation de l'activité volcanique s'explique par le fait qu'il a fallu attendre que le *slab* atteigne à nouveau la profondeur de 140 km, pour la reprise de la production magmatique (Bouysse et Westercamp, 1990).

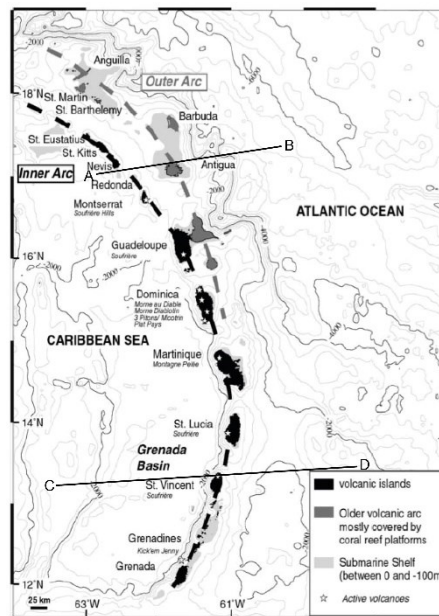


Figure I. 10. Arc insulaire des Antilles. Le trait noir pointillé indique l'arc récent, le trait gris l'arc ancien (Smith et Sandwell, 1997; Le Friant *et al.*, 2012).

2.3. Asymétrie

La structure tectonique bipartite au niveau du parallèle 14°N, aussi bien que la bifurcation nord de l'arc se traduit par des morphologies contrastées entre les profils nord et sud. Au sud de la Guadeloupe la structure de l'arc est typique d'un arc insulaire. Il est composé d'un prisme d'accrétion, un bassin avant-arc (Bassin de Tobago), l'arc volcanique actif, un bassin arrière-arc (bassin de Grenade) et un arc rémanent (ride d'Aves). Dans la moitié nord, le prisme d'accrétion est réduit, il y a un arc double, et le bassin arrière-arc est absent (Figure I.11).

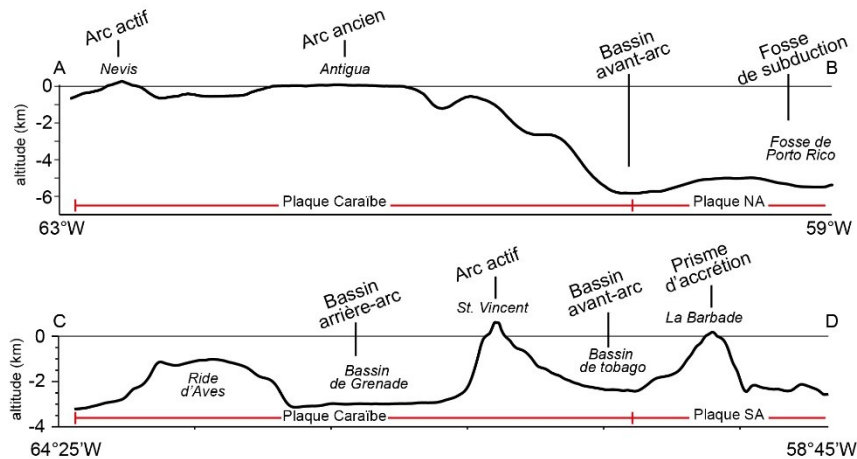


Figure I. 11. Profils bathymétriques transversaux à l'Arc des Petites Antilles. Le profil A, situé au nord, montre les deux arcs (actif et ancien), aussi que le dénivelé existant entre cet arc et la fosse de subduction. Le profil B, situé au sud, montre également l'arc actif, plus le prisme d'accrétion (La Barbade) et le ride d'Aves.

3. Problématique

Le Golfe de Cariaco est un bassin d'origine tectonique traversé en direction Est-Ouest par la trace sous-marine active de la faille de l'El Pilar. A cet accident tectonique majeur ont été attribués les séismes destructeurs (les mieux documentés) de l'est vénézuélien durant la période historique pré-instrumentale (avant 1910).

Les séismes qui ont eu lieu en 1530, 1853, 1929 et 1997 sont associés à des tsunamis (ou des phénomènes qui peuvent être interprétés comme des modifications temporelles et substantielles du niveau de la mer) qui ont perturbé les côtes orientales vénézuéliennes adjacentes d'après l'Inventaire National de Risques Géologiques de 1983, ou le Catalogue de Séismes Sentis ou Destructeurs du Venezuela 1530-1998.

En termes de hauteur de vague et d'extension de la région affectée, les tsunamis associés aux deux séismes qui ont eu lieu au XXème siècle sont définitivement très locaux (1929) ou de faible importance (1997). Pour les événements historiques de 1530 et 1853, des vagues entre 5-6 m sont attribuées. Les deux premiers sont liés à la rupture du segment VE-13a et les deux derniers correspondent à celle du segment VE-13b de la faille de l'El Pilar.

En considérant les évidences historiques préalablement indiquées et tenant compte de la localisation côtière particulière du Golfe de Cariaco directement associée à la faille de El Pilar, ce bassin réunit les conditions physiographiques et géologiques pour être objet d'étude modèle aux fins d'une recherche sur d'éventuels paléo-tsunamis.

Cette recherche permettrait de compenser l'absence d'évidence géologique de l'activité sismique historique à partir des travaux sur tranchées. De la même façon, l'évaluation de la capacité de ce bassin pour l'enregistrement de l'activité sismique comparativement aux autres environnements géologiques avec du potentiel tsunamigénique confirmé (comme celui de l'Arc des Petites Antilles), permettra d'évaluer dans le futur d'autres zones d'échantillonnage pour l'étude de paléo-tsunamis *offshore* dans le domaine maritime du Venezuela.

4. Objectifs et perspectives

Dans la présente recherche notre objectif concerne à deux groupes de carottes prélevées dans le domaine Caraïbe:

1. Un ensemble de douze carottes à gravité, provenant du Golfe de Cariaco et acquises lors d'une campagne de terrain en 2009 à bord du N/O GUAQUERI II, encadré dans le programme de coopération ECOS-Nord au profit du projet « Contribution à l'évaluation multirisques de tsunamis, de séismes et d'évènements climatiques tout au long du bord caribéen du Venezuela, à travers d'une approche combinée sédimentologique, tectonique et morphodynamique ».
2. Trois carottes longues prélevées pendant la campagne GWADASEIS 2009 développée le long de l'arc des Petites Antilles, entre l'île Martinique et Nevis, à bord du N/O LE SUROÛT. Les carottes, collectées dans le cadre de ce projet d'acquisition de profils sismiques à haute résolution, ont été employées pour la reconstruction de l'histoire sismique récente de cette région.

Ces carottes ont été étudiées avec l'objectif de décoder le registre sismique avec des vagues de tsunamis associées dans les sédiments récents sur deux configurations, tous les deux soumises à des régimes tectoniques et dynamiques sédimentaires différentes, mais voisines dans le domaine de la Plaque Caraïbe.

Notre intérêt est focalisé sur l'identification d'évidences de paléotsunamis dans l'enregistrement sédimentaire, pour la détermination du risque d'impacts de vagues de tsunamis à l'Est du Venezuela. Les résultats de cette recherche seront utilisés comme apport pour la prospection de zones susceptibles à être étudiées dans le cadre du projet FONACIT 2013000361 intitulé: Gestion intégrale du risque dans les régions côtières du Venezuela avec une remarque sur la menace de tsunami.

5. Hypothèses

Les hypothèses principales qui seront testées dans cette recherche sont les suivantes:

1. L'activité sismique de la faille de l'El Pilar et les phénomènes connexes sont enregistrés par des variations texturales et géochimiques du sédiment dans le golfe de Cariaco.
2. L'ensemble de caractéristiques texturales et variables géochimiques semi-quantitatives permettent de distinguer les changements paléo-environnementaux, paléoclimatiques des modifications induites par les grands séismes.

6. Synthèse de l'enregistrement de l'activité sismique et paléosismologie sous-aquatique

De nombreux séismes majeurs sont générés dans les zones limites entre plaques ou dans les systèmes de failles associés, offshore ou proche à la côte où les sédiments marins peuvent enregistrer l'évidence de leur impact (Goldfinger, 2011). Afin d'étudier les traces de failles sous-marines, les méthodes géophysiques ont été employées pour décrire et interpréter la stratigraphie des couches affectées par l'activité tectonique et sismique. Les bassins restreints ou ouverts et qui sont tectoniquement actifs, ont un enregistrement sédimentaire très fiable qui permet l'identification d'événements paléo-sismiques en utilisant des images de sismique de réflexion. Néanmoins, pour effectuer actuellement une bonne reconstruction de l'histoire paléoséismologique, il est nécessaire d'acquérir des carottes qui permettent une étude sédimentologique en détail des dépôts afin de différencier une possible origine co-sismique ou post-sismique d'une autre non liée à l'activité tectonique des failles. C'est ainsi que la paléo-sismologie sous-aquatique se profile comme un outil puissant pour l'identification de séismes associés à la trace des failles actives dans les séquences marines ou lacustres dans un temps historique avec une absence d'information instrumentale.

Contrairement aux événements séismo-induits identifiés dans les tranchées paléoséismologiques, ceux identifiés dans des séquences marines et lacustres ont une incertitude supérieure. Il y a beaucoup d'autres mécanismes différents de l'activité sismique capables de générer la même réponse dans les sédiments. Cependant, l'étude de dépôts marins « offshore » offre des potentialités particulières: une large couverture spatiale et temporelle, une meilleure conservation et plus de possibilités de corrélation (Goldfinger, 2011).

Un des travaux pionniers sur les évidences de choc sismique identifiés dans une séquence sédimentaire a été publié par (Seilacher, 1969), qui a aussi introduit le nom de

« sismite » comme un terme génétique réservé à la déformation post-dépositionnel *in situ* de sédiments non-consolidés attribuées aux secousses sismiques. Cita et Ricci Lucchi (1984), une décennie et demi après, synthétisent les avancées et les incertitudes autour de l'usage des structures sédimentaires comme des indicatrices de l'activité sismique et d'autres termes sont incorporés au vocabulaire aux études paléo-sismiques. Mutti *et al.* (1984) introduit la notion de « sismo-turbidite » pour faire référence aux dépôts de megaturbidites (>100 km³) identifiés dans des bassins de flysch et associées au déclenchement de plusieurs événements sismiques ; Perissoratis *et al.* (1984) discutent le déclenchement de mouvements de masse dans le Golfe de Corinthe, en démontrant l'existence de grand glissements (*slumps*) et d'escarpements associés, liés à l'intense activité sismique rapportée dans la zone entre février-mars de 1981 ; Cita *et al.* (1984) associe les homogénites de la Mer Ionienne et l'augmentation du taux de sédimentation entre le Pléistocène Tardif et l'Holocène au fort signal tectonique provenant de la marge continentale active nord du Méditerranée ; Séguret *et al.* (1984) examinent le mécanisme déclencheur de neuf mégaturbidites calcaires (jusqu'à 200 km³) identifiées dans le bassin Eocène des Pyrénées, en estimant qu'un séisme de Ms=7 est nécessaire pour démarrer de tels glissements. Ces termes (parmi d'autres) deviennent importants dans l'étude des perturbations sédimentaires séismo-induites en relevant le caractère « re-dépositionnel » de séquences potentiellement indicatrices de séismes.

Montenat *et al.* (2007) font une classification de ces évidences sismiques en trois catégories: sismites *sensu stricto*, phénomènes gravitaires induits et processus de fracturation de roches. Dans le domaine subaquatique qui nous concerne, Chapron *et al.* (1999) proposent une classification des sismites en deux groupes: *in situ* et *indirectes*, en fonction du rôle de l'événement sismique dans la genèse de la structure: déformation ou dépôt. (Avşar, 2013) rajoute dans sa compilation bibliographique sur structures séismo-induites une catégorie liée à des changements dans la chimie de l'eau dont nous allons tenir compte comme des changements géochimiques enregistrés dans les sédiments associés à l'hydrodynamique du bassin.

6.1. Les perturbations directes: in situ

Ce groupe est constitué par des structures post-dépositionnelles considérées comme des sismites s.s. (Montenat *et al.*, 2007) et sont générées dans les intercalations de sédiments avec des différents niveaux de saturation en eau, qui une fois soumises à des contraintes de cisaillement expulsent ou injectent une phase fluide résultat de l'augmentation de la pression

interstitielle (Montenat *et al.*, 2007). En fonction de la taille de grain, de la compaction, l'épaisseur des couches dans la séquence sédimentaire et la contrainte de cisaillement exercée, les structures de déformation sont développées sous un domaine ductile ou fragile (Seilacher, 1969; Audemard et de Santis, 1991; Alfaro *et al.*, 1997; Montenat et d'Estevou, 1999; Wetzler *et al.*, 2010).

Seilacher (1969) propose une des premières sismites s.s. développées en régime fragile, en décrivant la structure « fault-graded beds » du sommet à la base comme une séquence constituée par un niveau avec des évidences de liquéfaction qui surmonte une zone de fragments conservant quelques caractéristiques du laminage original, sans orientation préférentielle imbibés dans une matrice (rubble zone), tous les deux au-dessus d'un niveau de sédiments plus compactés avec une collection de micro-failles antithétiques dont l'offset diminue en profondeur et présente une limite transitionnelle avec les sédiments sous-jacents non perturbés. Brustur et Jipa (2007) décrivent partiellement la séquence précédente dans des sédiments d'origine deltaïque de la vallée Prahova en Roumanie, où il identifie les évidences de liquéfaction en surmontant la « zone rubble ».

Dans la séquence préalablement décrite, les microfailles ainsi que les intrusions et les brèches, sont des déformations en régime fragile de sédiments cohésifs compactés et développés à une profondeur déterminé à partir de la limite eau-sédiment, alors que le reste des structures de déformation associées à la liquéfaction ont lieu dans des sédiments saturés proches à l'interface eau-sédiment (Sims, 1973; Sims, 1975; Monecke *et al.*, 2006; Avşar, 2013).

Parmi les paléo-structures de déformation en régime ductile, Alfaro *et al.* (1997) décrivent celles identifiées dans les sédiments lacustres du bassin Guadix-Baz (Espagne) indicatives de liquéfaction et fluidisation résultat de l'activité tectonique régionale Pliocène de la Cordillère Centrale Bétique. Il s'agit de structures « load casts », « pillows » et des structures d'échappement d'eau. Rodriguez-Pascua *et al.* (2000) décrivent ces principaux types de sismites, et dans leur proposition de classification il existe un groupe de déformations ductiles restreintes aux environnements sous aquatiques identifiées dans les sédiments lacustres de la zone Prébétique de l'Espagne, qui comprennent les caractéristiques suivantes: boudinage, varves laminées perturbées, fluidification, mushroom, pseudo-nodules, des intrusions de sables, structures pillow et des graviers avec des intrusions et fracturés.

De nombreuses structures de déformation sont classifiées comme des sismites, car elles sont identiques aux structures reproduites expérimentalement par des secousses sismiques simulées. Moretti *et al.* (1999) génèrent, par l'expérimentation analogique, des structures de déformation par fluidisation et liquéfaction de sédiments. Wetzler *et al.* (2010) réalise des simulations numériques à partir desquelles ils obtiennent des structures sédimentaires similaires aux déformations décrites dans les sédiments lacustres de la Formation Lisan, proche à la Mer Morte comprenant: linear waves, asymmetric folds, roll up, et brèches (aussi discuté par El-Isa et Mustafa, 1986; Marco et Agnon, 1995; Marco *et al.*, 1996; Ken-Tor *et al.*, 2001; Migowski *et al.*, 2004; Agnon *et al.*, 2006). A partir de ces essais, il s'est établi un lien entre l'épaisseur et la géométrie observée d'une couche déformée avec l'accélération maximale du sol produite par le séisme déclencheur.

Au départ Seilacher (1969) fut précautionneux en l'utilisation du terme « sismite », à l'origine un peu restrictif, en contraignant dans ce groupe seulement les structures in situ que de façon plus « claire » pourraient être attribuées à l'activité sismique. Jusqu'à maintenant s'il y avait un élément commun remarquable dans la littérature liée au développement des structures sédimentaires associées aux séismes, celui serait la prudence sur l'utilisation de termes texturaux liés à ces structures comme s'ils s'agissaient des termes génétiques.

Dans cet esprit, en admettant que le processus de reconnaissance de paléo-sismites est encore en discussion, certaines combinaisons de critères ont été proposées comme les plus fiables:

1. Les structures doivent avoir une extension qui permettent une ample corrélation spatiale (Sims, 1975; Jones et Omoto, 2000; Törö *et al.*, 2013). L'unité déformée doit être affectée latéralement et doit correspondre à un niveau stratigraphique restreint par des strates non-déformés (Sims, 1975; Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Wheeler, 2002; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009; Owen et Moretti, 2011; Moretti et Van Loon, 2014).
2. Les sismites reconnues sur le terrain doivent être- en termes texturaux et structurales - comparables à celles récentes d'origine sismique confirmées (Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Wheeler, 2002; Moretti et Ronchi, 2011; Owen et Moretti, 2011) ou similaires à celles créées expérimentalement (Kuenen, 1958; Sims, 1973; Törö *et al.*, 2013).
3. Il est nécessaire une relation étroite entre les zones sismiquement actives et la localisation des structures de déformation (Audemard et de Santis, 1991; Obermeier,

1996; Rossetti, 1999; Wheeler, 2002; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009; Owen et Moretti, 2011), la récurrence verticale sera associée à l'activité de la faille (Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Wheeler, 2002; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009; Törő *et al.*, 2013).

4. Les niveaux stratigraphiques affectés par la déformation co-sismique doivent montrer des évidences de liquéfaction (Sims, 1975) et par conséquent être constitués d'intercalations potentiellement liquéfiables (Allen et Banks, 1972; Audemard et de Santis, 1991; Jones et Omoto, 2000; Törő *et al.*, 2013).
5. Dans une présumée sismite, la densité des structures et l'intensité de la déformation le long et large de l'unité stratigraphique affectée doivent varier en fonction de la distance qui la sépare de l'épicentre (Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Wheeler, 2002; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009; Owen et Moretti, 2011; Moretti et Van Loon, 2014).
6. Quelques auteurs ont indiqué l'importance de mettre en valeur d'autres mécanismes comme potentiels causes de déformations sédimentaires comme un important critère (Sims, 1975; Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Jones et Omoto, 2000; Wheeler, 2002; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009).
7. L'intensité de l'activité sismique de la zone d'étude est aussi utilisée comme un critère pour remarquer l'origine sismique de quelques structures. Sims (1975) suggère qu'une possible activité supérieure à VI (échelle Mercali modifiée) doit être démontrée. Rodriguez-Pascua *et al.* (2000) attribuent à la micro-séismicité ($MAG < 4$) le potentiel de générer boudinage (loop bedding) et des perturbations séismo-induites dans sédiments laminés. Moretti et Van Loon (2014) argumentent que la variabilité de l'intensité sur l'activité sismique d'une faille le long du temps géologique doit être étudiée.

Aucun des critères indiqués jusqu'ici, de manière individuelle, ne correspond à un argument sans équivoque pour classifier une structure de déformation comme une sismite, cependant, dans des séquences récentes le control chronologique en détail associé à séismes historiques semble une paire de critères fiable.

6.2. Perturbations indirects: dépôt résultant d'un remaniement gravitaire

Les secousses sismiques peuvent provoquer des écoulements gravitaires tant en surface que subaquatiques, dans les deux scénarios les différents types de phénomènes de remobilisation de sédiments générés sont essentiellement les mêmes, seulement les turbidites

sont considérées des phénomènes gravitationnelles subaquatiques exclusives (Locat et Lee, 2002).

Dott Jr (1963) fait une des premières classifications des mouvements de masse subaquatiques, dont les termes restent encore dans la bibliographie et sont la base des classifications les plus récentes. Dans cette typologie sont inclus les processus « rockfall », « slides » ou « slumps », flux de masse et flux turbiditiques définis en fonction de la distance entre le dépôt et la source du sédiment. Tel qu'il le souligne, tous ces types de mouvements de masse peuvent être considérés comme l'état initial ou intermédiaire d'une turbidite, car, le long du temps si le dépôt était soumis à un processus de transport et remaniement il pourrait devenir à une turbidite.

Dès alors, la classification des mouvements de masse sous-marins a évolué et beaucoup d'auteurs ont contribué à l'affinage de la terminologie avec l'emploi combiné de différents critères tels que: le type de matériel, le processus causal de la mobilisation, le mécanisme de transport, la géomorphologie de la surface de la faille et les caractéristiques de la séquence dépositionnelle résultante (Crowell, 1957; Middleton et Hampton, 1973; Carter, 1975; Meunier, 1993; Hampton *et al.*, 1996; Leroueil *et al.*, 1996; Mulder et Cochonat, 1996; Locat et Lee, 2002).

Une des géosciences qui a stimulée notamment le développement de la recherche de glissements sous-marins est la paléosismologie. De nombreux chercheurs ont focalisé leur travaux vers l'étude de l'activité sismique comme facteur principal déclencheur de mouvement de masse (p.e. Piper *et al.*, 1988; Jibson et Keefer, 1993; Keefer, 1999; Locat et Lee, 2002).

Dans la gamme des types de processus gravitaires, ce sont surtout les turbidites qui depuis leur définition initiale ont été associées à l'activité tectonique. Kuenen (1952) fut le premier à établir la relation entre le séisme de 1929 de Grands Banks et un courant de turbidité. Plus récemment, l'utilisation de techniques précises de datation a permis la corrélation entre les séquences turbiditiques et des séismes historiques, et la définition de taux de récurrence (Beck *et al.*, 1992; Beck *et al.*, 1996; Chapron *et al.*, 1999; Lignier, 2001; Arnaud *et al.*, 2002; Becker *et al.*, 2002; Schnellmann *et al.*, 2002; Schnellmann *et al.*, 2005).

Des caractéristiques texturales particulières de type turbidites ont été attribuées à l'activité sismique ou aux phénomènes connexes. Une couche à grains fins sus-jacent à la

séquence classique du modèle de Bouma *et al.* (1962) fut interprété par Sturm *et al.* (1995) résultat d'une re-suspension de particules fines par un séisme. Cette couche a été nommée originalement par Kastens et Cita (1981) « homogénite », identifiée comme un corps acoustiquement transparent sur les profils sismiques et génétiquement liée à des tsunamis et parfois à l'oscillation des masses d'eau (tsunami réfléchi et/ou effet de seiche) selon la morphologie et les dimensions des domaines impliqués.

L'évolution de ce concept dans le champ de la sédimentologie a impliqué l'échantillonnage et la caractérisation de carottes profondes acquises tant dans environnements lacustres que marins. L'analyse texturale de ces dépôts montre une accumulation par décantation de particules fines (silty-argileuses non laminées) mises en suspension par une secousse sismique, avec un arrangement de la fabrique résultat des courants d'oscillation. Les particules grossières à la base ont une composition minéralogique qui dépend du contexte lithologique de la zone d'étude (Chapron *et al.*, 1999; Carrillo *et al.*, 2008; Beck, 2009; Campos *et al.*, 2013).

Néanmoins, bien que les secousses générées par un mouvement sismique aient la capacité de déclencher des glissements, ces derniers ne sont pas toujours générés par des séismes. Il existe différents phénomènes capables de déclencher des mouvements de masse tant en conditions subaériens que subaquatiques: impacte d'un météorite, activité volcanique, tsunamis, cyclones tropicaux, les moussons, les courant de marée, chargement glaciaire, surcharge détritique, le chargement hydrostatique, l'érosion biologique, déstabilisation d'hydrates de gaz, des bas niveaux de la mer (Locat et Lee, 2002; Shanmugam, 2012).

D'après Goldfinger (2011) et Jibson (1996) trois approches principales sont nécessaires pour l'étude des glissements dans le contexte paléo-sismique: 1) Un examen sédimentologique de détail, 2) un control chronologique qui permette d'identifier le déclenchement d'événements sismiques synchroniquement et 3) la corrélation des événements avec le rapport historique de séismes disponibles. Shilts et Clague (1992) insistent les critères spatio-temporels, tels que la distribution synchrone dans un bassin et les différents dépocentres voisins et la congruence dans la direction de glissement à l'aval sur des pentes de la même orientation.

Sturm et Matter (1978) proposent un modèle de distribution des apports clastiques (soit déclenchés par gravité ou des inondations) dans un lac en fonction de sa densité et la stratification thermique de la masse d'eau réceptrice (Figure I.12). Ce schéma

sédimentologique a été aussi adopté pour les corps d'eau semi-fermés type golfes (Golfe de Corinthe, Poulos *et al.*, 1996) et dans le cas d'intrusion d'eau douce dans la mer (Mulder et Syvitski, 1995).

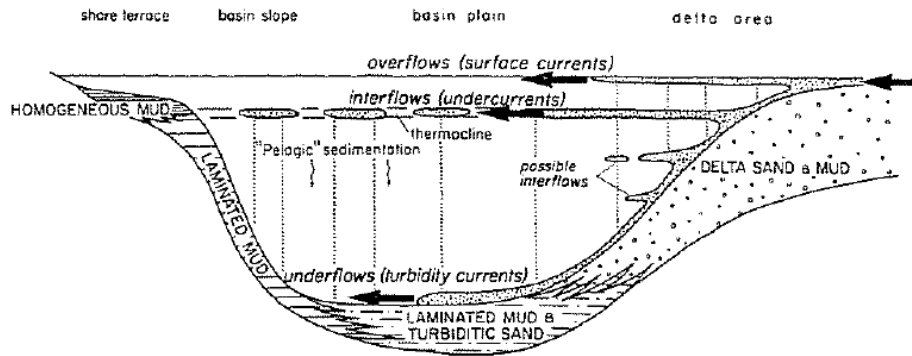


Figure I. 12. Modèle représentatif des mécanismes de transport et distribution de sédiments dans un corps d'eau thermiquement stratifié (d'après Sturm et Matter, 1978)

Dans le mécanisme de distribution de particules illustré dans la Figure I.12, si le courant est moins dense que l'eau du bassin, dite un écoulement hyperpycnal, la fraction fine du sédiment reste suspendues à la surface et se dépose par décantation. Si la densité de l'eau du flux est similaire à celle du bassin, le sédiment va se distribuer dans la partie d'eau avec la même densité (Mulder *et al.*, 2011), quand elle reste perchée à niveau de la thermocline il s'appelle courant mésopycnal. Si l'eau du courant est plus dense que l'eau réceptrice, l'écoulement devient turbulent, appelé courant hyperpycnal (Mulder *et al.*, 2001)

Dans l'océan aussi bien que dans les systèmes lacustres ces dépôts, appelés hyperpycnites, représentent des événements de crues (Mulder *et al.*, 1997). Mulder *et al.* (2001); Mulder *et al.* (2003) expliquent la structure typique d'une hyperpycnite en fonction de la magnitude de la crue (Figure I.13) comme une séquence composé par: 1) une partie basale granocroissante (Ha) mise en place pendant la phase d'augmentation de la charge détritique, 2) une partie sommitale à granoclassement normal, résultat de l'affaiblissement du courant et la diminution de la concentration de particules (Hb). Un troisième élément de transition (Ha-Hb) peut être placé entre ces deux unités et indique le maximum de la crue. La transition Ha-Hb peut-être aussi absente comme conséquence d'un « balayage » par des courants énergétiques.

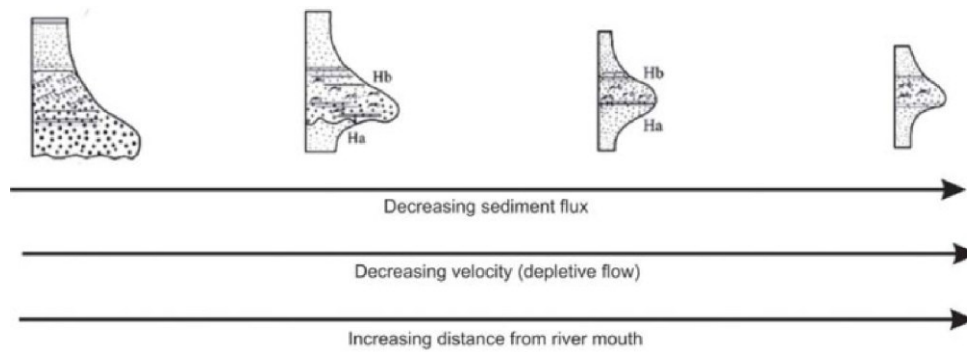


Figure I. 13. Séquences types d'un dépôt hyperpycnal en fonction du flux du sédiment, la vitesse du courant et la distance. A gauche un profil typique d'une crue avec un élevé flux de sédiment, une haute vitesse sur la partie proximale. Les états intermédiaires montrent une séquence complète Ha-Hb séparées par une surface d'érosion (crue d'amplitude moyenne), et à droite une séquence complète sans surface érosive sur la partie distale (modifié par B. Wilhelm, d'après Mulder *et al.*, 2011)

Mulder *et al.* (2001) proposent aussi un modèle d'évolution spatio-temporel de courants hyperpycnaux, basé sur celui proposé par Kneller (1995). Il s'agit d'un modèle matriciel il y a cinq combinaisons possibles entre six paramètres différents. En fonction du temps trois types d'écoulement sont définies:

- Waning: qui ralentit tout au long du temps
- Steady: d'accélération constante
- Waxing: accéléré dans le temps

Selon leur vitesse à l'aval:

- Accumulatif: devient plus rapide sur la distance par l'augmentation de la pente.
- Uniforme: phénomène de vitesse constante sur la distance
- Déplétif: qui ralentit sur la distance pour diminution de la pente

Sur ce modèle le granoclassement des crues est le résultat d'un processus où augmente la magnitude du phénomène avec une diminution simultanée de la pente (waxing/déplétif) pour la mise en place de l'unité basal granodécroissante (Ha) et après la décrue prend le relais avec un ralentissement tant sur la distance que dans le temps (waning/déplétif).

6.3. Changement géochimique

Des importants changements chimiques ont lieu pendant le processus de transport. Le mécanisme le plus influent, qui se superpose à l'empreinte géochimique de la source des roches sédimentaires clastiques, est l'hydrodynamique du milieu, qui conduit à la

différenciation ou au fractionnement relatif des minéraux (Morton et Hallsworth, 1999). Certains éléments se concentrent dans la fraction des argiles et dans la fraction des minéraux lourds, tandis que d'autres sont dilués dans une fraction grossière riche en quartz. Ces processus sont dans une large mesure dépendants également de la durée du temps passé entre l'érosion et la mise en place (Rollinson, 1993).

Les remaniements gravitaires séismo-induits en général ont une signature granulométrique particulière conséquence de l'érosion et du transport du matériel détritique (Nakajima et Kanai, 2000; Shiki *et al.*, 2000; Beck *et al.*, 2007; Drab *et al.*, 2012; Campos *et al.*, 2013). Les changements dans la taille de grain et la minéralogie de ces dépôts, par rapport à la sédimentation normale, provoquent soit l'addition ou l'épuisement des éléments mobiles et ceci est la façon dont l'érosion et le transport, dans un contexte sismique, ne laissent pas seulement une empreinte granulométrique, mais également une trace chimique covariante.

L'utilisation de proxys géochimiques comme un émergent outil potentiel dans la paléosismologie est assez moderne, néanmoins prolifique dans le domaine géoscientifique. La géochimie des sédiments a été utilisée largement avec succès afin d'identifier les dépôts de paléotsunamis (Minoura et Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 1994; Chagué-Goff et Goff, 1999; Goff *et al.*, 2004; Rothwell *et al.*, 2006; Schlichting et Peterson, 2006; Nichol *et al.*, 2007; Chagué-Goff, 2010; Drab *et al.*, 2012) et séismo-turbidites (Çağatay *et al.*, 2009) combinée avec des analyse de granulométrie et chronologie détaillée.

Le répertoire de ratios chimiques utilisé aux fins d'interprétation paléo-sismique est assez vaste. Quelques paramètres compositionnels utilisés afin d'analyser les sédiments marins et lacustres a été condensé dans le tableau 1. Dans une première partie focalisée sur la trace géochimique des changements granulométrique dans les turbidites et une deuxième consacrée aux rapports indicatifs d'une augmentation de l'influence marine en cas de perturbation temporaire ou permanente au niveau de la mer (tsunami).

Tableau I. 1. Principales applications des éléments chimiques et les rapports les plus importants pour l'étude de sédiments marins et continentaux.

K/Rb

Rothwell *et al.* (2006) rapporte un enrichissement dans les turbidites de boue, probablement dû à une haute concentration en illite, associée aux argiles détritiques.

Zr/Rb

Ce rapport fourni un proxy de la taille de grain, car le Zr se trouve principalement dans les grains grossiers et le Rb dans les argiles. Cela a été employé pour la reconstruction de l'histoire de crues sur certaines rivières, vu que ces phénomènes transportent des sédiments lourds et grossiers, donc

Zr/Rb augmente pendant les événements de crues (**Wang et al., 2011**). Les pics de Zr/Rb est lié à une abondance de particules à grand taille mises en place par un processus de « saltation ». Le Zr/Rb a aussi été utilisé comme un proxy d'épisodes de moussons (**Chen et al., 2006**).

Ti/Rb

Ce rapport est utilisé pour montrer l'augmentation des minéraux lourds « résistats ». Présence de minéraux lourds (**Rothwell et al., 2006**)

Fe/Rb

Utilisé pour la normalisation de Fe en absence de données de Al (ou non fiables) (**Rothwell et al., 2006**)

Normalement montre les effets du fractionnement lié à la taille des grains dans les turbidites

Fe est mobilisé pendant les processus redox liés à la diagenèse et abondant Fe normalement vu dans les parties oxygènes de certaines turbidites.

L'augmentation de Rb dans les turbidites de boue indique une contribution assez importante d'argiles dans le sédiment.

Al

Al et Fe sont utilisés comme proxies fluviales, et son application comprend le transport de sédiments (**Nizou et al., 2011**)

K

Le K est généralement associé aux silicoclastiques terrestres, par exemple, les illites (mica de potassium) et les feldspaths-K. Il est un important indicateur de terrigènes et a été utilisé comme un proxy des variations de l'apport fluvial en permettant d'inférer des changements climatiques aride/humide sur le continent et des précipitations (**Holzwarth et al., 2010**).

Si

Aussi que le Fe et le Ti, le Si est utilisé comme un proxy pour le transport de terrigène ou pour des études de provenance et de sources de turbidites. La forme des profils de Si peut donner de l'information sur les caractéristiques texturales des turbidites à grain grossier (**Rothwell et al., 2006**).

Ti

Le Ti est largement utilisé pour l'enregistrement du transport de sédiment terrigène, particulièrement par ruissellement (**Haug et al., 2001**). Les pics de Ti peuvent être corrélés avec des turbidites ou couches de cendres volcaniques. Les turbidites normalement ont une base à grains grossiers.

Le Ti a été employé pour identifier des ruptures sédimentaires et des variations climatiques et aussi enregistrer des périodes interglaciaires avec une disponibilité plus élevée de particules terrigènes (**Martinez et al., 2007; Jaccard et al., 2009**).

Zr

Le Zr est présent principalement dans le zircon ($ZrSiO_4$), un minéral résistant et dense. Ce minéral a la tendance de conserver sa morphologie originale pendant la météorisation et le transport et il est couramment concentré dans la fraction grossière des sédiments.

Sr

Le Sr est un métal alcalino-terreux, fixé par les organismes calcaires en même temps que le Ca. Donc, le Sr est un marqueur d'une origine biogénique. Ainsi que le Ca, le Sr peut être fourni par des sources terrigènes (e.g. feldspaths et argiles) et la co-variation de ces deux éléments peut suggérer que le Ca est principalement dans $CaCO_3$ biogénique. Le Sr est de préférence incorporé dans l'aragonite, par conséquent potentiellement utile pour différencier de la calcite de foraminifères et aragonite de corail/ptéropodes (**Richter et al., 2006**).

Fe

Comme le Ti, le Fe est largement utilisé pour repérer des variations dans le transport de sédiment terrigène, en indiquant des changements humidité/aridité et précipitation/ruissellement sur les continents, ou normalement aux conditions/processus liés avec un forçage climatique. En tant qu'élément sensible aux conditions redox, le Fe peut permettre l'identification d'éléments diagenétiques ou de nouveaux minéraux autogènes, tels que les pyrites framboïdales. Des valeurs élevées de Fe et S peuvent indiquer des conditions réductrices (**Rothwell et al., 2006**)

Rb

Tant le Rb que le K ont un rayon atomique et des propriétés similaires, donc, le Rb se trouve dispersé dans les minéraux qui contiennent du K, tel que la biotite, muscovite, feldspaths et illite. Pendant la météorisation, le Rb est enrichi dans les argiles détritiques.

Ca

Le Ca est normalement un indicateur climatique, associé à la productivité organique. Le Ca d'origine détritique peut être inféré par la corrélation avec le Fe. Le carbonate biogénique ou détritique peut être différencié par le rapport Ca/Sr, donc, le Sr fixé par les organismes carbonatés au même temps que le Ca peut marquer une origine biologique. Co-variation de Ca et Sr indique une source biogénique de CaCO₃ (Rothwell *et al.*, 2006).

Br

Dans l'eau marine, le brome existe uniquement comme un ion dissout (Br⁻) et la seule phase solide connue dans les sédiments marins (sous conditions de salinité normale) capable de le fixer est la matière organique (Price and Calvert 1977, Mayer *et al.* 2007). Dans les environnements continentaux la disponibilité du Br est plus réduite et par conséquent la matière organique terrestre est faible en cet élément (Ziegler *et al.* 2008, Ten Haven *et al.* 1987, Thomson *et al.* 2006). Cette relation entre le Br avec le type de MO conditionne son emploi comme potentiel traceur de source du carbone organique.

Bien que la localisation du brome dans la structure de la matière organique n'est pas bien comprise, la forte association entre le Br et le carbone organique dans les sédiments superficiels a été largement discutée et acceptée (Marta *et al.* 1990, Price and Calvert 1977, Brongersma-Sanders *et al.* 1980; Pedersen and Price 1980). Price and Calvert (1977) expliquent ce phénomène d'enrichissement du Br à l'interface eau-sédiment par analogie avec le comportement de l'iode dans un contexte de conditions oxydantes. Ils proposent que l'augmentation de la teneur en brome est liée au processus de dégradation de la matière organique à niveaux sub-superficiels pendant la diagenèse, ce qui implique la libération d'halogènes et conduit à l'incorporation de l'ion bromure (Br⁻) dans l'eau de pore et une migration vers la partie supérieure de ces fluides, qui entraîne finalement à un enrichissement de ces éléments aux niveaux les plus superficiels. La tendance du contenu du Br à diminuer progressivement en fonction de la profondeur par la diagenèse suppose une concomitante diminution du COT associée à la dégradation de la MO « hôte » (Mayer *et al.* 2007).

Sous conditions où la diagenèse n'est pas efficace, les processus de dégradation de la MO peuvent être affectés et le patron de distribution du Br dans la colonne sédimentaire préalablement décrit peut être altéré ou obéir à d'autres facteurs. Des recherches sur la distribution spatiale du COT et Br ont montré qu'il y a des environnements plus susceptibles à enregistrer le profil de diminution progressive de brome sous conditions de diagenèse par enfouissement. Price et Calvert (1977) indiquent des valeurs faibles et constantes de Br, I et COT sur la plateforme continentale interne en Namibie et sont attribuées à l'inhibition des processus biogénique dans les environnements réducteurs. Mayer *et al.* (1981) and (Trask, 1939) attribuent au granoclassement des sédiments un fort potentiel de concentration de Br. Bien que l'effet des propriétés physiques des sédiments sur la préservation de la matière organique ne sont pas claires, Mayer *et al.* (1994) explique qu'un sédiment argileux dispose d'une aire superficielle distribuée en petits pores qui sont capables de protéger la MO de la dégradation enzymatique.

Les caractéristiques intrinsèques du type de matière organique ont aussi des effets sur le teneur en Br dans les sédiments. Henrichs (1992) supporte l'hypothèse de qu'une partie importante de la matière organique déposée en surface et qui n'est pas re-minéralisée pendant la diagenèse est enrichie en composantes réfractaires ; une forte teneur de ces composantes dans la MO marine contribuerait à sa résistance à la biodégradation (Hertkorn *et al.* 2006, Tanoue *et al.* 1995; McCarthy *et al.*, 1998). Dans les zones avec des épisodes de haute productivité organique le contenu en Br peut augmenter significativement, en atteignant des valeurs anormales comme le cas des dépôts de sapropèles dans la Méditerranée, où en plus, les hautes valeurs de Br ont été employées pour l'identification d'une incursion marine dans la Mer de Marmara à 12 ky BP (McHugh *et al.* 2008).

Un autre effet de la sismicité sur la sédimentation d'un bassin semi-fermé, moins connu, peut être lié aux changements morphologiques (Carrillo, 2006). L'obturation instantanée par un glissement peut provoquer une isolation partielle ou totale, brève ou en permanence (p.e. Ferrer, 1999; Clague et Evans, 2000; Carrillo, 2006) ou tout au contraire, la déstructuration de la sortie, l'ouverture du bassin et la reconfiguration de l'hydrodynamique du milieu. Dans ces cas, des multiples signaux peuvent être enregistrés: des variations dans les conditions redox (Richter *et al.*, 2006; Rothwell *et al.*, 2006) et la productivité organique (Wehausen et Brumsack, 1999; Weldeab *et al.*, 2003; Moller *et al.*, 2012).

Non seulement l'impact de l'activité sismique peut être déchiffré à partir de la géochimie des sédiments, les changements paléo-environnementaux et climatiques ne sont pas exclus. Dans un bassin, les changements du niveau de la mer (Reichel et Halbach, 2007) et l'intensification des processus de ruissellement (Peterson et Haug, 2006) sont quelques-uns des nombreux phénomènes traçables grâce aux données géochimiques, c'est pourquoi l'intégration de cet outil dans les critères texturaux susmentionnés est devenue une pratique courante et prioritaire.

6.4. Rôle des techniques d'analyse à haute résolution dans la paléoséismologie

L'étude sédimentologique des carottes aux fins d'interprétation paléosismique implique l'analyse de la texture, la fabrique et de la composition du sédiment avec un haut niveau de détail. Ainsi, les technologies à haute précision et les performances optimales ont été incorporées dans les protocoles méthodologiques de l'étude des dépôts séismo-induits.

Les analyses granulométriques à haute résolution fournissent les principaux paramètres pour caractériser des sismites et turbidites sismiques (Lignier, 2001). La distribution de la taille des grains et tous les paramètres associés sont généralement des « empreintes digitales », qui, lorsqu'elles sont corrélées entre des carottes ayant un lien spatial direct ou non, suggèrent un mécanisme de déclenchement des événements synchronisé. Les variables granulométriques sont combinées avec d'autres proxies servant de lien avec l'énergie cinétique moyenne du milieu du dépôt.

À titre d'exemple, la susceptibilité magnétique dans un dépôt co-varie habituellement avec la variation de la taille des grains. Dans la plupart des cas, l'augmentation du signal SM est associée à la base de la turbidite et cette approche fonctionne dans la plupart des cas. L'anisotropie de la susceptibilité magnétique (en particulier la foliation) se profile comme un

outil prometteur pour l'étude des «homogénites" co-sismiques définies comme des dépôts avec une valeur anormalement élevée de la foliation magnétique et de la granulométrie fine, dérivée d'un processus intense re-travail en vertu d'un régime d'oscillation qui se transforme à une phase de stabilité avec le dépôt de la fraction la plus fine par décantation et interprétée comme l'effet seiche.

Un autre outil alternatif utilisé dans le domaine de la paléoséismologie est la radiographie SCOPIX, un puissant et nouveau système d'imagerie à rayons X numérique employé pour l'analyse non-destructive des structures, dans un sédiment apparemment homogène où le développement des arrangements aux niveaux internes parfois sont masqués par la manque de contraste à l'œil nu. Ce type d'imagerie a un spécial intérêt pour l'identification de perturbations liées à l'effet d'oscillation des courants de fond (structures flaser), surfaces d'érosion, liquéfaction (structures ball and pillow) (p.e. Beck *et al.*, 2007) pour les associer à l'effet seiche ou à la secouement sismique dans un bassin fermé (Figure I. 14).

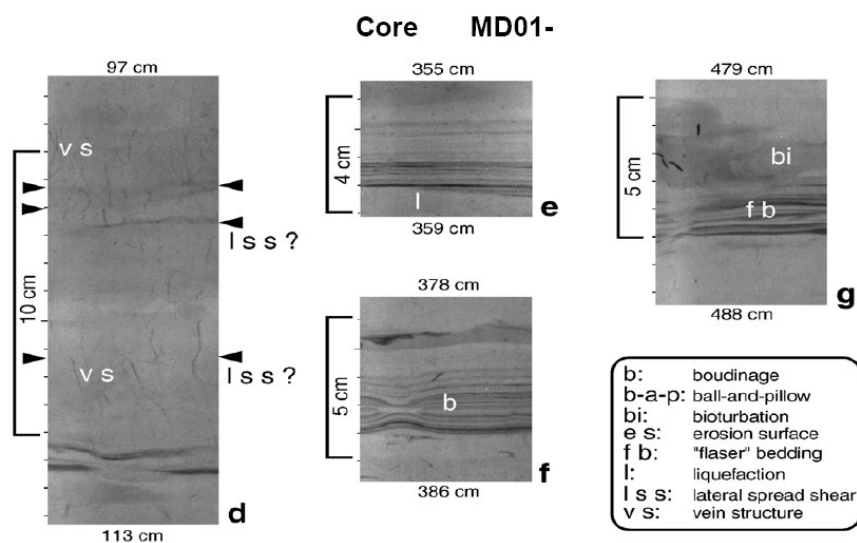


Figure I. 14. Image Scopix des possibles perturbations séismes-induit identifiées dans l'Holocène marine de la section MD01-2429 et MD01-2431 dans le bassin de la mer de Marmara (d'après Beck *et al.* 2007).

Dans cette gamma de systèmes de scanner de carottes non-destructive (d'accès rapide et quasi-continu, qui offre un large éventail d'information en termes de changements physiques dans la séquence sédimentaire) se trouve aussi le système d'acquisition XFR fluorescence, qui fournit des informations sur la composition élémentaire des sédiments. Dans la paléosismologie a été utilisé de façon discrète pour la caractérisation de turbidites (Middelburg et Delange, 1988; Drab *et al.*, 2012), variabilité géochimique le long de dépôts

de tsunamis (Minoura et Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 1994; Chagué-Goff et Goff, 1999; Hindson et Andrade, 1999; Walters et Goff, 2003; Costa, 2006; Kozak et Siepak, 2009) et pour l'identification de marqueurs chronostratigraphiques. Celui comme d'autres proxies, de manière indépendante, n'offrira pas une réponse définitive pour établir la genèse du dépôt (séismo-induit ou non), cependant, dans le cas où il existe des effets à long terme liés à l'activité sismique il peut être un outil utile.

7. Organisation du manuscrit

Après le Chapitre I introductoire, qui concerne à l'exposé de la problématique, les objectifs, la portée de ce travail et un bref aperçu de l'état de connaissance de l'enregistrement de la sismicité dans les sédiments, en incluant les méthodes innovatrices d'exploitation des données et le Chapitre II méthodologique, focalisé sur la description des protocoles appliqués pour l'acquisition de données, la discussion sur la qualité des résultats et les outils d'analyse statistiques utilisés sur la base de données multiproxies, ce manuscrit a une structure générale bipartite. La première partie est consacrée à la caractérisation de la sédimentation dans le Golfe de Cariaco et la deuxième à l'étude des sédiments de l'arc des Petites Antilles.

La première unité comprend: le Chapitre III qui présente les aspects géodynamiques, géologiques, climatiques et paléo-environnementaux qui encadrent l'enregistrement paléosismique du Golfe de Cariaco et le Chapitre IV où les résultats issus de l'étude des carottes courtes sont discutés, notamment le control chronologique de la séquence sédimentaire et les traces des événements sédimentaires associées aux crues et à l'activité sismique de la faille du Pilar par des articles soumis à la revue *Quaternary Geochronology*.

Le Chapitre V et VI sont consacrés entièrement aux résultats de paléosismologie Holocène de l'arc des Petites Antilles à partir des données de la campagne GWADASEIS.

CHAPITRE II: Méthodologie d'acquisition des données

Dans le présent chapitre sont décrits les techniques d'acquisition des sédiments et des mesures, ainsi que les protocoles appliqués pour le traitement des échantillons. Les méthodes conventionnelles sont décrites brièvement, tandis que les principes de fonctionnement des équipements moins classiques sont présentés de manière plus détaillée.

L'ensemble de méthodes présenté ont été appliquées selon la disponibilité des ressources ou la pertinence de l'utilisation de l'outil sur deux ensembles de carottes différentes: 1) douze carottes acquises dans le Golfe de Cariaco et 2) quatre carottes dans les Petites Antilles.

1. Echantillonnage

Deux importantes campagnes d'acquisition ont été développées pour prélever les carottes qui sont objet d'étude dans cette recherche. La première a eu lieu en 2009 au Nord-Est du Venezuela dans le Golfe de Cariaco à bord du N/O GUAÏQUERI II. La deuxième correspond à une campagne d'exploration de l'Arc des Petites Antilles (mission GWADASEIS) réalisée en 2009 à bord du N/O LE SUROÏT et dirigée par N. Feuillet. Les caractéristiques du système de carottage utilisé dans les deux différentes missions seront décrites ci-après.

1.1. Campagne d'acquisition Cariaco 2009

La campagne de 2009 a été menée dans le Golfe de Cariaco, encadrée sous le projet « Contribution à l'évaluation multirisques tsunamis, séismes et des événements climatiques extrêmes, le long du bord caribéen du Venezuela, à travers d'une approche combinée sédimentologique, tectonique et morphodynamique ».

Compte tenu du caractère de cette recherche, les zones d'intérêt pour l'acquisition des sondages couvrent largement les différents accidents ou singularités du fond du Golfe. Une pré-sélection des points de prélèvement concentre les essais d'acquisition dans les zones suivantes: 1) le long de l'axe de la fosse de Guaracayal, 2) le lobe deltaïque sous-marin en face de la côte Est du golfe, situé entre Los Cachicatos et Guacarapo, jusqu'à l'extrême Est et parallèle à la trace de la faille d'El Pilar, 3) le delta de Punta Delgada, à l'Ouest du golfe et 4) la dépression de Cerro Abajo localisée sur la partie nord-centrale.

Plusieurs tentatives d'acquisition ont été effectuées sans succès à l'Ouest et proche à la côte nord. L'existence d'une fraction granulométrique plus grossière et des coquilles de grand diamètre ont bloqué la fermeture de la « peau d'orange » en empêchant la récupération. Finalement, la configuration de la distribution d'acquisition a été soumise partiellement à la capacité de récupération du sédiment dans les zones où la texture est principalement silt-argileuse. La distribution spatiale des forages est illustrée sur la (Figure II. 1).

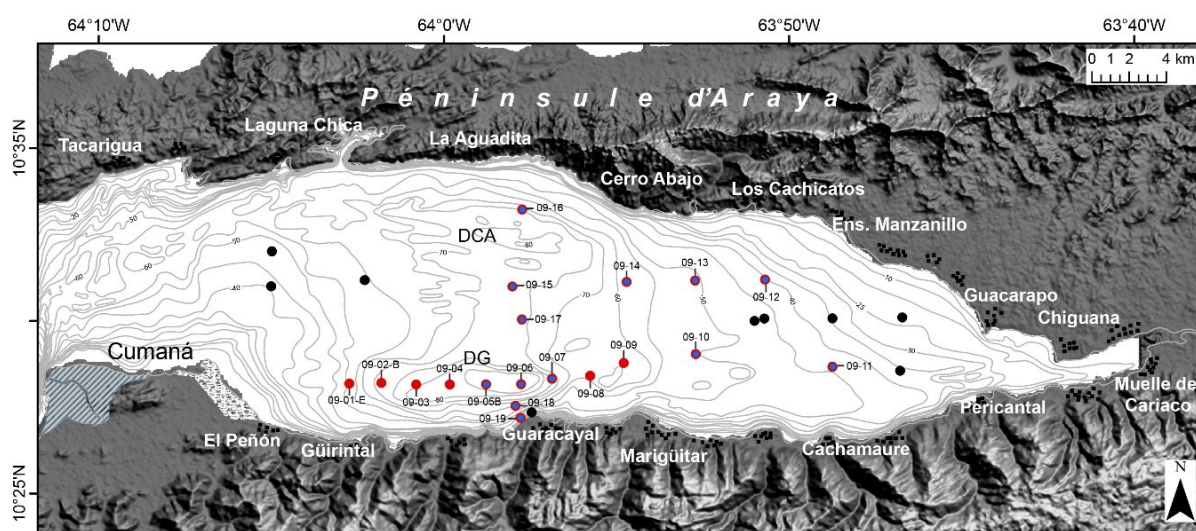


Figure II. 1. Position des carottes prélevées. En bleu les sites d'acquisition de sondages objet de cette étude. En rouge les sites de récupération de sondages non étudiés. En noir, tests d'acquisition effectués sans récupération de sédiment.

L'ensemble est largué à partir d'un bateau équipé d'une grue. La longueur du fil détermine la distance de chute par rapport au fond. La carotte récupérée est alors bouchée des deux côtés et stockée pour des études en laboratoire. Comme résultat de cette campagne ont été prélevées 19 carottes courtes en tubes en PCV de 6,6 cm de diamètre (voir tableau 1 ci-dessous).

Tableau 1. Localisation des 19 sondages collectés pendant la campagne d'acquisition Golfe de Cariaco 2009. En rouge les 13 carottes sujet de cette étude.

	Sondage	Prof. d'eau	Latitude	Longitude	Longueur (cm)
1	Núcleo CARIAC-09-01-E	57	10°28'11"N	64°02'44"W	90
2	Núcleo CARIAC-09-02-A	72	10°28'12"N	64°01'48"W	110
3	Núcleo CARIAC-09-03	80	10°28'09"N	64°00'48"W	117
4	Núcleo CARIAC-09-04	84	10°28'10"N	63°59'49"W	108
5	Núcleo CARIAC-09-05-B	87	10°28'10"N	63°58'46"W	101
6	Núcleo CARIAC-09-06	90	10°28'10"N	63°57'46"W	112
7	Núcleo CARIAC-09-07	76	10°28'20"N	63°56'52"W	110,5

8	Núcleo CARIAC-09-08	60	10°28'25"N	63°55'45"W	86
9	Núcleo CARIAC-09-09	67	10°28'47"N	63°54'47"W	112
10	Núcleo CARIAC-09-10	54	10°29'03"N	63°52'42"W	113
11	Núcleo CARIAC-09-11-B	32	10°28'41"N	63°48'44"W	59
12	Núcleo CARIAC-09-12	44	10°31'12"N	63°50'42"W	102
13	Núcleo CARIAC-09-13	52	10°31'10"N	63°52'43"W	100
14	Núcleo CARIAC-09-14	62	10°31'08"N	63°54'42"W	100
15	Núcleo CARIAC-09-15	71	10°31'00"N	63°58'00"W	100
16	Núcleo CARIAC-09-16	69	10°33'14"N	63°57'43"W	101,5
17	Núcleo CARIAC-09-17	70	10°30'02"N	63°57'44"W	105
18	Núcleo CARIAC-09-18	65	10°27'33"N	63°57'55"W	96
19	Núcleo CARIAC-09-19	42	10°27'12"N	63°57'47"W	58

Le système de carottage utilisé est équivalent à un carottier libre de type BENTHOS (Figure II. 2) capable de prendre des carottes jusqu'à 1,2 m de longueur. Il est constitué d'un tube en PVC placé dans un autre tube en acier (chemise) composé d'ailettes stabilisatrices, lesté et la tête de coupe avec l'adaptation spéciale d'un extracteur à clapets profilés (peau d'orange) qui obture intégralement le tube pendant le prélèvement.

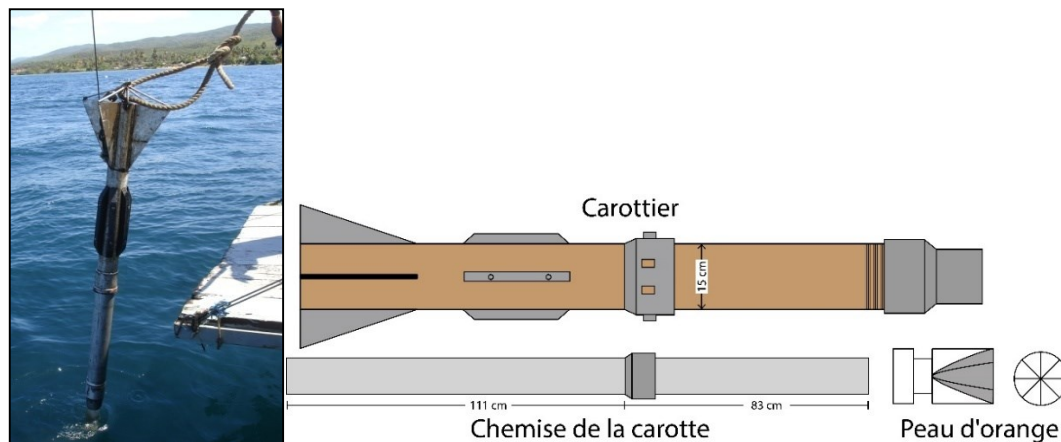


Figure II. 2. Illustration du carottier. Dans la photo le système de carottage gravitaire pendant le chute dans l'eau.

1.2. Campagne d'acquisition GWADASEIS-2009

Cette mission d'acquisition de profils sismiques à haute résolution a été développée entre le 23 février et 25 mars de 2009. L'objectif de cette campagne a été d'étudier le système de failles (surtout normales) qui découpent les fonds marins et les îles des Petites Antilles, responsable de la sismicité superficielle de l'arc. Des données de bathymétrie et de sismique réflexion à haute résolution ont été acquises, aussi bien que 17 carottes Küllenberg, dont 4 ont

été analysées dans notre travail de recherche: GWAD-GUA 8, GWAD-GUA 12, GWAD-GUA 13 et GWAD-GUA 15 (Figure II. 3)

Le dispositif d'acquisition de carottes utilisé correspond au carottier gravitaire à piston stationnaire Küllenberg. Il est, de manière synthétique, constitué d'une « chemise » en acier à l'intérieur dans lequel se trouve un tube carottier en PVC qui conserve les sédiments (de 10 cm de diamètre), un lest et un contrepoids, un piston, un diaphragme et une ogive. Ce système peut récupérer plusieurs mètres de sédiments, dans un liner PVC qui sera ensuite subdivisé en tronçons de 1.5 m. Il fonctionne par gravité, une fois suspendu, lorsque le contre poids touche le fond, le déclencheur libère le carottier en pénétrant les sédiments. Le poids de plomb pousse le tube d'acier dans les sédiments. Lors de l'extraction, à l'intérieur la "peau d'orange" maintient les sédiments piégés dans le tube. Puis la carotte et le tube métallique remontent à bord avec la grue.

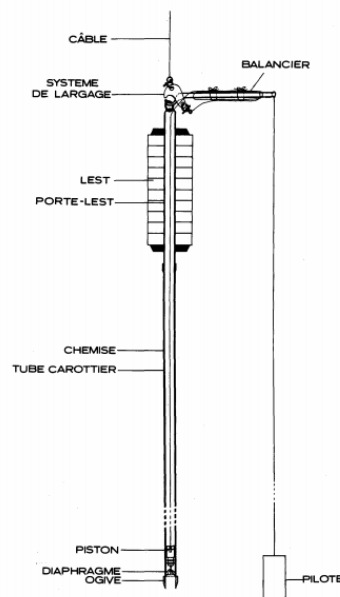


Figure II. 3. Illustration du système gravitaire à piston stationnaire Küllenberg employé lors de l'acquisition des carottes dans les Petites Antilles.

Les carottes ont été prélevées entre les Iles Nevis y Guadeloupe à une profondeur entre 600 et 1412 m, dont la localisation est illustrée sur la Figure II. 4. A bord, les sections complètes ont été divisées en tronçon, soumises à l'analyse de susceptibilité magnétique et réfrigérées pour l'ultérieure analyse au laboratoire.

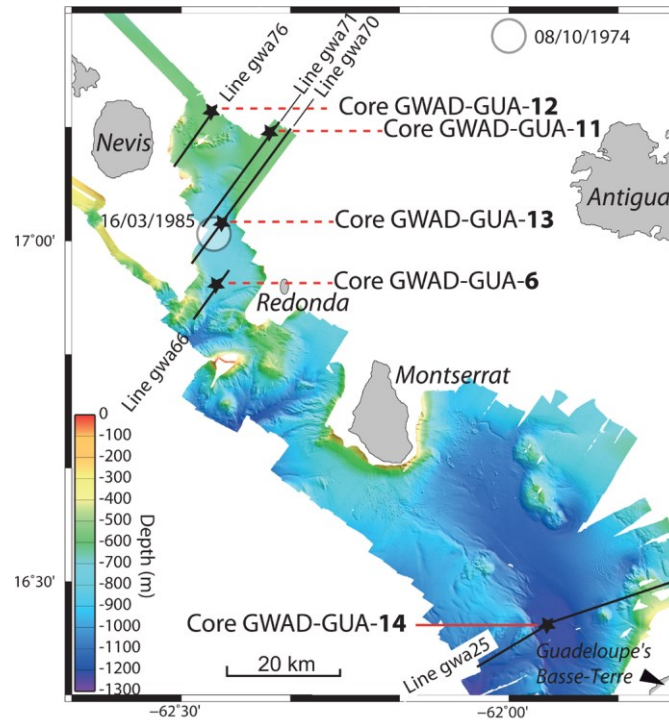


Figure II. 4. Localisation des sondages de la mission GWADASEIS étudiés dans cette recherche dans les Petites Antilles (in Beck et al, 2012).

2. Analyse de microgranulométrie laser

Afin de préciser les variations de la taille de grain le long des deux ensembles de carottes, plusieurs mesures de granulométrie ont été faites avec l'instrument laser MALVERN™ Mastersizer 2000, capable de mesurer la taille des particules entre $0,00913 \mu\text{m}$ et $2000 \mu\text{m}$.

Cet instrument utilise un dispositif laser, le système Mastersizer 2000, qui détermine la fraction granulométrique entre $0,02$ et $2000 \mu\text{m}$ en combinant un processus de dispersion de particules par voie liquide à partir d'une centrifugeuse accouplée au dispositif laser préalablement indiqué.

L'analyseur de la taille des particules fonctionne avec la méthode de diffraction laser, à partir duquel il est possible de mesurer la distribution granulométrique d'un échantillon à haute résolution. Le calcul de la taille des grains est basé sur la mesure de la distribution spatiale de l'intensité de la lumière dispersée après l'incidence d'un faisceau laser sur un ensemble de particules dispersées, induit préalablement par une hydro-centrifugeuse.

Dans ce système un faisceau laser traverse la cellule qui contient le fluide dans lequel les particules sont en suspension, l'origine de ce laser correspond à un système optique

constitué d'une source, une lentille condensatrice, un filtre spatiale et une lentille collimatrice. Le laser est dispersé par les particules « P » de la suspension « S », en créant ainsi une distribution de l'intensité de la lumière, qui est fonction de la taille des particules du fluide. L'intensité angulaire de la lumière dispersée est ensuite mesurée par une série de détecteurs photosensibles. Le numéro et le placement de ces détecteurs dans le Mastersizer 2000 a été optimisé pour obtenir une résolution maximale à travers d'une large gamme de tailles (Figure II. 5). La carte d'intensité en fonction de l'angle de dispersion est la principale source d'information employée pour le calcul de la taille des particules. La dispersion des particules est prédite avec précision par le model de dispersion, est ce model s'applique rigoureusement dans le logiciel du Mastersizer 2000, en permettant la détection de la taille la plus précise dans un rang dynamique la plus large possible (Stojanović *et al.*, 2012).

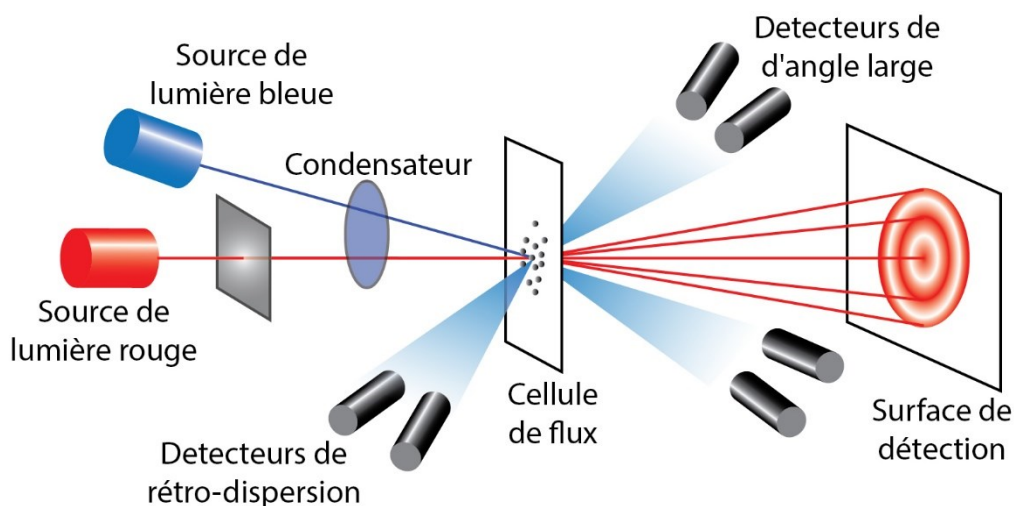


Figure II. 5. Schéma simplifié de fonctionnement de la diffraction laser comme technique pour mesurer la granulométrie d'un matériel avec l'instrument Mastersizer2000.

Pour effectuer les mesures il est nécessaire de fixer un intervalle à échelle centimétrique qui permettra un échantillonnage systématique (Figure II. 6). Ensuite le prélèvement d'environ deux grammes d'échantillon a été fait chaque centimètre avec une micro spatule double qui sont incorporées directement à l'hydrocentrifugeuse qui sépare physiquement les particules détritiques (défloculation). Ce processus de défloculation se fait à travers d'une unité de dispersion via liquide contrôlée par le logiciel. Dans les niveaux détritiques d'intérêt l'échantillonnage s'effectue chaque 2 mm.

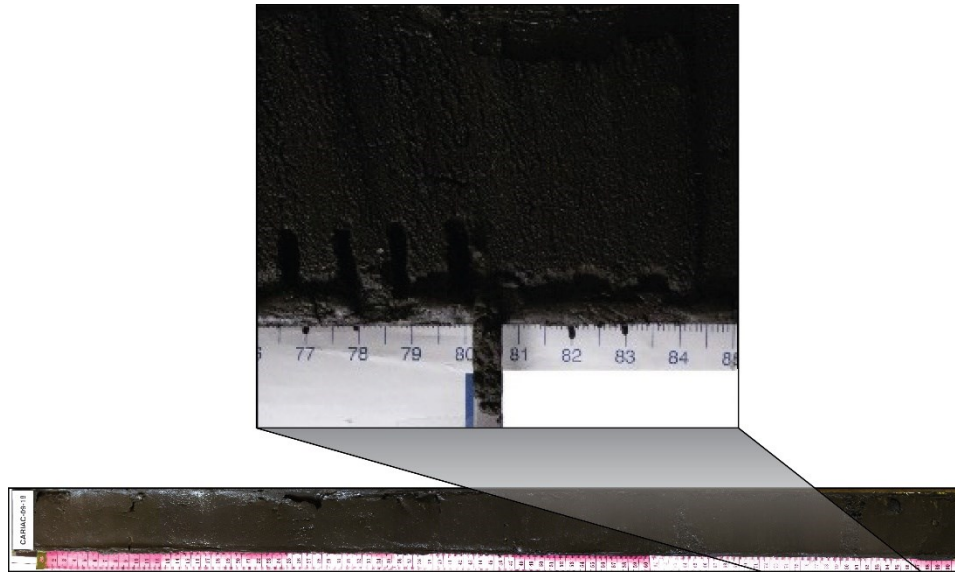


Figure II. 6. Echantillonnage centimétrique des sédiments du golfe

Une fois atteint le niveau d'obscurité 10 (Figure II. 7) et pendant trois minutes dans la centrifugeuse, nous procédons à effectuer le graphique d'analyse granulométrique avec le logiciel Malvern. Divers tests ont été réalisés en appliquant des ultrasons avec l'objectif de vérifier s'il existe un intervalle granulométrique qui soit influencé par la floculation ou cimentation de particules. Le spectre granulométrique des échantillons analysés se trouve entre les argiles et les sables grossiers.

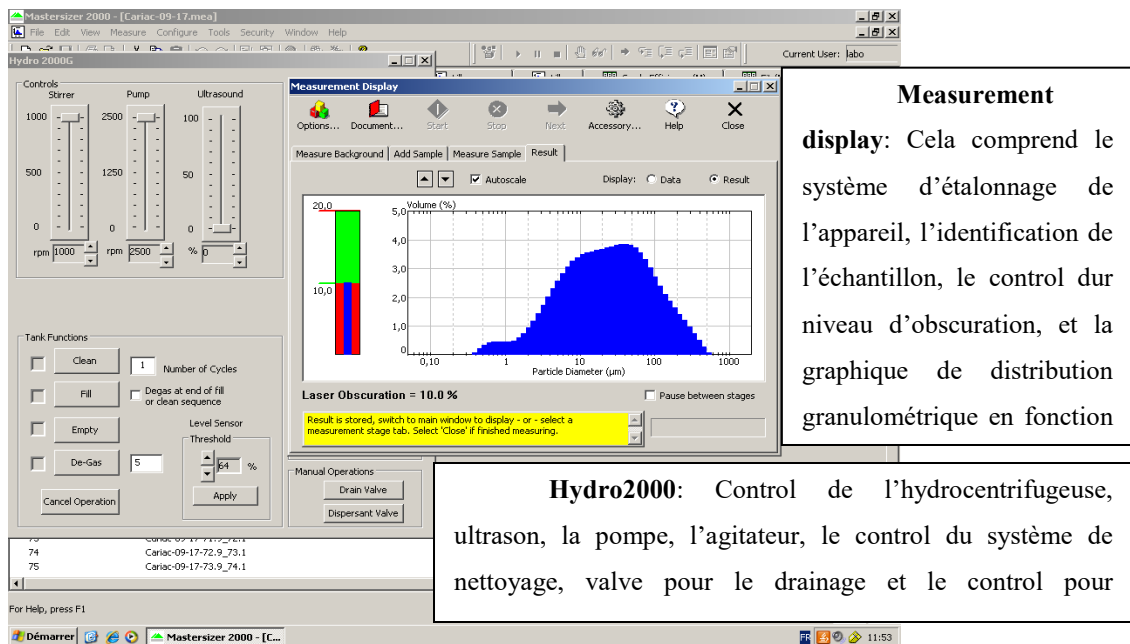


Figure II. 7. Panel de control de la centrifugeuse et le système de mesure microgranulométrique laser.

Avec ces données, ont été construits les graphiques des paramètres sédimentologiques tel que la taille de grain, le classement, la kurtosis et l'asymétrie (Folk et Ward, 1957). A partir des valeurs de percentiles Q50 et Q99 nous avons utilisé le diagramme de Passega (1964) et le diagramme binaire classement vs. Asymétrie (Beck, 2009).

Tableau II. 1. Paramètres utilisés pour la description texturale et granulométrique des sédiments (d'après Folk and Ward, 1957)

Sorting (σ_g)	Skewness (Sk_g)	Kurtosis (K_g)
Very well sorted	<1.27 Very fine skewed	<-1.30 Very platykurtic
Well sorted	1.27–1.41 Fine skewed	-1.30 to -0.43 Platykurtic
Moderately well sorted	1.41–1.62 Symmetrical	-0.43 to +0.43 Mesokurtic
Moderately sorted	1.62–2.00 Coarse skewed	+0.43 to +1.30 Leptokurtic
Poorly sorted	2.00–4.00 Very coarse skewed	>+1.30 Very leptokurtic
Very poorly sorted	4.00–16.00 (Negative)	Extremely leptokurtic
Extremely poorly sorted	>16.00	

3. Elimination de la MO pour les essais granulométriques

Pour l'estimation des effets de la matière organique sur la taille de grain, une élimination systématique de cette composante a été faite sur tous les échantillons collectés chaque 2 cm dans les carottes Cariac-09-05B, Cariac-09-16 et chaque 0,5 cm sur la carotte Cariac-09-06 (Figure II. 8). Un gramme (1 g) d'échantillon a été pris et fait réagir avec 20 ml d'eau oxygénée de 100 volumes sur un agitateur magnétique à une température de 60 °C pendant 3 heures, si la réaction continue, le processus d'agitation se répète et dans le cas d'évaporation quasi-totale de l'eau oxygénée il est incorporé 20 ml. Ensuite, un processus de lavage de l'échantillon est effectué afin d'éliminer l'eau oxygénée en ajoutant 60 ml d'eau distillée et se sépare de la fraction détritique par décantation et évaporation. Sur un agitateur magnétique et avec une pipette, quelques gouttes de la solution ont été mises dans le granulomètre.

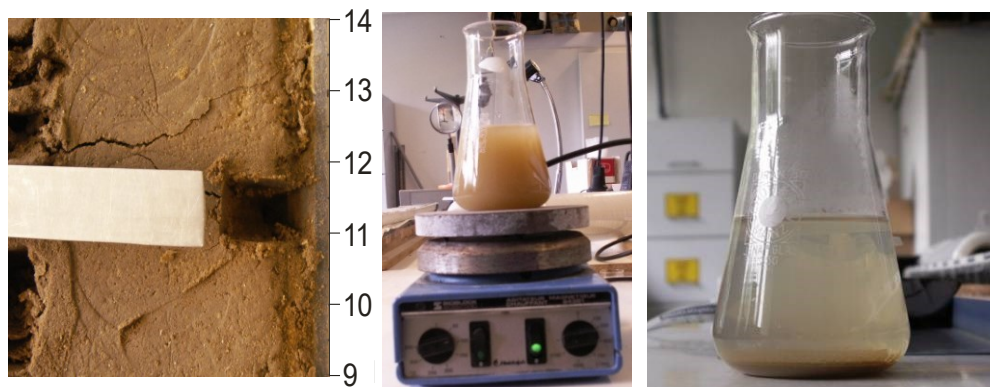


Figure II. 8. Enlèvement de la matière organique des sédiments en utilisant de l'eau oxygénée.

4. Profils chimiques élémentaires: essais fluorescence de rayons X (XRF)

Les données géochimiques interprétées dans cette recherche ont été acquises avec l'équipement AVAATECH de l'EDYTEM-CNRS à l'Université de Savoie-Mont Blanc. Le fonctionnement de cet instrument est basé sur les principes basiques de la fluorescence de rayons X (XRF) (Richter *et al*, 2006).

Les rayons X sont une forme de radiation électromagnétique à courte longueur d'onde (haute fréquence) située dans la région entre les rayons gamma et ultraviolet. Quand les matériels sont excités avec haute énergie, c'est-à-dire radiation à courte longueur d'onde (par exemple rayons X), ils peuvent être *ionisés* (Figure II. 9) .Si l'énergie de la radiation est suffisamment haute pour déplacer un électron depuis une orbitale interne, l'atome devient instable et un électron d'un niveau plus externe remplacera celui qui a été expulsé. Ce processus de déplacement d'un électron de son état « fondamental » est appelé *excitation* (Shackley, 2011).

Lorsque cette transformation a lieu, une énergie est libérée grâce à que l'électron de la « couche » la plus interne est plus fortement lié en comparaison avec celui plus externe. La radiation émise est d'une énergie plus faible que celle du rayon X primaire (incidente) et est appelée *radiation fluorescente*, normalement nommée *fluorescence*. La différence d'énergie entre les couches d'électrons sont connues et constantes, alors, la radiation émise est toujours d'une énergie caractéristique, et la fluorescence de rayons X résultante peut être employée pour détecter l'abondance des éléments qui sont présents dans un échantillon quelconque (Shackley, 2011).

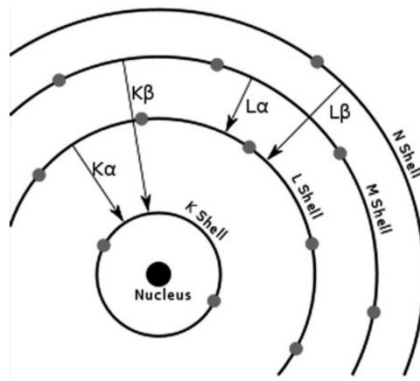


Figure II. 9. Schéma de transition orbitale des électrons entre les différents niveaux d'énergie à cause des rayons X, ce qui génère un atome ionisé (Shackley, 2011).

L'équipement employé pendant cette recherche est pourvu d'une source de Rh et la dimension de la fenêtre d'incidence du rayon X sur l'échantillon a été de 15x5 mm. Le système permet d'introduire une carotte de jusqu'à 1,5 m de longueur dans une chambre avec une atmosphère de He dont le système optique fait un balayage le long de la carotte, ensuite les mesures sont faites en se posant sur la surface du sédiment qui a été préalablement protégée par une lamelle transparente ultra-mince.

Les mesures ont été faites chaque 5 mm en deux phases. La première avec une énergie de radiation de 10 Kv pour les éléments Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn et Fe (dits majoritaires) et la seconde avec une énergie de 30 Kv pour la détection des éléments Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr et Bi (traces), avec un temps de passage de 10 et 30 s, respectivement. Les résultats des analyses sont semi-quantitatifs et sont exprimés en coups par secondes (counts/s).

Afin de minimiser les effets de l'enrichissement relatif de la matière organique sur la fraction terrigène et d'évaluer les changements de la composition des sédiments le long des profils chimiques, nous avons employés des rapports inter-élémentaires pour l'interprétation paléo-environnementale (Croudace *et al.*, 2006; Thomson *et al.*, 2006).

La base de données de la FRX abouti a été exploitée pour identifier des traceurs géochimiques corrélables à haute résolution entre les carottes et contribuer à la caractérisation des faciès, spécialement les apports détritiques allochtones à partir des éléments ou rapport d'éléments marqueurs de granulométrie ou fractionnement minéral (Croudace *et al.*, 2006; Thomson *et al.*, 2006; Cuvén *et al.*, 2010; Giguet-Covex *et al.*, 2012).

5. Essai de perte à feu (PAF) pour les calculs du % en matière organique (MO), carbonates (CO₃) et terrigènes

En suivant la méthodologie proposée par Heiri *et al.* (2001), les échantillons des carottes Cariac-09-05B et Cariac-09-06 ont été soumis aux analyses de perte à feu (LOI₅₅₀) pour le calcul du pourcentage en poids de la matière organique (MO) que d'après Dean Jr (1974) est une mesure proportionnelle à la teneur en carbone organique totale (COT). D'autre part, les valeurs de LOI₉₅₀ sont utilisées pour estimer la teneur en carbonate de calcium (CaCO₃) et le pourcentage de la fraction détritique est obtenu comme le résidu réfractaire des deux processus préalables.

Dans une phase préliminaire, les sédiments sont séchés à 60°C pendant 72 h, ensuite finement broyés au mortier d'agate, mises en récipients en porcelaine, pesés (DW₆₀ = poids de l'échantillon séché), mis au four Nabertherm Controller B180 (four à moufle avec une capacité de 30 échantillons) sur des nacelles en céramiques et soumis à un procès d'incinération en deux étapes successives.

Lors de la première étape (calcul du %w de la MO) dans le four à 550°C pendant 4 h, il est éliminé la vapeur d'eau, les cendres et la MO en forme de CO₂. Il est enregistré son poids après refroidissement et la LOI₅₅₀ est calculée comme le pourcentage de la masse perdue par rapport à la masse originale selon l'équation suivante:

$$LOI_{550} = \left(\frac{DW_{60} - DW_{550}}{DW_{60}} \right) * 100$$

Les échantillons soumis à la première étape sont ensuite utilisés pour un deuxième processus d'ignition à 950°C pendant 2 h pour la destruction du carbonate de calcium. Après cette phase on calcule le pourcentage qui représente la masse perdue par ignition par rapport au poids original (LOI₉₅₀):

$$LOI_{950} = \left(\frac{DW_{550} - DW_{950}}{DW_{60}} \right) * 100$$

6. Pyrolyse ROCK-EVAL (PRE)

Les paramètres dérivés des essais de la Pyrolyses Rock Eval (PRE) originellement conçus pour la caractérisation de la matière organique (MO) pour l'exploration pétrolière

(Espitalie *et al.*, 1985), ont été utilisés dans cette étude pour estimer l'origine des apports organiques piégés dans les sédiments récents du Golfe de Cariaco.

Le potentiel de cet outil pour la caractérisation de la MO dans les sédiments immatures a été déjà envisagé et largement exploité dans la recherche, développée dans le contexte des études paléo climatiques/environnementales (Sifeddine *et al.*, 1995; Ariztegui *et al.*, 1996; Buillit *et al.*, 1997; Di-Giovanni *et al.*, 1998; Di-Giovanni *et al.*, 1999; Disnar, 2000; Ariztegui *et al.*, 2001; Disnar *et al.*, 2003; Sebag *et al.*, 2006; Simonneau *et al.*, 2013). Ici, les résultats issus de la PRE seront dirigés vers la discrimination de l'origine des composants organiques afin de décrypter le schéma d'évolution des conditions marines dans le golfe, définis sur le pseudo-diagramme de Krevelen (1961) au cours des 1000 dernières années et afin d'affiner la méthodologie de calibration des âges au radiocarbone obtenues à partir de la datation de la fraction organique total.

Les mesures ont été faites à l'Institut de Science de la Terre de l'Université d'Orléans avec un Pyrolyseur ROCK-EVAL 6 (Vinci technologies) et les paramètres de notre principal intérêt résultants de la PRE associés au calcul du carbone organique total sont les suivants:

- ✓ **S0**: Quantité de gaz libre (mg HC/ g de roche)
- ✓ **S1**: Quantité d'huiles libres (mg HC/ g de roche)
- ✓ **S2**: Hydrocarbure issu de Pyrolyse (mg HC/ g de roche)
- ✓ **Tmax**: La température du sommet du pic S₂ (°C)
- ✓ **COT**: Le Carbone Organique Total (wt. %)
- ✓ **IH**: Index de Hydrogène (mg H/ g COT)
- ✓ **IO**: Index d'oxygène libéré du CO₂ (mg O₂/ g COT)
- ✓ **S3CO₂**: les quantités de CO₂ obtenues pendant la Pyrolyse.
- ✓ **S3CO**: les quantités CO obtenues pendant la Pyrolyse.
- ✓ **S3'CO**: les quantités CO minéral et organique obtenues pendant la Pyrolyse.
- ✓ **S4CO**: La quantité de CO résiduel obtenu au cours de l'oxydation du résidu de la pyrolyse
- ✓ **S4CO₂**: La quantité de CO₂ résiduel obtenu au cours de l'oxydation du résidu de la pyrolyse.
- ✓ **TpS2**: vrai pic de température

Le principe de fonctionnement du dispositif est basé sur la détection des changements de la MO lorsqu'elle est soumise à des températures élevées dans une atmosphère inerte. Dans

le cadre de cette recherche un ensemble de 102 échantillons prélevés des sites Cariac-09-06, Cariac-09-18, Cariac-09-05B and Cariac-09-15 ont été analysés. D'entre 60 et 70 mg de sédiment total, préalablement séché au 60 °C pendant 24 heures et ensuite broyé, fut placé dans les nacelles de combustion. Une fois à l'intérieur du four, le chauffage de l'échantillon est démarré en deux phases décrites en détail par et Lafargue *et al.* (1998); Behar *et al.* (2001); Disnar *et al.* (2003), et résumées comme suit:

A) Four de Pyrolyse:

Pendant l'état initial de cette étape, où les hydrocarbures libres (du gaz et de l'huile) sont volatilisés, l'échantillon est conservé à une température constante de 300 °C pendant trois minutes et le paramètre S1 est mesuré, aussi une fraction de S3CO et S3CO₂ sont quantifiés dans cette phase isotherme, ensuite est induite la génération d'hydrocarbures par craquage thermique de kérogène avec augmentation de la température du four programmé de 25 °C/min jusqu'à 600°C en générant le paramètre S2. Simultanément, à différents intervalles de température, d'autres paramètres sont produits. Une fraction de S3CO est générée entre 450-600°C et une autre de S3CO₂ entre 300-400°C (fig.1a)

Les émanations dans ce four sont entourées par une atmosphère inerte de N₂. Les composants hydrocarbonés sont captés par un détecteur à ionisation de flamme et le CO₂ et CO libérés sont mesurés par une cellule infra-rouge (IR).

B) Four d'oxydation

L'échantillon issu de la pyrolyse (en contenant que de résidus non-extractibles) est transféré dans un second four dans une atmosphère d'oxygène où le signal CO est quantifié toute au long de la mesure (paramètre S4CO). La quantité de CO₂ associée à la teneur en carbone organique (S4CO₂) est enregistrée entre 300°C et la température où S4CO registre un minimum (entre 550 à 720°C) (fig.1b)

L'identification du type de matière organique a été faite à partir des paramètres HI, OI, S2 et %COT. Le diagramme de Van Krevelen sensu stricto (Tissot et Welte, 1984) permet de classer le type de kérogène en trois catégories sur la base des pourcentages élémentaires. Espitalie *et al.* (1985) ont montré que le diagramme HI vs OI est équivalent et peut produire un schéma comparable à celui de Van Krevelen. Dans le diagramme HI/OI à la matière organique du Type I (qui peut produire jusqu'à 80 wt% d'hydrocarbures au cours de la pyrolyse) le correspond une limite minimale de HI = 800 mg/gCOT); pour le Type II (qui

peut produire jusqu'à 50- 60 de wt% d'hydrocarbure) une valeur de HI entre 500 et 600), et le Type III produit dans la plupart des cas, entre 15-30 wt% d'hydrocarbure ($150 < HI < 300$).

La représentation par type de matière organique dans le diagramme S2/COT produit une droite de régression avec un élevé facteur de corrélation, donc, en fonction des limites proposés par Espitalié et al (1985), les chercheurs (Langford et Blanc-Valleron, 1990) ont choisi une limite de 700 mg HC/ g COT pour séparer la matière Type I et II et une limite de $HI = 200$ pour différencier entre les types II et III.

7. Diffraction de rayons X (DRX)

Avec la collaboration du Laboratoire de Géologie et Géochimie du Département de Géologie à l'Université Centrale du Venezuela, plusieurs essais de DRX ont été réalisés sur la fraction totale des sédiments afin de les caractérisés minéralogiquement. L'équipement employé pour cette tâche correspond à un diffractomètre PanaLytical (Phillips) PW3020 avec anode en Cu.

Les cristaux ont une structure ordonnée en trois dimensions avec des périodicités caractéristiques, situées le long des axes cristallographiques. Il existe plusieurs techniques pour déterminer et mesurer la structure d'un matériel cristallin (tel qu'un minéral), néanmoins celle la plus puissante correspond à la diffraction. Dans cette technique, une onde incidente est dirigée vers un matériel avec une distribution des électrons que les électrons qui sont sur son trajectoire subissent des vibrations avec une fréquence égale à celle de la radiation incidente. Ces électrons « vibrants » absorbent une partie de l'énergie des rayons X et agissent comme des nouvelles sources d'ondes, ils émettent (dispersent) cette énergie comme des radiations X à la même fréquence et longueur d'onde (Figure II. 10). En général, les ondes dispersées interfèrent de façon destructive, mais dans certaines directions spécifiques ils se « renforcent » (interférence constructive) pour produire un effet qui s'appelle « diffraction » (Klein et Hurlbut Jr, 1999).

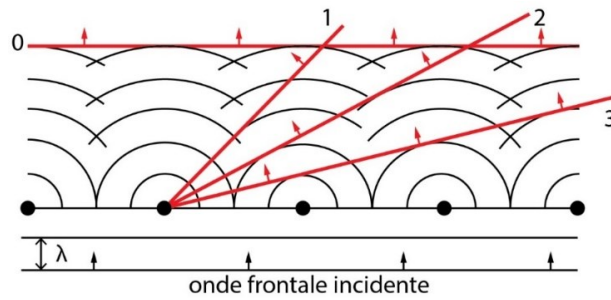


Figure II. 10. Dispersion des rayons X par une file d'atomes identiques et placés régulièrement (modifié de Klein et Hurlbut Jr, 1999). L'incidence d'un front d'onde sur une distribution ordonnée d'atomes produit des ondes secondaires.

W. L. Bragg montre que les rayons X, bien qu'ils sont diffractés par les cristaux, ils agissaient comme si ces rayons étaient reflétés sur les plans dans le cristal. Toutefois, à différence de ce qui passe avec la lumière ordinaire, les rayons X ne sont pas « reflétés » de manière continue par un plan cristallin donné. En utilisant une longueur d'onde déterminée, λ , Bragg a démontré que cette « réflexion » se produit sur une famille de plans parallèles seuls dans certaines conditions. Ces conditions doivent satisfaire l'équation $n \lambda = 2d \sin(\theta)$, où n est un entier (1, 2, 3, ..., n), λ la longueur d'onde, d la distance entre les plans parallèles consécutifs et θ l'angle d'incidence et réflexion des rayons X sur le plan considéré (Figure II. 11). Cette équation est connue comme l'équation de Bragg et permet, en connaissant λ (celle du cuivre du diffractomètre employé) et les angles d'incidence des rayons X (θ), il est possible la déduction de la distance inter-planaire d'un cristal (Hurbult, 1999), une information unique pour chaque structure minérale.

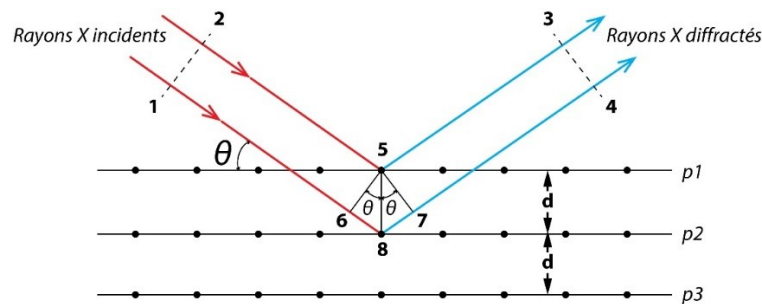


Figure II. 11. Géométrie de la « réflexion » des rayons X dont il est possible déduire l'équation de Bragg et calculer la distance interplanaire entre les plans cristallographiques (modifié de Klein et Hurlbut Jr, 1999).

La préparation de l'échantillon pour la diffraction de rayons X consiste (Figure II. 12) à broyer finement l'échantillon au mortier d'agate (environ 4 g), le placés dans un récipient en métal sans le tasser, et finalement le positionner dans le diffractomètre. La mesure prend

environ 40 minutes et s'effectue un balayage de 90° pour détecter tous les angles de diffraction.

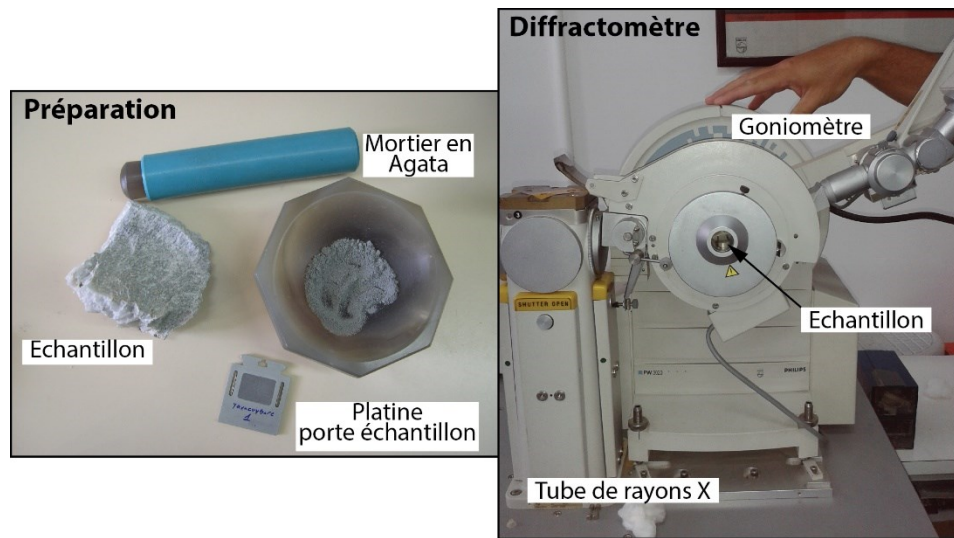


Figure II. 12. Préparation de l'échantillon pour la diffraction de rayons X. A gauche, le mortier pour broyer le sédiment qui se place sur une platine, ultérieurement, il sera introduit dans le diffractomètre.

8. Propriétés magnétiques

La susceptibilité magnétique (SM) correspond à la propriété des minéraux de s'aimanter sous l'influence d'un champ magnétique, sa valeur est adimensionnelle et elle est définie par le rapport: $\chi_m = dM/dH$, où M correspond à l'aimantation et H au champ magnétique appliqué.

Cette aimantation est fonction de la minéralogie du sédiment et de sa capacité d'être plus ou moins magnétisable. Elle permet de distinguer les minéraux diamagnétiques (avec SM inférieur à 0 comme le quartz et la calcite) et les minéraux paramagnétiques (de l'ordre de 10^{-3} mais positive comme les argiles principalement) de ceux ferromagnétique avec une SM élevée.

Cette propriété a été mesurée en deux étapes, une exploratoire avec les carottes fermées puis ensuite après directement sur le sédiment une fois la carotte coupée en deux. Pendant la première phase les carottes ont été balayées avec le senseur BARTINGTON™ type MS2C (Figure II. 13). Une fois coupée, la face libre et exposée de la carotte es protégée avec un film transparent et les mesures de susceptibilité son acquises avec le senseur portable MS2E1. Les mesures ont été effectuées le long de la carotte chaque 5 mm, afin d'identifier

l'existence de surfaces d'accumulation de particules d'origine magnétique liées à des apports exceptionnelles.



Figure II. 13. Instrument de mesure de susceptibilité magnétique du type BARTINGTON type MS2C.

En outre, pour l'étude de la fabrique magnétique un échantillonnage a été fait pour effectuer l'analyse d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) d'après la méthodologie proposée par (Campos *et al.*, 2013), en prélevant des cubes de 8 cm³ de sédiments consécutifs tout au long des zones d'intérêt. L'équipement employé est un Kappabridge AGICO model MFK1-FA. La susceptibilité magnétique volumétrique (K_m) et les valeurs de susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale (K_1 , K_2 , K_3) ont été acquises, qui permettent de représenter graphiquement le tenseur de la ASM (Jelinek 1981). Les facteurs d'anisotropie d'intérêt calculés en cette étude sont (Hrouda, 1982): la linéation magnétique ($L = k_{max}/k_{int}$), la foliation magnétique (k_{int}/k_{min}), le paramètre de forme ($T = 2 \ln(K_{int}/K_{min}) / \ln(K_{max}/K_{min}) - 1$) et le degré d'anisotropie (k_{max}/k_{min}).

9. Datation carbone 14

En cette recherche la méthode de datation sélectionnée pour établir un control chronologique des évènements enregistrés dans les sédiments récents du Golfe de Cariaco a été la datation par le radiocarbone (¹⁴C) par spectrométrie de masse sur un faisceau accéléré (AMS).

Cette technique permet de dater une faible quantité d'échantillon. Cela implique un prétraitement pour garantir que l'échantillon est libre d'éléments contaminants (Goh, 1991) ; une combustion convertit le C initial en graphite (Slota *et al.*, 1987; Linick *et al.*, 1989). Ces atomes de carbones ionisés négativement avec des autres ions et molécules de mass 14 générés pendant le processus sont soumis à une étape de « filtration ». Un système d'aimants sépare les ions de mass 12, 13 et 14 chargés négativement et les dirige vers un accélérateur tandem où les atomes de carbone excités atteignent une énergie jusqu'à 30 MeV (Trumbore, 2000). La séparation des atomes selon sa masse atomique est réussie en appliquant un champ magnétique sur les ions en mouvement en les séparant selon sa vitesse et son poids. Finalement, l'âge de l'échantillon est calculé en fonction de la période de désintégration de l'ion radioactif et le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Stuiver et Polach, 1977).

Cette méthode de datation est basée sur deux principes fondamentaux: 1) il existe une production permanente de ^{14}C comme résultat de la radiation cosmique à la haute atmosphère (Kamen, 1963). La quantité de ce radio-isotope reste constante dans la atmosphère grâce à la décroissance radioactive et l'échange avec les océans et la biosphère ; 2) les êtres vivants pendant le processus de consommation de CO_2 incorporent une quantité du radio-isotope qui est en équilibre avec l'atmosphère, après sa mort, l'échange de carbone avec l'atmosphère s'arrête et commence la décroissance du radiocarbone par décadence radioactive (Linick *et al.*, 1989)

Pour le calcul de l'âge d'un échantillon il est nécessaire de prendre en compte plusieurs facteurs. Tout d'abord la teneur en ^{14}C dans l'atmosphère n'a pas été constante le long du temps à cause des variations du rayonnement cosmique, du champ électromagnétique (qui guide le rayonnement cosmique) et à la variabilité du processus d'échange de CO_2 post-glaciaire. Il est nécessaire d'effectuer une correction des âges conventionnelles avec la courbe de calibration atmosphérique IntCal13 (Reimer et McCormac, 2002). Par ailleurs, l'activité du ^{14}C dans les plantes est « quasiment » égale à celle de l'atmosphère, par conséquent une correction par effet de fractionnement isotopique doit être effectuée (Trumbore, 2000).

Lorsque le processus d'échange de carbone biosphère/atmosphère est pris en compte, il est nécessaire de tenir compte des métabolismes des organismes vivants. Il existe une grande différence entre le mécanisme d'échange de CO_2 atmosphérique des êtres vivants terrestres et celui des organismes marins. Deux échantillons contemporains (marin et terrestre) auront des âges ^{14}C conventionnels (non calibrés/corrigés) différents.

Le carbone de la partie superficielle des océans dérive de l'échange avec l'atmosphère, néanmoins, l'eau marine est appauvrie en cet élément. De la même façon le plancton a une activité radiocarbonique plus faible qu'un organisme benthique qui habite à plus de 100 m de profondeur.

Ainsi la définition d'effet réservoir est introduite, un facteur qui doit être corrigé avec la courbe de calibration marine (Reimer et McCormac, 2002), laquelle incorpore la correction d'effet réservoir global R (Stuiver et Braziunas, 1993), lié à la circulation thermohaline globale qui englobe le CO_2 dissous. Un autre élément additionnel est pris en compte lors de ces corrections défini comme ΔR , lié à un effet réservoir local. Ce delta R représente la différence entre l'âge marine ^{14}C régional et l'âge atmosphérique ^{14}C régional (Stuiver et Braziunas, 1993). Des difficultés additionnelles peuvent apparaître si le matériel daté (organique ou minéral) est un mélange de matériel terrigène (donc apporté) et marin produit localement, comme le cas des lacs et estuaires. L'âge réservoir est donc définie par $R'(t) = R_{\text{global}}(t) + \Delta R$.

Une grande partie de la sélection du matériel à dater correspond à un sédiment organique provenant du fond du golfe. La datation de la fraction organique extraite du sédiment introduit la possibilité d'accumuler un effet réservoir associé à un appauvrissement en ^{14}C pendant le processus d'échange avec l'eau marine, dont, des considérations particulières pour sa calibration ont été faites. Afin de déterminer l'effet réservoir régional, des paires d'échantillons ont été prélevés: coquilles/sédiment, feuilles/sédiment, bois/sédiment, en assumant qu'ils sont contemporains.

Le control chronologique des séquences sédimentaires analysées dans ce travail a été basé sur un ensemble de 20 datations d'échantillons de coquilles et de la fraction organique du sédiment total de la carotte Cariac-09-06. Toutes les considérations prises pour la correction et la calibration de ces échantillons ont été validées sur les âges radiocarboniques dérivés de la carotte Cariac-09-05B et appliquées sur le reste des âges obtenus. Ces résultats sont présentés dans l'article Aguilar et al. soumis à la revue *Quaternary Geochronology* (version acceptée corrigée) et inséré dans les corps du texte.

1 **CALCULATION OF THE RESERVOIR AGE FROM ORGANIC AND CARBONATE**
2 **FRACTIONS OF SEDIMENTS IN THE GULF OF CARIACO (CARIBBEAN SEA)**

3

4 Iliana Aguilar^{a,b}, Pierre Sabatier^c, Christian Beck^a, Franck Audemard^b, Christian Crouzet^a,
5 Franco Urbani^(e), Corina Campos^d

6

7 iliana.aguilar-ramos@univ-savoie.fr

8 (a) Université Savoie-Mont-Blanc, CNRS ISTerre, 73376 Le Bourget du Lac, France

9 (b) Venezuelan Foundation for Seismological Research, El Llanito, Caracas, Venezuela

10 (c) Environnement, Dynamique et Territoires de Montagne, Université Savoie Mont Blanc,
11 CNRS, 73373 Le Bourget du Lac, France.

12 (d) Universidad Simón Bolívar, Dpto. Ciencias de la Tierra, Sartenejas, Caracas, Venezuela

13 (d) Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología, Los Chaguaramos,
14 Caracas, Venezuela.

15

16 **ABSTRACT.** In the Gulf of Cariaco a set of 24 AMS ¹⁴C measurements were performed on
17 different sediment fractions from short gravity cores to construct a well constrained
18 chronology for the last centuries. In this deep water anoxic area, due to a strong upwelling and
19 to a specific geomorphological setting related to active fault with seepages and diapirism, a
20 local reservoir effect was expected. Sampling was thus performed on sediment bulk organic
21 fraction (SBOF), pteropods shells, bivalve shells, and a plant fragment to estimate reservoir
22 age on each dated sediment fractions. Based on these measurements, we discuss different age
23 corrections and calibrations, which lead us to consider a localized reservoir correction (ΔR)
24 negligible for shells and pteropods, showing no reservoir age for carbonate and no water

25 stratification. A local ΔR of 633 ± 24 yr is recorded in the organic fraction of sedimentation
26 and its origin is primary related to the upwelling mechanism.

27

28 Keywords: late Holocene, Reservoir effect, ^{14}C dating AMS, Gulf of Cariaco, LOI, Rock-
29 Eval Pyrolysis.

30

31 INTRODUCTION

32

33 The difference between radiocarbon ages of organisms belonging to the terrestrial biosphere
34 and their contemporary marine equivalents was defined by Stuiver et Polach (1977) as
35 “reservoir age”. For aquatic (marine, lacustrine or mixed) organisms, if considering organic
36 matter (OM) coming from photosynthesis, the amount of fixed ^{14}C depends, on one hand, on
37 its atmospheric production rate (changing with cosmic flux), and, on the other hand, on ^{14}C
38 activity within incorporated dissolved CO_2 in the seawater. At its turns, this ^{14}C content
39 depends on the residence time of CO_2 within the emphasized water mass and to hard water
40 effect related ^{14}C -free inorganic carbon originating from sub-aerial dissolution of old
41 carbonate rocks (Spennemann et Head, 1998; Sabatier *et al.*, 2010). The delay between
42 dissolution and incorporation into marine OM is assigned to local different influences: water
43 depth, circulation, surface mixing, etc.

44 When the age difference between a marine sample and its atmospheric “stratigraphic”
45 equivalent is linked to marine ^{14}C variations in response to CO_2 exchanges between the
46 atmosphere and the ocean, this effect may be corrected subtracting a variable R_t derived from
47 modeled ocean average (Reimer *et al.*, 2013) from the conventional marine ^{14}C age. However,
48 several studies have suggested the possibility of significant deviations in regional marine
49 reservoir signature from this average value (Folk et Ward, 1957; Goodfriend et Flessa, 1997;

50 Siani *et al.*, 2001; Reimer et McCormac, 2002; Southon *et al.*, 2002; Sabatier *et al.*, 2010).
51 This ΔR value represents the exchange conditions of radiocarbon between the atmosphere and
52 a specific reservoir, and can be quantified by the difference between the regional marine and
53 the global marine ^{14}C age (Stuiver et Braziunas, 1993).

54 In the case of conventional ages derived from particulate (bulk) organic fraction of the
55 sediment in gulfs and estuaries, the corrections of overestimated ages due to this effect is not
56 evident, and can be linked to: i) possible mixing of reworked fluvial and marine organic
57 matter (Ingram et Southon, 1996; Goodfriend et Flessa, 1997), ii) hard water effect
58 (Spennemann et Head, 1998), iii) upwelling process (Stuiver et Braziunas, 1993), iv) carbon
59 sequestration in sediments and carbonate from the methanogenesis (Aharon et Gupta, 1994;
60 Luff et Wallmann, 2003; Orphan *et al.*, 2004; Naehr *et al.*, 2007; Paull *et al.*, 2007).

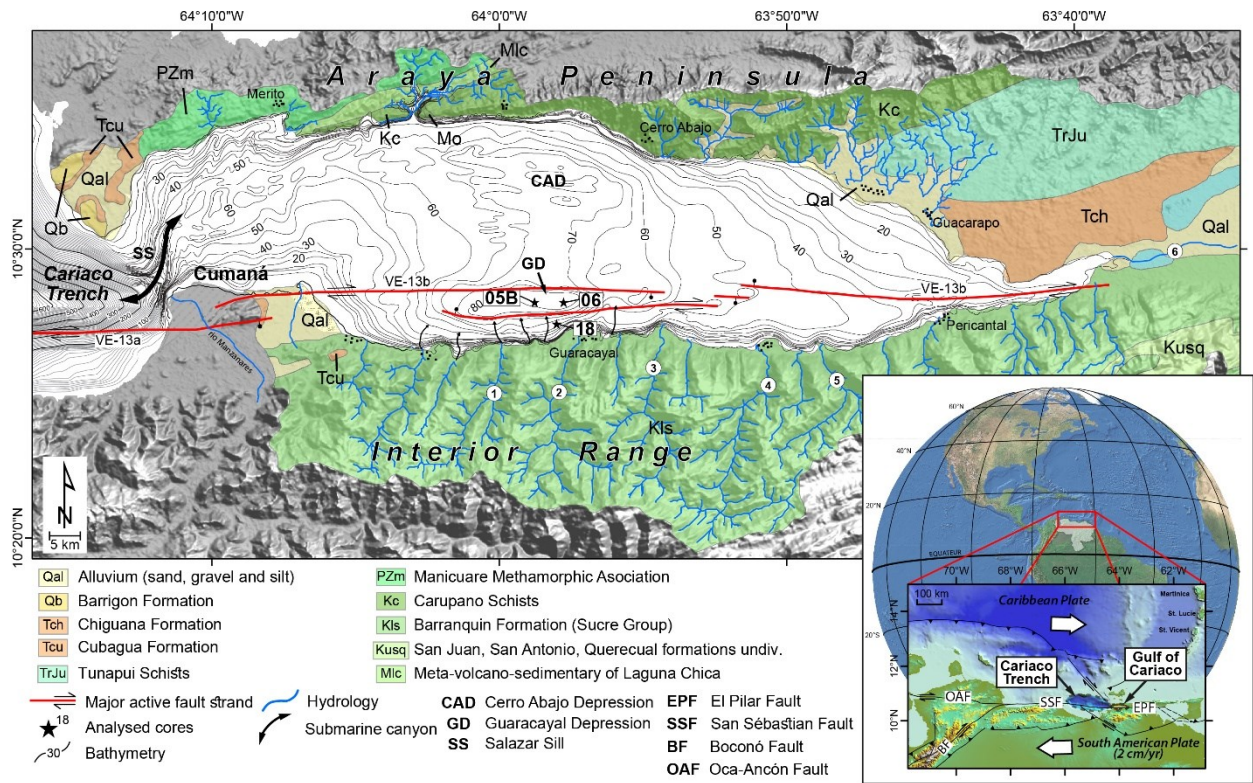
61
62 In the case of the Gulf of Cariaco, the local reservoir effect has not been reported previously,
63 neither in sediment bulk organic fraction (SBOF) or carbonate shells. Here we present a set
64 with 24 radiocarbon dates taken from two cores collected from the deepest part of the gulf,
65 under anoxic conditions, with the aim of establishing an accurate chronology for the last
66 centuries, which was necessary, among other purposes, for paleoseismic investigations
67 (Aguilar *et al.*, 2015, submitted).

68

69 **STUDY SITE**

70

71 The Gulf of Cariaco- an appendix of the Cariaco Basin -is an E-W elongated semi-closed
72 basin, 60 km long and 15 km wide, with 55 m average depth; it is located in Northeastern
73 Venezuela, on the Southeastern boundary of the Caribbean realm (Figure 1).



74

75

76

77

78

79

80

81

GEOLOGICAL SETTING

82

83

84

85

86

87

88

89

Figure 1. Geomorphological setting and major active faults in the Gulf of Cariaco. Main trace of the El Pilar fault following Audemard (2000a) and Audemard *et al.* (2007), simplified bathymetry from Caraballo (1982a) and relative position of short gravity cores. Lithology and shaded-relief map of the watershed modified of Hackley *et al.* (2005). Numbers in white circles indicate the main Southern drainage. The insert illustrates the regional location of Cariaco Trench and Gulf of Cariaco.

The morphology of the Cariaco Basin has a strong tectonic control. The gulf is crossed by the east-west El Pilar dextral strike slip fault (EPF) which is represented by the VE-13b segment, whose submarine morphologic expression has about 50 km through the gulf (Audemard *et al.*, 2007). The bottom of the gulf is characterized by two singularities (Figure 1): along the south coast: the Guaracayal depression (GD). It is tectonic sub-basin associated with the submarine transtensive relay of the active trace of the El Pilar fault and defined as a pull-apart basin by Audemard (2000a) and Audemard *et al.* (2007). It has a 90 m maximum depth and represents

90 about 3.5% of the total gulf volume (Okuda, 1981). To the west, near the gulf mouth, the
91 Salazar Sill (SS) represents the connection path between the basin and the Cariaco Basin
92 (Caribbean Sea). The link between the Salazar Sill (isobaths -50 to -40 m) and the Cariaco
93 Basin is represented by a submarine canyon NE-SW in the gulf (Caraballo, 1982b).

94 The lithological framework of the Gulf of Cariaco basin is divided into two contrasting areas:
95 to the north, the Araya Range formed mainly by Paleozoic to Cretaceous metamorphic rocks;
96 to the south, the sedimentary rocks of the Eastern Interior Range.

97 The Araya Peninsula separates the gulf from the Caribbean Sea, at its turn, it can be divided
98 into three zones: 1) its western tip constituted by recent alluvial and costal deposits:
99 limestones, marls and marines conglomerates, sandstones and shales, these lithologies
100 represent 10% of the geological coverage of the watershed of the gulf; 2) the central zone
101 formed principally by metamorphic rocks: quartz-micaceous schists, quartz-chlorite phyllites
102 and quartz-micaceous-calcareous rocks (where the carbonate fraction represents 20% of the
103 unit); 3) the eastern zone includes a sequence constituted by quartz-micaceous-chloritic
104 schists and outcrops of sandy shales, shales and conglomeratic sands poor cemented.
105 In the south the Eastern Interior Range is composed by quartzitic sands and shales.

106

107 **HYDROGRAPHIC SETTING**

108

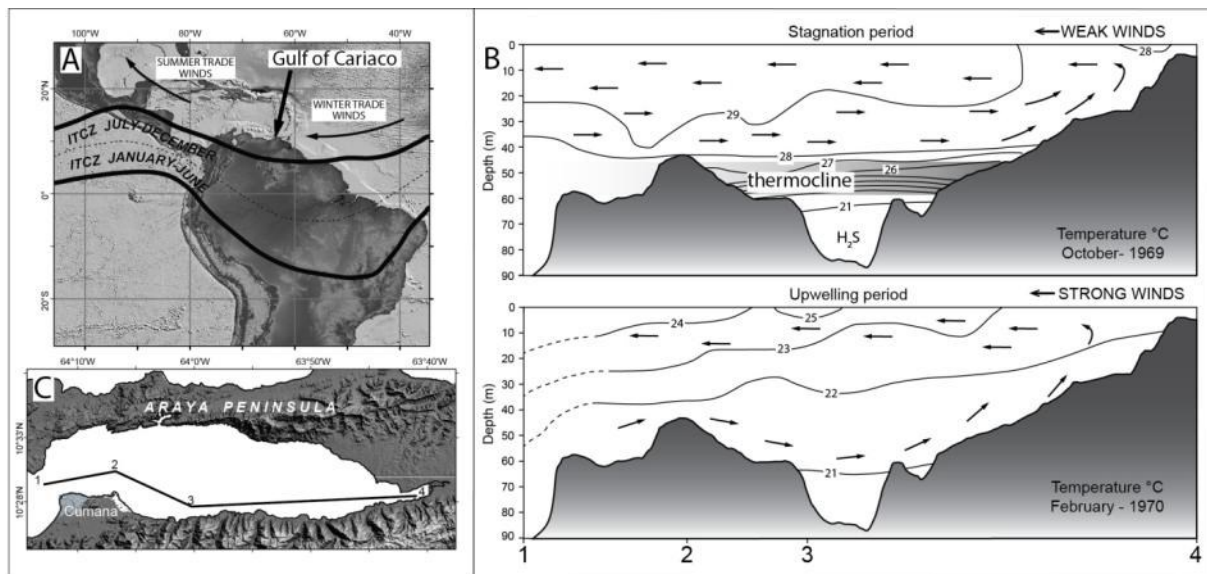
109 In addition to lithological domains contrast described above, there is also a clear difference in
110 the hydrographic network. In the northern coast the rivers are intermittent and of short river-
111 bed (Febres-Ortega, 1974; Caraballo, 1982b; Márquez *et al.*, 2005; Quintero *et al.*, 2005) and
112 due to low precipitation they have a minor influence on the hydrology of the Gulf of Cariaco
113 (Márquez *et al.*, 2011). On the southern coast, six short tributaries are considered as principal
114 sources of runoff waters, the Tunantal (1), Guaracayal (2), Marigüitar (3), Tarabacoa (4),

115 Cachamaure (5) and Cariaco (6) rivers (Márquez *et al.*, 2005) formed by scarped morphology
116 controlled by arid conditions (Figure 1), where the evaporation exceeds largely the
117 precipitation rate (Quintero *et al.*, 2005).

118 The hydrographic conditions in the Gulf of Cariaco are strongly influenced by the process of
119 water circulation and exchange with the Caribbean Sea. Waters flowing into the gulf from a
120 sub-surface layer of the Cariaco Basin charged of organic detritus have been observed (Okuda
121 et Benitez-Alvarez, 1974; Okuda *et al.*, 1974), so part of the particulate organic matter here
122 accumulated come from the Cariaco basin.

123 The cyclical pattern of circulation into the Gulf of Cariaco is controlled by the trade-winds
124 and a thermal stratification of isohaline waters. The seasonality is follows the Inter-Tropical
125 Convergence Zone (ITCZ) migration (Figure 2A) along northern Venezuela. Thus, two
126 markedly different regimes characterize the hydrodynamic of oceanic water coming to the
127 gulf: 1) a weak upwelling period between July and December, where weak winds regime is
128 unfavorable for the water mass movement (Figure 2B above) and 2) a strong upwelling period
129 during the rest of the year related to stronger trade-wind intensities that drive the oceanic
130 circulation (Figure 2B bottom).

131 The weak upwelling period (Figure 2B, above) named “stagnation” by Okuda *et al.* (1978) is
132 characterized by the stabilization of the water body under 50 m, while in superficial water a
133 horizontal mixing process dominates. This gulf mass water stratification into two units is
134 induced by the development of a distinct thermocline between 40-50 m depth, acting as a
135 barrier for the vertical water exchange process (Richards, 1960). The water at depths greater
136 than 60 m remains isolated, which leads to the formation of anoxic conditions.



137

138 Figure 2. Seasonal variation of upwelling related to the ITCZ, A) Location of the Gulf of Cariaco relative to the
 139 ITCZ and the trade-winds position adapted from Poore *et al.* (2004) (Global relief model from Amante et Eakins,
 140 2009; Goni *et al.*, 2009), B) Dynamic of the subsurface currents and the thermal balance into the gulf during the
 141 period of strong and weak upwelling (following Gade, 1961; Okuda, 1981; Okuda, 1982); C) Relative position
 142 of the cross section.

143

144 On the period of strong upwelling or renewal (Figure 2B, bottom), the thermocline is
 145 relatively weak, sub-surface waters from the Cariaco Basin loaded in nutrients penetrate into
 146 the gulf displacing the coldest and densest bottom waters towards the east, where they emerge
 147 increasing the outflow of superficial waters and thus the nutrients availability in the first few
 148 meters of the water column (Okuda, 1982). The vertical range of this upwelling process was
 149 limited by Griffiths et Simpson (1967) to the first 50 m and by Caraballo (1982b) between the
 150 30-60 m, both agree about the isolation of the bottom and the existence of stagnant water
 151 below the sill depth a main part of the of the year. Richards (1960) does not discard the
 152 possibility of exceptional renewal of bottom waters.

153 The superficial waters (photic zone) enriched in nutrients on the renewal period stimulate the
 154 photosynthesis and biosynthesis process and are responsible for the cyclic process associated
 155 to the high primary productivity (231 g/m².year according to Romero *et al.*, 2013). Bonilla et

156 Lin (1979) suggest that the high concentration of organic matter in sediments of the gulf
157 mainly results from high primary productivity linked to the upwelling.
158 Century-scale analysis of the late Holocene sedimentary record from Cariaco Basin indicates
159 a major climatic change around the end of the Little Ice Age interpreted as a relative reduction
160 in local upwelling (Black *et al.*, 1999; Black *et al.*, 2004; Peterson et Haug, 2006; Polissar *et*
161 *al.*, 2006).

162

163 **METHODOLOGY**

164

165 **Sampling and sedimentary analysis**

166

167 Two short gravity cores (around one meter) were collected in the Guaracayal depression:
168 Cariac-09-06 (10°28'29"N; 63°57'58"W) and Cariac-09-05b (10°18'19"N; 63°58'57"W) in
169 2009 under 90 meter of water depth (Figure 1), on board the R/V Guaiquerí II. At the
170 laboratory, the cores were cut into two halves. Each half-section was described in detail and
171 pictures were taken. The lithological description of the sequence allowed the identification of
172 different sedimentary facies. The visual description of smear slides of the sediment permitted
173 to a best characterize the different units that are present.

174 The Cariac-09-06 was sampled every 5 mm, and the Cariac-09-05B every 2.5 cm following
175 the methodology proposed by Heiri *et al.* (2001), the Loss On Ignition (LOI) analysis were
176 used to estimate the variations of organic and carbonate fraction contents in sediments,
177 performed in the oven Nabertherm Controller B180 of the Dynamic Environments and
178 Territory of the Mountain laboratory (EDYTEM). The weight loss during a first heating step
179 to 550°C corresponds to LOI₅₅₀, the second ignition phase to 950°C allows the LOI₉₅₀
180 calculation. These values are respectively proportional to the amount of OM and carbonate.

181 The high resolution particle size analysis were performed in the Earth Science Intitute
182 laboratory (ISterre) with a laser diffraction microgranulometer MALVERN™ Mastersizer
183 2000 at a continuous interval of 1 cm for the whole cores and each 2 to 5 mm for the selected
184 sections. Two statistic parameters were used (Mean size and Q₉₉) to characterize the evolution
185 of grain size in the cores.

186 In order to characterize the (OM) a set of 57 Rock-Eval pyrolysis measurements from bulk
187 sediment samples were carried every 2 cm from Cariac-09-06. Once dried to 60°C and
188 pulverized, the measurements of hydrogen index (HI), oxygen index (OI) and total organic
189 carbon (TOC) parameters was performed using a Rock-Eval 6 analyzer (RE6, Vinci
190 Technologies®) in the ISTO laboratory at the Orléans University following the method
191 described by Espitalie *et al.* (1985) and Lafargue *et al.* (1998). These values were used to
192 discriminate the source of OM in the bulk samples through the use of the modified Van
193 Krevelen diagram (Lafargue *et al.*, 1998).

194

195 **¹⁴C dating**

196

197 In the Gulf of Cariaco Three different types of material were collected for dating purpose: 1)
198 Carbonate macro-rests: these samples correspond to well preserved pteropods (planktonic)
199 and bivalves shells (benthic); 2) Terrestrial macro-rests: only two samples were found and
200 collected, a leaf into the Cariac-09-06 and a well-preserved wood fragment in the Cariac-09-
201 10 core; 3) SBOF for each contemporary macro-remain (carbonated and terrestrial) was also
202 collected. These samples principally correspond to a terrigenous fraction of silt-size rich in
203 organic particulate matter, in which the carbonate content was removed by acid washed (HCl)
204 prior analysis. The 24 conventional ¹⁴C ages determined in this study were corrected by
205 isotopic fractionation, using the delta ¹³C values and processed at two laboratories, the Saclay

206 CEA Laboratory of the CNRS-INSU ARTEMIS program and in BETA ANALITIC
207 laboratory.

208

209 **RESULTS**

210

211 **Main sedimentation features**

212

213 The two cores display a very uniform olive green silty sediment, lighter in the most detrital
214 sand layers. These observations associated to grain size, LOI analysis and smear slide
215 description allow to define two facies:

216 -*Facies 1*: is present in all cores. Its color is predominantly olive gray (5 Y 3/2) and is rich in
217 organic matter ($\approx 19\%$ wt.). The results of particle size distributions by laser diffraction
218 (Figure 3) underlined a dominance of silt-sized particles between 15-30 μm (Cariac-09-06: 70
219 $\pm 4,5\%$; Cariac-09-05B: 63 $\pm 6\%$), lesser amounts of clay size (Cariac-09-06: 14 $\pm 3\%$;
220 Cariac-09-05B: 10 $\pm 1.6\%$) and sand size (Cariac-09-06: 16 $\pm 5\%$; Cariac-09-05B: 27 ± 6
221 $\%$), poorly sorted ($3 > S_o > 2$). Smear slides show that silt-sized particles are a mixture of a
222 lithic fraction ($\sim 70\%$) and different kinds of biogenic materials (30%). The principal minerals
223 grains: gypsum, quartz, calcite, halite and mica. The biogenic fraction includes foraminifera
224 ($< 2\%$), mollusca shell fragments ($< 3\%$), diatoms (5%) and organic matter particle ($\approx 20\%$).
225 These characteristics define the normal sedimentation into the gulf, representing slightly more
226 than 90% of the sediments in the cores.

227 - *Facies 2*: composed of *olive gray* silty sediment (5Y4/1), slightly lighter than facies 1,
228 with thicknesses between 2 and 4 cm, accompanied by macroscopic fibrous OM and leaf
229 fragments. This more terrigenous facies was identified three times in the core acquired in
230 the deepest area of the gulf (Cariac-09-06). The most superficial level (40-45 cm deep)

231 does not have a distinctive imprint on the mean grain size profiles (this level exceeds
232 slightly the average grain size on whole core: 32 μ m). However, it is possible to distinguish
233 this facies on the Q99 profile through a significant increase in grain size of the coarse
234 fraction (> 250 μ m).

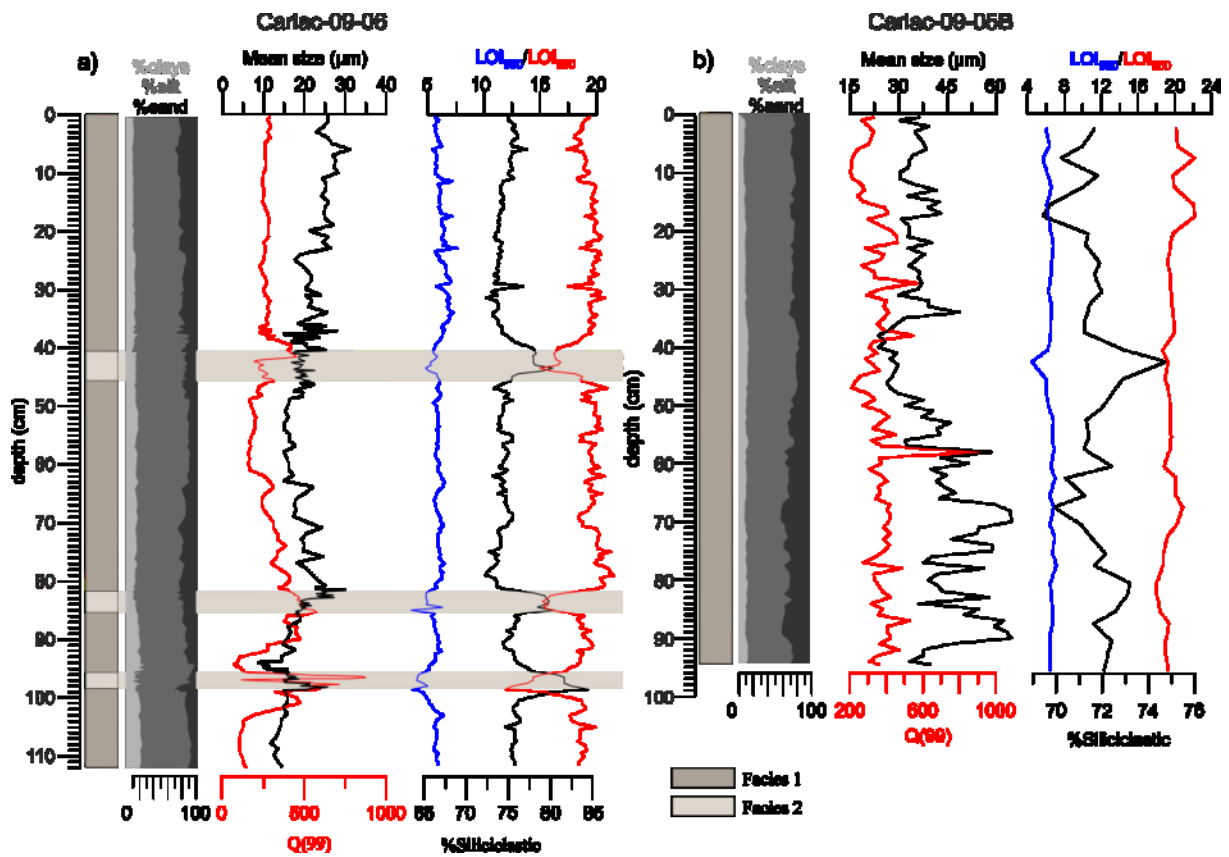
235 The Cariac-09-05B core, located 2km west of the Cariac-09-06 core in the Guaracayal
236 basin, consists entirely of the facies 1 (Figure 3B).

237

238 Loss on ignition (LOI)

239

240 To illustrate the variation of OM content, carbonate and siliciclastic residues in the cores were
241 built the profiles LOI₅₅₀, LOI₉₅₀ and refractory residues vs. depth, respectively (Figure 3). The
242 average amount of OM in Cariac-09-06 corresponds to 19 % wt. with a standard deviation of
243 0,5. This value does not change abruptly along to the core, except for the facies 2 with an
244 increase of siliciclastics percentage between 70-80% and a consequent relative decrease in
245 OM (12-16%). In this facies the amounts of carbonate (LOI₉₅₀) shows a decrease as the OM
246 profile (LOI₅₅₀).



247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

259

260

Figure 3. Evolution of the abundance of different particle size fractions (sand, silt, and clay), Q_{99} , mean grain size and parameters derived from the loss of ignition (LOI). Estimated weight percent of siliciclastic residues, carbonate (LOI_{950}) and OM (LOI_{550}) from Cariac-09-06 (a) and Cariac-09-05B (b) cores.

On the Cariac-09-05B core the average amount of organic fraction is estimated at 19.7 % and $\sigma = 1.3$ (from LOI_{550}), very close to those values estimated from visual inspection of smear slides. At 42 cm depth we observe an increase of the refractory fraction percentage, this change is not eye-visible on the split core. In this core the carbonate percent remains almost constant (6% average, $\sigma = 1$), in the same way as other core, the amount of carbonate covary with OM.

Radiocarbon ages

261 Conventional ^{14}C measurements performed from Cariac-09-06 and Cariac-09-05B cores are
262 presented in Table 1. Preliminarily the conventional ages derivate from carbonate shells and
263 SBOF were calibrated with $\delta\text{R}=0$. Ages derived from shells were calibrated using the
264 Marine13 calibration curve.

265 The dated SBOF sample appears largely of marine origin. Following interpretations of
266 Espitalie *et al.* (1985), the different domains into Pseudo - Van Krevelen diagram (in function
267 of the Hydrogen Index (HI) and Oxygen Index) leads to the distinction of three types of
268 organic matter: Type I of lacustrine origin, type II which is of marine origin and type III
269 which is mostly continental origin. Langford et Blanc-Valleron (1990) propose a distribution
270 of type II organic matter unextractable on this diagram constrained between 500-200 HI.
271 Consequently, considering the results of tests of Rock Eval pyrolysis (Figure 4) these samples
272 were calibrated also with the Marine13 curve.

273 The conventional age of the Cariac-09-06-1 sample (Table 1) is reported in percentage of
274 modern carbon (112.6 ± 0.3 pCM). Its negative equivalent radiocarbon age BP is calculated
275 with the R-code package to perform classic age-depth modelling Clam 2.2 (Blaauw, 2010)
276 and calibrated with the postbomb curve corresponding to the zone 2 in the north hemisphere
277 (Hua *et al.*, 2013). The atmospheric sample (Cariac-09-06_5 sample) was calibrated with the
278 curve INTcal13. The conventional ages from SBOF shows inversions between 80 and 83.5
279 cm and between 95 and 101 cm.

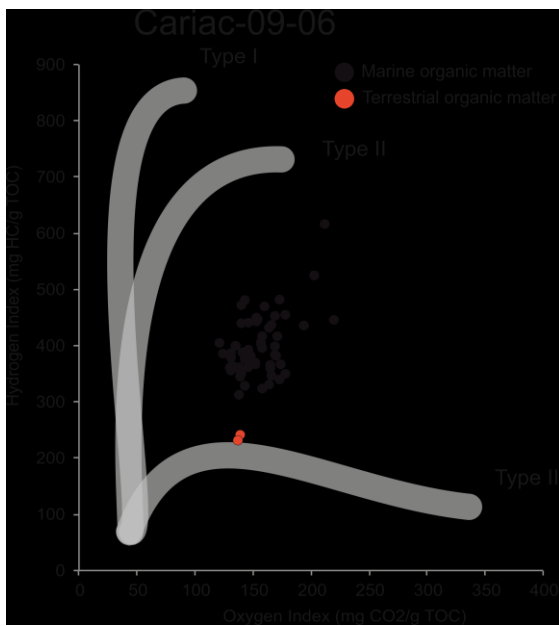


Figure 4. Modified Van Krevelen diagram presenting the results of Rock-Eval pyrolysis. Included 57 samples from Cariac-09-06 core. The samples located near the limit Type III OM (red points) were collected from facies 2 at 84 and 95 cm depth.

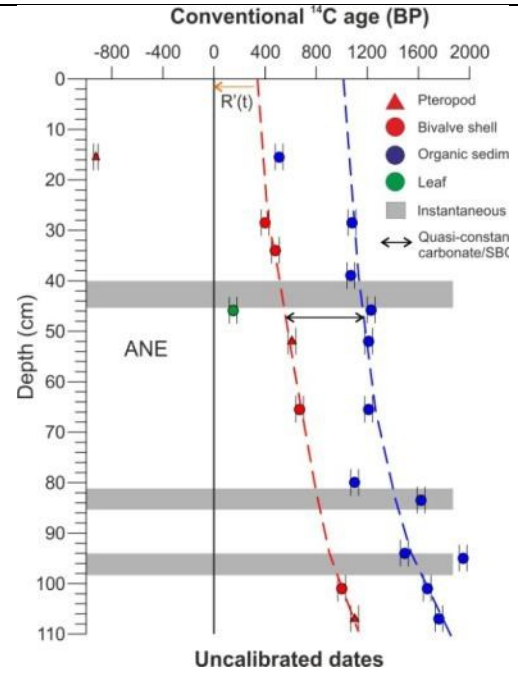


Figure 5. Conventional ages Cariac-09-06 core plot (non-calibrated age). Ages in red correspond to marine carbonated samples, in blue the organic fraction of the sediment. The sample in green corresponds to the age of terrestrial macro-rest, in black its marine age calculate. ANE: Atmospheric Nuclear Experiments.

280

281

Table 1. Radiocarbon ages obtained from Cariac 09-06 and Cariac 09-05b cores

N°	Sample name	Lab.	Depth	Type ¹	Conventional age (BP)	$\delta^{13}C$ o/oo	Marine13 (Cal. BP) ²	Median	Age cal. BP ² ($\Delta R = 633 \pm 24yr$)	Median
1	Cariac-09-06_1	BA	15,5	Ptp*	-910 ± 21	N/A	-8 to -47	-44	N/A	N/A
2	Cariac-09-06_2	BA	15,5	SBOF	510 ± 30	-20.4	246-Post BP 0	135	N/A	N/A
3	Cariac-09-06_3	BA	28,5	BS	400 ± 30	+0.8	103-Post BP 0	40	N/A	N/A
4	Cariac-09-06_4	BA	28,5	SBOF	1080 ± 30	-20.2	695-565	646	222 - Post BP 0	49
5	Cariac-09-06_17	BA	34	BS	480 ± 30	N/A	226-Post BP 0	87	N/A	N/A
6	Cariac-09-06a	CEA-S	39	SBOF	1070 ± 30	-21	683-558	638	184 - Post BP 0	54
7	Cariac-09-06_5	BA	46	leaf**	150 ± 30	-28.4	283-Post BP 0	161	N/A	N/A
8	Cariac-09-06_6	BA	46	SBOF	1230 ± 30	-20.4	868-691	768	290-76	198
9	Cariac-09-06_7	BA	52	Ptp	610 ± 30	N/A	309-141	258	N/A	N/A
10	Cariac-09-06_8	BA	52	SBOF	1210 ± 30	-19.7	834-671	756	296-97	212
11	Cariac-09-06_9	BA	65,5	BS	670 ± 30	NA	405-262	316	N/A	N/A

12	Cariac-09-06_10	BA	65,5	SBOF	1210 ± 30	-19.7	834-671	737	317-118	238
13	Cariac-09-06b	CEA-S	80	SBOF	1100 ± 30	-20.3	723-609	659	N/A	N/A
14	Cariac-09-06_11	BA	83,5	SBOF	1620 ± 30	-21.0	1263-1101	1191	N/A	N/A
15	Cariac-09-06c	CEA-S	94	SBOF	1490 ± 30	-20.3	1136-953	1036	N/A	N/A
16	Cariac-09-06_12	BA	95	SBOF	1950 ± 30	-22.3	1586-1403	1502	N/A	N/A
17	Cariac-09-06_13	BA	101	BS	1000 ± 30	+0.2	640-527	583	N/A	N/A
18	Cariac-09-06_14	BA	101	SBOF	1670 ± 30	-19.2	1288-1168	1234	666-537	609
19	Cariac-09-06_15	BA	107	Ptp	1100 ± 30	N/A	723-609	658	N/A	N/A
20	Cariac-09-06_16	BA	107	SBOF	1760 ± 30	-20.4	1373-1253	1306	757-622	677
21	Cariac0905B_30	BA	30	SBOF	1040 ± 30	-19.9	661-546	613	121 - Post BP 0	48
22	Cariac09_05B_61	CEA-S	61	SBOF	1390 ± 30	-20.1	1032-875	936	473-304	395
23	Cariac09_05B_91	CEA-S	91	SBOF	1700 ± 30	-19.7	1312-1182	1259	692-548	629
24	Cariac-09-05B	CEA-S	95	SBOF	1820 ± 30	-20.1	1460-1285	1356	820-655	729

¹ Abbreviations

BA: Beta Analytic; CEA-S: Saclay CEA Laboratory of the CNRS-INSU ARTEMIS; SBOF: sediment bulk organic fraction); Ptp: Pteropod.

² We used a range calibration of 95%

* Age reported in percentage of modern carbon

** Sample calibrated with the curve INTcal13

282 .

283 The depth distribution of uncalibrated ages (Figure 5) shows a linear pattern controlled by the
 284 nature of the dated material. Ages in red are carbonate samples: bivalves shell (benthic) and
 285 pteropod (planktonic), the SBOF samples are indicated in blue and the only atmospheric
 286 sample in green. Both, shells and SBOF sediment ¹⁴C ages, mostly follow a
 287 chronostratigraphic order, but the relatively older dates of bulk samples suggest a reservoir
 288 age effect.

289 The offset with the zero of the model is approximately 390 yr for carbonated samples and
 290 1000 yr for SBOF samples. The grey bars, represent the facies 2 deposits. The horizontal
 291 arrow indicates the quasi-constant shift between the ages of SBOF and its marine coeval
 292 sample, this offset is equivalent to a ΔR.

293

294 **DISCUSSIONS**

295

296 **Radiocarbon anomalies**

297

298 The age of the most superficial (15 cm) sample will not be considered in this calculation. The
299 modern organic carbon content in the sample of marine origin collected at 15 cm implies that
300 the sediments placed to this same depth may potentially record an increase in the ^{14}C activity
301 associated to post-bomb peak and consequently the global and local reservoir effect correction
302 would be wrong.

303 Facies 2 type sediment (greys band in Figure 5) present an increase of siliciclastic material
304 (Figure 3a), this facies could be correlated with two coarse siliciclastic layers (fine sand)
305 identified in a core close to south coast (Cariac-09-18 see Figure 1 for location). In these
306 layers (in the proximal zone) the base-to-top evolution of grain size have the structure of a
307 hyperpycnal flow composed of a coarsening-upward basal unit, a fining-upward top unit and
308 an internal maximal grain size in between. Thus the facies 2 is signaled as the distal facies of
309 a terrigenous input interpreted as flood event deposits (Aguilar et al. submitted).

310 In these deposits dated SBOF samples present an age inversion and thus have to be removed
311 from the ΔR calculation. The significant offsets from the general trend recorded between 82-
312 84 cm and 94-98 cm depths in the age model are considered a consequence of dating of old
313 reworked organic matter material of terrestrial origin (Figure 4) transported during settling of
314 flood deposits.

315

316 Modern marine ΔR age estimation on carbonated sample

317

318 In the Gulf of Cariaco the local reservoir effect has not been reported previously, neither for
319 organic sediments nor for carbonates. From dating of monospecific samples of planktonic
320 foraminifera collected inside the sub-basin east of the Cariaco Trench (900 m depth, Figure
321 1), $R(t) = 430 \pm 30$ and $\Delta R = 20$ values have been proposed by (Hughen *et al.*, 2004).
322 Compared with open North Atlantic values (435 ± 31) (Mangerud *et al.*, 2006), this age
323 reservoir shows no significant offset. This match, between ^{14}C marine reservoir age recorded
324 in planktonic samples of the Cariaco basin with the open sea has been explained by well-
325 equilibrated of CO_2 dissolved in surface waters with the atmosphere (Hughen *et al.*, 1998).

326

327 A minor difference among the global mean sea surface reservoir ages and reservoir age
328 yielded by foraminifera in the Cariaco Trench, makes us suppose that shells samples from the
329 Gulf of Cariaco could record negligible ΔR values. This assumption is supported by the fact
330 that the water exchange between open sea and the gulf concern the sub-surface water (<120m)
331 (Richards, 1960). For this reason, the Marine13 curve (Reimer *et al.*, 2013) was used here to
332 calibrate carbonated samples (pteropods and bivalves) from Cariac-09-06 core, without
333 considering a value of local correction ($\Delta R = 0$).

334

335 The age-depth curve for the Cariac-09-06 built with ages from marine carbonated samples
336 (Figure 7) both planktonic and benthonic organisms do not present significant age shift,
337 suggesting that the superficial and deep waters in the gulf do not record an apparent ΔR . The
338 absence of a positive offset between age at the top of core and the zero of the model after the
339 correction with the Marine13 curve, leads us suppose that the ΔR recorded in carbonates is
340 negligible. In addition to this argument, the alignment of the only atmospheric sample
341 recovered within the gulf in the age model trend, allow us to presume that there is not ΔR
342 value to suppress. This fact must be associated to the reduced depth in the gulf (<100m) and

343 to exchange process of superficial and sub-superficial waters with Caribbean Sea well-
344 equilibrated with the atmosphere.

345

346 Modern marine ΔR age estimation on bulk organic matter sample

347

348 Figure 4 underlined that all ages obtained from SBOF samples yield an overestimation. But
349 this age shift is relatively constant along the core with respect to its coeval marine carbonate
350 sample. This result leads us to propose the existence of a constant ΔR value to correct in
351 SBOF samples.

352 The regional reservoir age is defined by the expression $R'(t) = \text{global } R(t) + \Delta R$, where $R(t)$
353 term is incorporated in the global marine curve and ΔR is equivalent to the regional reservoir
354 age offset from ocean ^{14}C age. This ΔR value can be calculated based on pairs of
355 coeval samples, following (Stuiver et Braziunas, 1993):

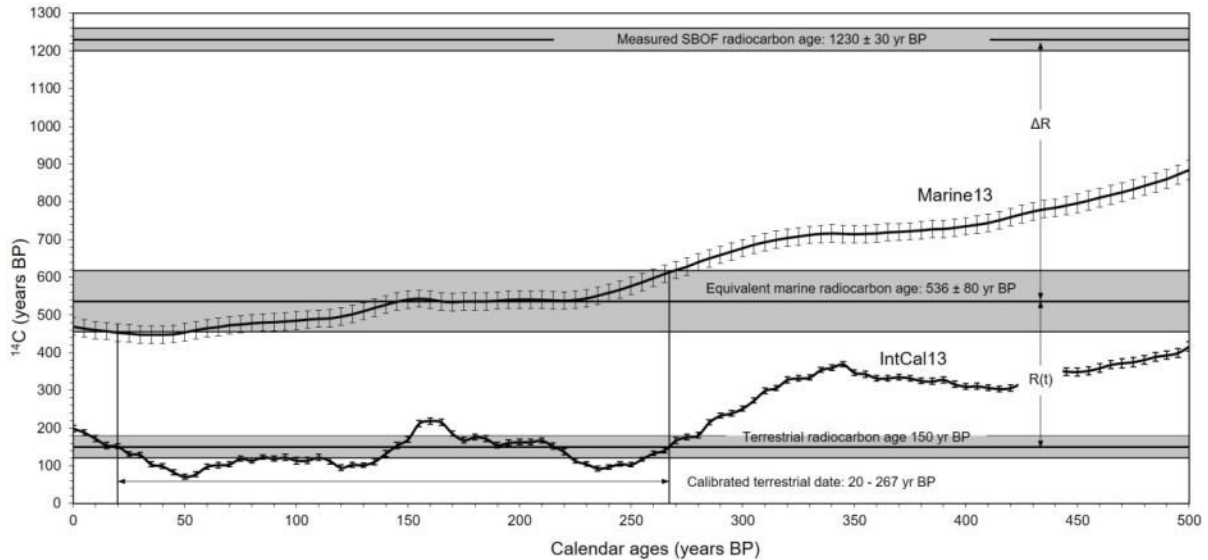
356 1. $\Delta R = \text{conventional age of the marine sample} - \text{Marine } ^{14}\text{C} \text{ ages calculated from the}$
357 $\text{atmospheric ages} \quad (1)$

358 In order to calculate the ΔR recorded in the SBOF samples, we used: 1) The conventional
359 radiocarbon age from the plant fragment ($A = 150 \pm 30$); 2) The equivalent marine
360 radiocarbon age derived from the atmospheric sample ($B = 536 \pm 80$); 3) The measured SBOF
361 conventional radiocarbon age ($C = 1230 \pm 30$).

362 These values are shown in the ^{14}C age vs. Cal. ages diagram of the Figure 6, where the curves
363 Marine13 and Intcal13 are plotted. Here, the atmospheric (leaf) sample is first calibrated with
364 the atmospheric calibration curve (Stuiver & Reimer 1993), its cal. age is projected vertically
365 upon the Marine 13 curve (Reimer *et al.*, 2013) and converted to a equivalent marine
366 radiocarbon age reprojected on the vertical axis of the diagram.

367 The ΔR value is the difference between the SBOF conventional radiocarbon age and the
 368 marine radiocarbon age equivalent to the sample of atmospheric origin (Figure 6):

369
$$\Delta R = C - B \quad (2)$$



370
 371 Figure 6. Conversion of ^{14}C conventional ages into calendar ages for sub-aerial samples equilibrated with
 372 atmosphere (lower curve) and marine samples (upper curve). The age difference between the 2 curves for a
 373 given calendar date corresponds to the marine reservoir age $R(t)$. Dating of the terrestrial macro-remains at $150 \pm$
 374 30 (A) gives a marine conventional ^{14}C age of 536 ± 80 yr and thus a reservoir age of $1230 - 150 = 1080$ yr.
 375 Difference from the global mean reservoir age (ΔR) for SBOF sample is obtained by subtracting the marine
 376 model age value estimated at the calendar date from the measured apparent ^{14}C age, thus $1230 - 536 = 694$ yr.

377
 378 Assuming that ΔR value recorded in the shells is null, the B term of the formula (2) for the
 379 ΔR estimation can be substituted by conventional marine ages derived from dated marine
 380 carbonate samples. Thus, we will proceed to estimate the average value of the local reservoir
 381 effect registered into the SBOF using the following formula:

382
$$\Delta R = \text{SBOF conventional age} - \text{conventional marine age from coeval marine carbonate}$$

 383
$$\text{sample} \quad (3)$$

384 Six pairs of samples provide a mean $\Delta R = 633 \pm 24$ (with a standard error of the mean, $n = 6,$
 385 $\pm 1 \sigma$) calculate following Scott *et al.* (2007), and they are presented in Table 2.

Table 2. ΔR calculation.

Sample	Depth (cm)	Type	Conventional age ¹⁴ C BP	ΔR (yr)
Cariac-09-06_3 (388630)	28,5	Bivalve shell	400 ± 30	680 ± 42
Cariac-09-06_4 (388631)		SBOF	1080 ± 30	
Cariac-09-06_5 (388632)	46	leaf*	536 ± 80	694 ± 85
Cariac-09-06_6 (388633)		SBOF	1230 ± 30	
Cariac-09-06_7 (388634)	52	Ptérope shell	610 ± 30	600 ± 42
Cariac-09-06_8 (388635)		SBOF	1210 ± 30	
Cariac-09-06_9 (388636)	65,5	SBOF	670 ± 30	540 ± 42
Cariac-09-06_10(388637)		SBOF	1210 ± 30	
Cariac-09-06_13(388640)	101	Bivalve shell	1000 ± 30	670 ± 42
Cariac-09-06_14(388641)		SBOF	1670 ± 30	
Cariac-09-06_15(388642)	107	Ptérope shell	1100 ± 30	660 ± 42
Cariac-09-06_16(388643)		SBOF	1760 ± 30	
			Mean ΔR	633 ± 24

*The reported age corresponds to its marine equivalent.

387

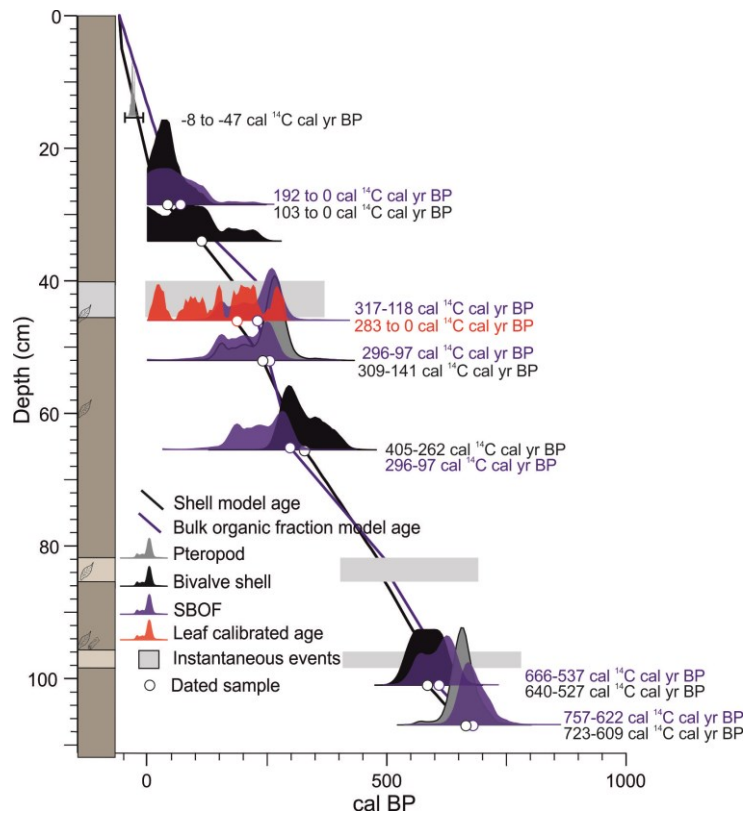
388 In order to evaluate the ΔR value, on Figure 7 we represented the age model from SBOF
389 samples (blue) and the age model from marine carbonate samples (black and grey) derived of
390 Cariac-09-06 core, suppressing the inversed ages associated to flood events. The calibration
391 of conventional ages from carbonated samples (benthonic and planktonic specimen) with
392 Marine13 curve seems to be enough to build a coherent model ages. This model reports a
393 linear trend without any abrupt changes in the sedimentation rate. Even the correction of the
394 derived age of pteropod collected 15 cm deep with the post-bomb curve corresponding to the
395 zone 2 in the north hemisphere fits well on the model and the extrapolation of the ages curve
396 to the top of the core, leads us to post-bomb ages close to year acquisition of core (2009). The
397 absence of a positive offset between age at the top of core and the zero of the model after the
398 correction with the Marine13 curve and the alignment of the only atmospheric age recovered

399 within the gulf in the age model trend, allow us to presume that there is not ΔR value to
400 suppress in carbonates sample.

401

402 The corrections of reservoir effect ($\Delta R = 633 \pm 24$ yr) before calibration are applied over the
403 radiocarbon dates obtained from SBOF, and a constant sedimentation rate of 1.6 mm/yr is
404 obtained (Figure 7) close to one derived from marine carbonates samples(1.7 mm/yr). The
405 offset between the zero of the model and the top of the core disappears. The superposition of
406 the two age-depth models shows that the deviation between both are less than the radiocarbon
407 dates uncertainties (<30 yr). Therefore, we consider that the ages derived from SBOF can be
408 used to perform the chronological sedimentation control within the Gulf of Cariaco.

409 In a first approximation, the first 30 cm of the sedimentary record were discarded in the
410 calculation of ΔR under the suspicion that age from SBOF sample was affected by the modern
411 increased ^{14}C activity linked to atmospheric weapon tests, which leads to a decrease of ΔR
412 recorded in the OM as observed on the superficial level of the uncalibrated model ages
413 (Figure 5), the studied sedimentary sequence seems to record a constant ΔR in the period
414 between 600-100 yr cal. BP.



415

416

417

418

419

420

421

422

423

424

425

426

427

428

Figure 7. Comparison between age-depth curve of marine carbonate samples (black line) and sediment bulk (particulate) organic fraction (SBOF) samples (blue line), performed with “clam R code package” from samples collected of Cariac-09-06 core. Age of terrestrial macro-rest in red.

Potential source of reservoir effect in sediment bulk organic fraction

Due to scarcity of carbonated lithological units in the watershed, a limited dissolution and hydrolysis process in semi-arid environment and the absence of ΔR on marine carbonate, the hard water effect is considered negligible on the estimated value of ΔR for SBOF.

On the other hand, gas emissions associated with faults and hydrocarbon emissions reported to the northwestern gulf, are considered as potential old carbon source. The methanotrophic bacteria in the organic matter could be incorporated into its structure ^{14}C depleted methane

429 recording an apparent oldest ^{14}C age in this type of samples (Reeburgh et Heggie, 1977;
430 Fontugne *et al.*, 2009).

431 An alternative explanation to the local reservoir effect recorded in the organic components of
432 the sediment under 30 cm depth could be the strong upwelling and trade wind (Berger *et al.*,
433 1966; Taylor et Berger, 1967; Goodfriend et Flessa, 1997) reported in this Caribbean zone
434 during the little ice Age (Black *et al.*, 1999; Polissar *et al.*, 2006), the supply of organic
435 detritus transported (Okuda, 1981) into the gulf from the Cariaco basin or a combination of
436 both.

437 Terrigenous levels have been identified and associated to continental sediments input, the
438 under and overestimated ages must be related to old reworked organic matter and terrigenous
439 organic matter (atmospheric ^{14}C without reservoir effect), respectively.

440

441 Decrease of the reservoir effect in the most recent sediments (above 30 cm depth-in-core)
442 could be explained by an increase of terrestrial O.M. which is supposed to directly fix the
443 atmospheric CO_2 . Nevertheless, this explanation seems unlikely for the following reasons:
444 First, we have evidences of existence of mainly marine OM; second, at the end of the Little
445 Ice Age, upwelling decreased (Black *et al.*, 2004; Peterson et Haug, 2006; Polissar *et al.*,
446 2006). Thus, we favor a modification of exchange of seawater with the Caribbean Sea, and
447 consequently a morphological change in the mouth of the Gulf, to explain the reduction of the
448 reservoir effect (Aguilar *et al.*, 2015 submitted).

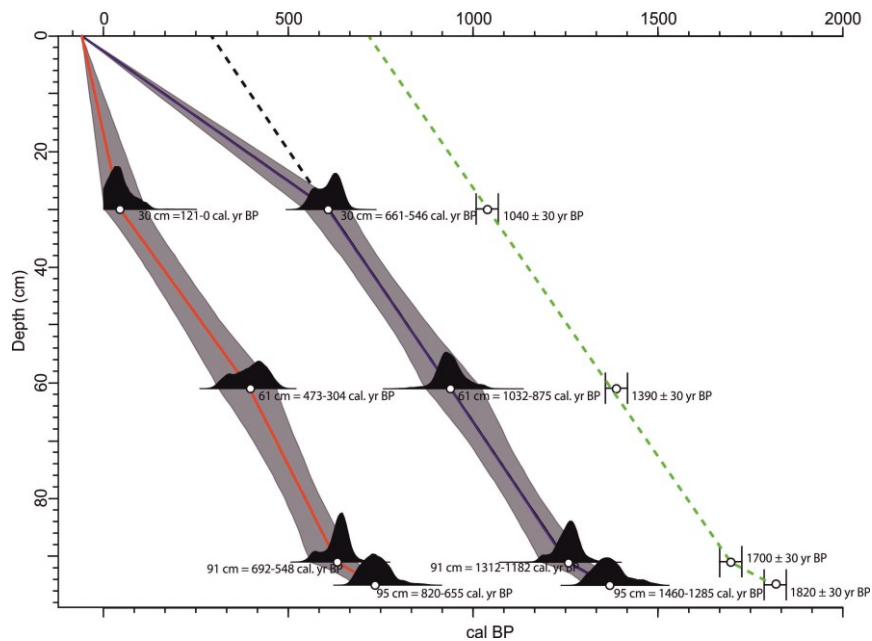
449

450 Validation of ΔR estimation based on another core dating

451

452 In order to validate the proposed calibration parameters, the ΔR value calculated from Cariac-
453 09-06 SBOF samples was used to correct the ^{14}C ages derived of organic samples collected

454 from another core, close to the previous one (Cariac-09-05B, Figure 1 for location). Figure 8
 455 shows the evolution of model ages with the application of successive corrections over
 456 uncalibrated ages. The age vs. depth curve on the right (dashed green line) corresponds to
 457 conventional ages, the intermediate model (solid blue line) results of the application of global
 458 reservoir correction with Marine13 calibration curve, finally the age model defined by the red
 459 curve have the correction of both $R(t)$ and the above estimated ΔR . A very similar average
 460 sedimentation rate (1.6 mm/yr) to that observed from Cariac-09-06 age model and the absence
 461 of age offset at the top confirms the potential use of the local reservoir effect value calculated
 462 in this study for radiocarbon age calibration in the Gulf of Cariaco.



463
 464 Figure 8. Age-depth curve of Cariac-09-05B core. Dashed line: conventional ^{14}C ages, blue dashed line:
 465 calibrated ^{14}C with Clam code package and Marine13 curve. Red dashed line: calibrated ages with the Marine13
 466 curve and the $\Delta R = 633 \pm 24$ years.

467
 468 **CONCLUSION**

469
 470 The analyses presented in this work provides a ΔR estimation that can be used for correction
 471 of ^{14}C ages of SBOF samples of the Gulf of Cariaco. The results indicate that, despite the

472 effect of a significant upwelling regime, ^{14}C dating of different carbonated samples (benthic
473 and planktonic) do not record local reservoir effect ($\Delta R = 0$). The average ΔR value derived
474 from sediment bulk organic fraction ^{14}C measurements was successfully applied to produce a
475 geochronology for sediment cores, and seem to be constant over the last 600 cal. BP. The two
476 most robust theories that might explain the high value of ΔR registered in the organic fraction
477 of the sediments are: the contribution of ^{14}C -depleted organic detritus from the upwelling or
478 the presence of ^{14}C -depleted organic compounds incorporated into the watershed by methane-
479 consuming bacteria along the main active fault in the Gulf of Cariaco.

480

481 **ACKNOWLEDGEMENTS**

482

483 The Cariaco gulf survey 2009 is part of a Venezuelan-French ECOS-Norte grant N° V10U01,
484 untitled "Contribution to multi-risk assessment - tsunamis, earthquakes, extreme-weather
485 events - along the edge Caribbean of Venezuela, through a tectonic approach combined
486 sedimentological and morphodynamic". We thank to FUNVISIS, CNRS-ISTerre, CNRS-
487 ISTO and CNRS-EDYTEM laboratories for cooperation of laboratory analyses. Our
488 investigations also benefit from CNRS-INSU ARTEMIS facility for ^{14}C dating. I. Aguilar's
489 stay in ISTerre Laboratory was funded by a PhD grant by FUNDAYACUCHO. Finally, many
490 thanks to the whole crew of R/V GUAQUERI II for their unconditional and effective
491 technical support and Andres Lemus, head of CAMUDOCA.

492

493 **REFERENCES**

494 Aguilar, I., Beck, C., Audemard, F., Develle, A., Boussafir, M., Campos, C., Crouzet, C.,
495 2015. Last millenium sedimentation in the Gulf of Cariaco (NE Venezuela): evidence
496 for morphological changes of Gulf entrance and possible relations with large
497 earthquakes. CR Geoscience., in press.

498 Aharon, P., Gupta, B.K.S., 1994. Bathymetric reconstructions of the Miocene-age “calcareous
499 aLucina”(northern Apennines, Italy) from oxygen isotopes and benthic Foraminifera.
500 Geo-Marine Letters 14, 219-230.

501 Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data
502 sources and analysis. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric
503 Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service,
504 National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.

505 Audemard, F., 2000. Major active faults of Venezuela, in: 31st. International Geological
506 Congress, R.d.J., Brasil, Resumen en extenso en CD-Rom (Ed.), 31st. International
507 Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, Resumen en extenso en CD-Rom.

508 Audemard, F., Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sánchez, J., González,
509 M., Sánchez, C., Versteeg, W., Malavé, G., 2007. La depresión submarina de
510 Guaracayal, estado Sucre, Venezuela: una barrera para la propagación de la ruptura
511 cósmica a lo largo de la falla de El pilar. *Interciencia* 32, 735-741.

512 Berger, R., Taylor, R., Libby, W., 1966. Radiocarbon content of marine shells from the
513 California and Mexican west coast. *Science* 153, 864-866.

514 Blaauw, M., 2010. Methods and code for ‘classical’age-modelling of radiocarbon sequences.
515 *Quaternary Geochronology* 5, 512-518.

516 Black, D.E., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Kaplan, A., Evans, M.N., Kashgarian, M., 1999.
517 Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability. *Science* 286, 1709-
518 1713.

519 Black, D.E., Thunell, R.C., Kaplan, A., Peterson, L.C., Tappa, E.J., 2004. A 2000-year record
520 of Caribbean and tropical North Atlantic hydrographic variability. *Paleoceanography*
521 19.

- 522 Bonilla, J., Lin, A., 1979. Materia orgánica en los sedimentos de los Golfos de Paria y
523 Cariaco, Venezuela. Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente 18, 37-52.
- 524 Caraballo, L.F., 1982a. El Golfo de Cariaco. I: Morfología y batimetría submarina.
525 Estructuras y tectonismo reciente. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad
526 de Oriente 21, 13-35.
- 527 Caraballo, L.F., 1982b. El Golfo de Cariaco. II: Los sedimentos superficiales, y su
528 distribución por el fondo. Fuente de sedimentos. Análisis mineralógico. Boletín del
529 Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente 21, 37-65.
- 530 Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications.
531 Deuxième partie. Oil & Gas Science and Technology 40, 755-784.
- 532 Febres-Ortega, G., 1974. Circulación de las aguas superiores de la Fosa de Cariaco en abril de
533 1974. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente 13, 79-86.
- 534 Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size
535 parameters. Journal of Sedimentary Research 27.
- 536 Fontugne, M., Guichard, F., Bentaleb, I., Strechie, C., Lericolais, G., 2009. Variations in ^{14}C
537 reservoir ages of Black Sea waters and sedimentary organic carbon during anoxic
538 periods: influence of photosynthetic versus chemoautotrophic production. Radiocarbon
539 51, 969-976.
- 540 Gade, H., 1961. Further hydrographic observation in the Gulf of Cariaco, Venezuela, The
541 circulation and water exchange. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad
542 de Oriente 1, 359-395.
- 543 Goni, M., Aceves, H., Benitez-Nelson, B., Tappa, E., Thunell, R., Black, D., Muller-Karger,
544 F., Astor, Y., Varela, R., 2009. Oceanographic and climatologic controls on the
545 compositions and fluxes of biogenic materials in the water column and sediments of the

546 Cariaco Basin over the Late Holocene. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic*
547 *Research Papers* 56, 614-640.

548 Goodfriend, G.A., Flessa, K.W., 1997. Radiocarbon reservoir ages in the Gulf of California:
549 roles of upwelling and flow from the Colorado River. *Radiocarbon* 39, 139-148.

550 Griffiths, R., Simpson, J., 1967. Temperature structure of the Gulf of Cariaco, Venezuela,
551 from Aug. 1959 to Aug. 1961. Ministerio de Agricultura y Cria, Caracas. Ser. Recurs.
552 Explot. pesq 1, 161-169.

553 Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W., Garrity, C.P., 2005. Geologic shaded relief map of
554 Venezuela. USGS Open-File Report.

555 Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic
556 and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal*
557 *of paleolimnology* 25, 101-110.

558 Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A.Z., 2013. Atmospheric radiocarbon for the period 1950–
559 2010. *Radiocarbon* 55, 2059-2072.

560 Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L.C.,
561 Alley, R., Sigman, D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an
562 extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.

563 Hughen, K.A., Southon, J.R., Bertrand, C.J., Frantz, B., Zermeno, P., 2004. Cariaco basin
564 calibration update: Revisions to calendar and ¹⁴C chronologies for core PL07-58PC.
565 *Radiocarbon* 46, 1161-1187.

566 Ingram, B.L., Southon, J.R., 1996. Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine
567 waters. *Radiocarbon* 38, 573-582.

568 Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon
569 exploration, production, and soil contamination studies. *Oil & Gas Science and*
570 *Technology* 53, 421-437.

571 Langford, F., Blanc-Valleron, M.-M., 1990. Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using
572 Graphs of Pyrolizable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon (1). AAPG Bulletin 74,
573 799-804.

574 Luff, R., Wallmann, K., 2003. Fluid flow, methane fluxes, carbonate precipitation and
575 biogeochemical turnover in gas hydrate-bearing sediments at Hydrate Ridge, Cascadia
576 Margin: numerical modeling and mass balances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67,
577 3403-3421.

578 Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K., Høisæter, T., 2006. Marine 14
579 C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic.
580 *Quaternary Science Reviews* 25, 3228-3245.

581 Márquez, A., Bonilla, J., Martínez, G., Senior, W., Aguilera, D., González, Á., 2005. Estudio
582 geoquímico de los sedimentos superficiales del litoral nororiental del Golfo de Cariaco,
583 Estado Sucre, Venezuela. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de*
584 *Oriente* 44, 89-103.

585 Márquez, A., Senior, W., Benítez, A., Fermín, I., Martínez, G., González, Á., Castañeda, J.,
586 Alcalá, L., De La Cruz, R., 2011. Sector oriental del golfo de Cariaco, Venezuela. Una
587 descripción de su dinámica hidroquímica, procesos, y del rol de la surgencia costera
588 estacional. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 50, 255-
589 272.

590 Naehr, T.H., Eichhubl, P., Orphan, V.J., Hovland, M., Paull, C.K., Ussler, W., Lorenson,
591 T.D., Greene, H.G., 2007. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in
592 continental margin sediments: a comparative study. *Deep Sea Research Part II: Topical*
593 *Studies in Oceanography* 54, 1268-1291.

594 Okuda, T., 1981. Water exchange and the balance of phosphate in the Gulf of Cariaco,
595 Venezuela. *Coastal Upwelling*, 274-281.

596 Okuda, T., 1982. Rate of water renewal and phosphate input in the gulf of Cariaco,
597 Venezuela. Boletin del Instituto Oceanografico de la Universidad de Oriente 21, 3-12.

598 Okuda, T., Benitez-Alvarez, J., 1974. Condiciones hidrográficas de las capas superiores en la
599 Fosa de Cariaco y áreas adyacentes durante la época lluviosa. Boletín del Instituto
600 Oceanográfico de la Univerdisad de Oriente 13, 147-162.

601 Okuda, T., Benitez-Alvarez, J., Bonilla, J., Cedeño, G., 1978. Características hidrográficas del
602 golfo de Cariaco, Venezuela. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Univerdisad de
603 Oriente 17, 69-88.

604 Okuda, T., Ruiz, J.B., Garcia, A., 1974. Algunas características bioquímicas en el agua de la
605 Fosa de Cariaco. Boletin del Instituto Oceanografico de la Universidad de Oriente 13,
606 163-174.

607 Orphan, V., Ussler, W., Naehr, T., House, C., Hinrichs, K.-U., Paull, C., 2004. Geological,
608 geochemical, and microbiological heterogeneity of the seafloor around methane vents in
609 the Eel River Basin, offshore California. Chemical Geology 205, 265-289.

610 Paull, C.K., Ussler, W., Peltzer, E.T., Brewer, P.G., Keaten, R., Mitts, P.J., Nealon, J.W.,
611 Greinert, J., Herguera, J.-C., Perez, M.E., 2007. Authigenic carbon entombed in
612 methane-soaked sediments from the northeastern transform margin of the Guaymas
613 Basin, Gulf of California. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography
614 54, 1240-1267.

615 Peterson, L.C., Haug, G.H., 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical
616 Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin
617 (Venezuela). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 234, 97-113.

618 Polissar, P., Abbott, M., Wolfe, A., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S., 2006. Solar
619 modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. Proceedings of the National
620 Academy of Sciences 103, 8937-8942.

621 Poore, R., Quinn, T., Verardo, S., 2004. Century-scale movement of the Atlantic Intertropical
622 Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters* 31.

623 Quintero, A., Terejova, G., Bonilla, J., 2005. Morfología costera del Golfo de Cariaco,
624 Venezuela. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 44, 133-
625 142.

626 Reeburgh, W.S., Heggie, D.T., 1977. Microbial methane consumption reactions and their
627 effect on methane distributions in freshwater and marine environments¹. *Limnology*
628 *and Oceanography* 22, 1-9.

629 Reimer, P., McCormac, F., 2002. Marine radiocarbon reservoir corrections for the
630 Mediterranean and Aegean Seas. *Radiocarbon* 44, 159-166.

631 Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E.,
632 Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age
633 calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.

634 Richards, F.A., 1960. Some chemical and hydrographic observations along the north coast of
635 South America—I. Cabo Tres Puntas to Curacao, including the Cariaco Trench and the
636 Gulf of Cariaco. *Deep Sea Research (1953)* 7, 163-182.

637 Romero, D., Martínez, G., Brito, F., Rodríguez, E., 2013. Estudio de línea base en la
638 determinación de hidrocarburos aromáticos policíclicos totales en sedimentos
639 superficiales del sector oriental del Golfo de Cariaco, Venezuela. *Avances en Química*
640 8, 47-54.

641 Sabatier, P., Dezileau, L., Blanchemanche, P., Siant, G., Condomines, M., Bentaleb, I.,
642 Piquès, G., 2010. Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean
643 lagoonal system. *Radiocarbon* 52, 91.

644 Scott, E.M., Cook, G.T., Naysmith, P., 2007. Error and uncertainty in radiocarbon
645 measurements. *Radiocarbon* 49, 427-440.

646 Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001.
647 Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial
648 maximum. *Science* 294, 1917-1920.

649 Southon, J., Kashgarian, M., Fontugne, M., Metivier, B., Yim, W.W., 2002. Marine reservoir
650 corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon* 44, 167-180.

651 Spennemann, D.H., Head, M.J., 1998. Tongan pottery chronology, ^{14}C dates and the
652 hardwater effect. *Quaternary Science Reviews* 17, 1047-1056.

653 Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Modeling Atmospheric ^{14}C Influences and ^{14}C Ages of
654 Marine Samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35, 137-189.

655 Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion; reporting of C-14 data. *Radiocarbon* 19, 355-
656 363.

657 Taylor, R., Berger, R., 1967. Radiocarbon content of marine shells from the Pacific coasts of
658 Central and South America. *Science* 158, 1180-1182.

659

10. Analyse de la composition sédimentaire par microscopie optique (frottis)

Le *frottis* permet de faire une révision préliminaire nature des grains qui constitue le sédiment, au moins pour la partie silt/argile/sable fin. Pour cette technique il est nécessaire une faible quantité de matériel, ensuite l'échantillon est placé sur une lame en verre et dispersé avec une goutte d'eau distillée. Ultérieurement l'eau est évaporée par plaque chauffante. Après une goutte d'hexamétophosphate dilué est appliquée pour induire une défloculation des argiles si nécessaire. Une fois le sédiment est sec, une goutte de résine est appliquée pour fixer l'échantillon et coller une lamelle couvre-objet au-dessus.

Dans le cas des sédiments du golfe 50 lamelles ont été réalisées et pour ceux prélevés dans l'arc des Petites Antilles, un total de 40. Les lamelles ont été examinées sous microscope optique en lumière polarisée et photographiées avec un appareil accouplé à l'oculaire.

11. Imagerie en radiographie X

Afin d'identifier des structures masquées par la matière organique ou l'homogénéité de la couleur du sédiment, des images en rayon X ont été acquises avec l'équipement SCOPIX à l'Université de Bordeaux I. Cet instrument est un appareil classique de rayons X accouplé à une caméra de 756x581 pixels. La source de rayons X a un tension de 160 Kv et une intensité de 19 mA (Migeon *et al.*, 1998).

Le matériel radiographié correspond à des plaques de 0,5 cm d'épaisseur collectées de la partie superficielle des carottes. Ce système d'imagerie de radiographie numérique produit des images des 256 niveaux de gris. L'échelle de gris sur les images peuvent être interprétés comme le résultat de la variation de la densité totale tout au long de la carotte et à la capacité de pénétration du faisceau X, ainsi dans l'image, les grès sont plus opaques et plus transparents que les argiles (Migeon *et al.*, 1998).

12. Traitement statistique des données

Dans une phase préliminaire, avant l'application de tout outil statistique, il faut examiner les variables à travers d'une analyse exploratoire des données. Cette inspection vise à identifier les anomalies dans la matrice de données. Pendant ce processus les variables avec plus de 15% de valeurs négatives sont éliminées, par contre, celles avec moins de 15 % une substitution systématique de ces valeurs « anormales » par la moitié de la mesure minimale

est faite ; une correction similaire est effectuée sur les valeurs au-dessous de la limite de détection de l'appareil.

Les valeurs atypiques (dehors de ceux considérés nuls) ont été considérées comme représentatives d'une certaine partie des données sans déformer le comportement des tests statistiques, pour les identifier et les évaluer ont été abouties les représentations graphiques en boîte à moustaches (annexe 4).

12.1. Dendrogrammes

Afin d'identifier des relations entre les différentes variables chimiques dérivées des essais XRF et LOI550, la méthode multivariée d'analyse de conglomerats a été effectuée. Cet outil statistique permet de créer des groupes qui sont homogènes en interne, mais avec des différences significatives entre eux. C'est une méthode de hiérarchisation, dont le nombre de groupes est inconnu *à priori*.

Le mode-R es employé pour identifier les liaisons entre les différentes variables en les groupant en fonction de leur similitudes. La matrice de données utilisée pour aboutir aux dendrogrammes a été normalisée selon l'équation $z = \frac{x-\mu}{\sigma}$. Les dendrogramme ont été construits en mode R en utilisant la méthode hiérarchique agglomérative *Median* et comme paramètre pour le calcul de la similarité le *Coefficient de Spearman*. L'analyse a été effectuée avec le logiciel Multivariate Statistical Package (MVSP).

Les carottes dont cette analyse statistique a été effectuée sont situées sur les extrêmes Est-Ouest du golfe (Cariac-09-05b y Cariac-09-10), Nord-Sud (Cariac-09-18 y Cariac-09-15) et la carotte localisée dans la fosse de Guaracayal. Le critère de sélection est lié à la longueur de la carotte et à son extension temporelle.

Les variables employées sont: Ti, K, Si, Al, Mn, Zr, Fe, Rb, Sr, Ca, Cl, S, Br, % de terrigènes et le % de CaCO₃.

12.2. Analyse de facteurs

Suite à l'analyse bivariée et le choix d'un groupe de variables avec les dendrogrammes, une Analyse de Facteurs permettra réduire les variables. C'est une méthode dite factorielle de réduction de dimension (variables) pour l'exploration statistique de données quantitatives complexes (Baccini, 2010). Les facteurs sont variables dites « latents » ou

« sous-jacents ». Tel que les variables originales, les facteurs varient, par contre, ils ne peuvent pas être mesurées ou observées (Rencher, 2003).

Le but de l'analyse de facteurs est de réduire la redondance entre les variables en employant un nombre faible de facteurs (Rencher, 2003). Suite à l'extraction des facteurs par le logiciel, une sélection du nombre de nouvelles variables (ou facteurs) à retenir est nécessaire selon les résultats des calculs. La qualité des représentations de l'AF dépend, de façon évidente, du choix du nombre de facteurs retenus pour reconstituer les données, ou encore de la dimension du sous-espace de représentation. Des nombreux critères de choix ont été proposés dans la littérature (Peña, 2002):

- Règle de Kaiser: On ne conserve alors que les valeurs propres supérieures à leur moyenne car seules jugées plus informatives que les variables initiales; dans le cas d'une AF réduite, on ne retient que celles supérieures à 1 (1 correspond alors à la moyenne des valeurs propres). Toutefois, ce critère a tendance à surestimer le nombre de composantes pertinentes.
- « Éboulis » des valeurs propres (diagramme « Scree »): graphique présentant la décroissance des valeurs propres (Figure II. 14). Le principe consiste à rechercher, s'il existe, un coude dans le graphe et de ne conserver que les valeurs propres jusqu'à ce coude.

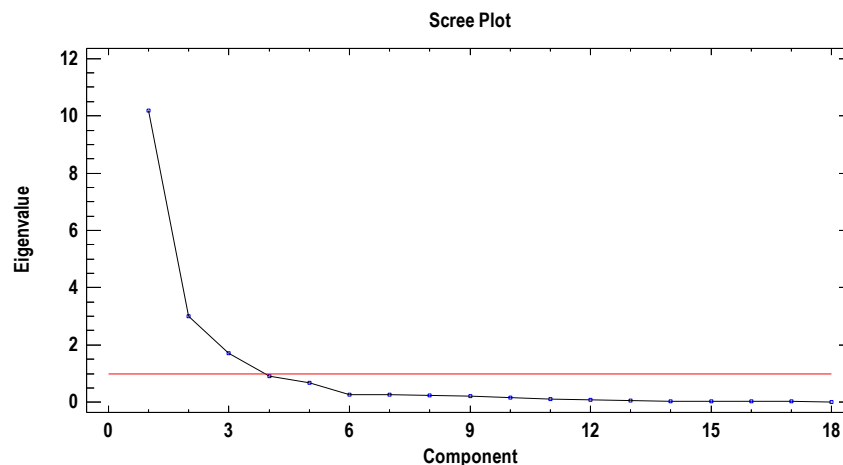


Figure II. 14. Diagramme de sédimentation ou diagramme « Scree », qui permet de choisir le nombre de facteurs.

L'interprétation de l'analyse de facteurs devient plus efficace à travers la projection des observations sur un espace de dimension 2 ou 3 (Figure II. 15), défini par la paire de facteurs les plus importants. Ils existent plusieurs façons de les représenter, le plus fréquent

consiste de prendre deux axes orthogonaux que représentent les deux facteurs principaux et de placer sur cette dimension chaque point d'observation en relation aux axes. Aussi, l'interprétation améliore si sur le graphique se situe les variables originales. Pour cette analyse le logiciel STATGRAPHICS Centurion XVI.I a été utilisé.

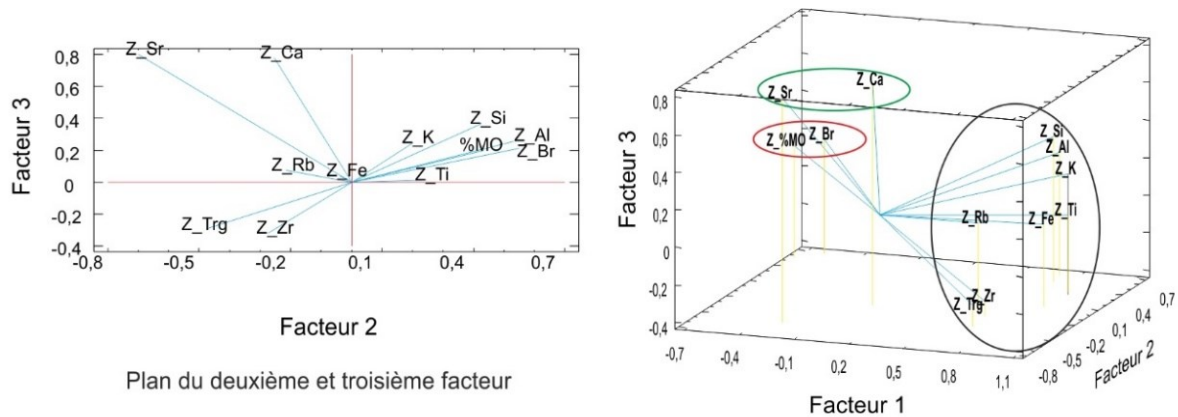


Figure II. 15. Représentation graphique des facteurs en deux et trois dimensions, ce qui permet de repérer des regroupements des variables originales.

12.3. Couleur Munsell

Ce système est le plus utilisé pour les études de sols et sédiments afin de déterminer la couleur. Pour cela, il s'emploie le tableau de couleurs Munsell (Munsell Color Co., 1980). Ces tableaux comprennent tous les nuances visibles du spectre électromagnétique. Ce système décrit toutes les couleurs possibles en fonction de trois coordonnées: teinte (Hue) qui mesure la composition chromatique de la lumière qui atteint l'œil, valeur (Value) laquelle indique la luminosité ou obscurité d'une couleur en relation à une échelle de gris neutre, et la chromacité (Chroma) qui indique le degré de saturation du gris neutre par la couleur du spectre (Ovalles, 2003).

CHAPITRE III: Cadre régional du Golfe de Cariaco

Ce chapitre synthétise les aspects qui ont un rôle fondamental sur l'hydrodynamique du Golfe de Cariaco, y compris les facteurs géologiques et les aspects climatiques et morphologiques qui caractérisent le bassin et ses alentours, accompagné d'un bref rappel sur la sismicité historique de la zone.

1. Géologie du bassin versant du Golfe de Cariaco

Le Golfe de Cariaco est limité par la Péninsule de Araya au Nord, la Serrania del Interior au Sud et par l'Estribo de Casanay à l'Est. Ce dernier sépare le Golfe de Cariaco du celui de Paria. Du point de vue géologique le bassin versant du golfe de Cariaco pourrait être divisé en deux zones principales en fonction de la lithologie dominante (Figure III. 1) et qui coïncident avec les limites géographiques préalablement indiquées, à savoir:

- ✓ La Péninsule d'Araya dans la Cordillera Oriental de la Costa: essentiellement constituée de roches métamorphiques mésozoïques et en moindre proportion, de roches sédimentaires tertiaires et des sédiments alluvionnaires.
- ✓ La Serrania del Interior: composée principalement de roches sédimentaires du Crétacé (inférieur et supérieur)

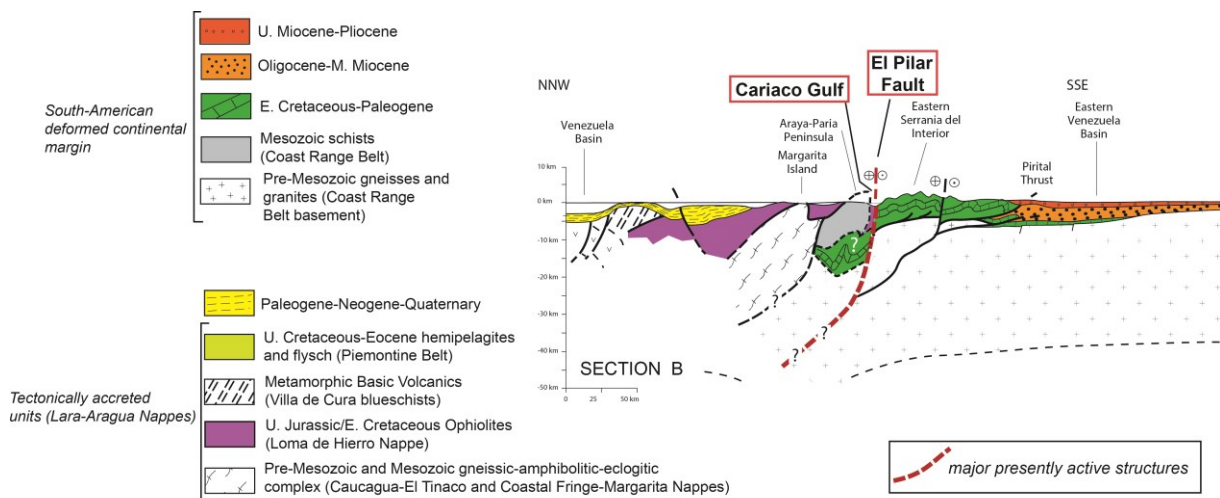


Figure III. 1. Coupe B synthétique de la bordure sud-est des Caraïbes localisation spatiale sur la Figure II.5. (Bellizzia *et al.*, 1976; Stephan *et al.*, 1980; Campos, 1981; Beck, 1986; Chevalier, 1987).

La Péninsule d'Araya constitue le principal élément qui sépare le golfe de Cariaco de la Mer des Caraïbes, dont l'unique voie de circulation et de communication entre ces eaux se fait à travers du Cañon de Salazar à l'embouchure du golfe. Les unités lithologiques qui en font partie (en ordre chronologique) sont (la Figure III. 2 synthétise la globalité des unités lithologiques):

1.1. Roches sédimentaires

- Formation Chiguana (Pléistocène Inférieur)

Décrite par Balda (1960) comme des argiles sableuses et des grès conglomératiques, en moindre quantité de gypse et des calcaires fossilifères. Macsotay et Caraballo (1966) proposent une subdivision en deux membres, celui inférieur constitué par une rythmite argileuse-silteuse, gypseuse, et celui supérieur, formé par des grès quartzeux à calcaires, localement silteux et conglomératiques.

Cette formation a des affleurements principalement à l'Est du Golfe, près de la Laguna de Campoma.

- Formation Barrigón (Pléistocène Inférieur)

Constituée par des sédiments pléistocènes sus-jacents à la Formation Cubagua sur la partie ouest de la Péninsule d'Araya (Vignali, 1965). Normalement composée par des calcaires sableux interstratifiés avec des marnes. Vers la partie supérieur il y a des couches de grès sus-jacents à conglomérats à des conglomérats de fragments métamorphiques (CIEN, 2005).

- Formation Cubagua (Miocène Supérieur – Pliocène Supérieur)

Fernandes A. (2004) décrit la lithostratigraphie de cette formation, en indiquant qu'elle est constituée d'une section basale argileuse et que progressivement change à une interstratification de grès et silt. Il définit aussi trois unités stratigraphiques, une d'argiles, une d'argiles-sables et finalement une de grès carbonatés.

1.2. Roches ignées-métamorphiques:

Alvarado (2005) fait une synthèse des unités ignées et métamorphiques sur la Péninsule d'Araya, en les décrivant, tant pétrographique que géochimiquement et finalement adaptant l'ancienne nomenclature aux nouveaux standards internationaux.

- Association Métamorphique Manicuaire

Schubert (1972) décrit cette unité comme une séquence de schistes quartz-micacé, à grenats, à épidotes, interstratifiés avec des quartzites et schistes amphiboliques, des marbres et des gneiss. Chevalier (1987) fait une division de cette association en trois unités principales. La première (inférieure) constituée de schistes micacés, quartzites, paragneiss, granofels et en moindre quantité de marbres ; la deuxième (intermédiaire) composée de schistes micacés avec du grenat et finalement l'unité supérieure formée de schistes graphiteux, schistes micacés et quartzites.

- Schiste de Carúpano

Cette unité est décrite par Alvarado (2005) constituée en ordre d'abondance par des phyllites micacées, des schistes quartz-micacés et carbonatés et par des fines couches et lenticulaires de marbre disposées en alternance. Dans cette unité, des corps mafiques et ultramafiques serpentinisés sont décrits.

- Meta-volcanosédimentaires de Laguna Chica

Comme il est indiqué, cette unité correspond d'après Alvarado (2005) à une série de schistes et phyllites chloritiques interstratifiées avec des quartzites. La présence de phyllite graphiteuse dans cette alternance est fréquente, le contact avec de corps de roches mafique set ultramafiques caractérisent aussi cette unité. D'après les analyses pétrographiques et géochimiques, Alvarado (2005) établi une origine volcanosédimentaire avec un métamorphisme du faciès des schistes verts. Campos (1981) et Beck (1985) y décrivent des glaucophanes (métamorphisme HP/BT) et considèrent cet ensemble côtier comme une unité tectonique séparée de la Cordillère Côtière.

- Schistes de Tunapui

Située à l'Est de la Péninsule d'Araya, ils correspondent à une unité assez grande constituée principalement par une séquence de schistes quartz-micacés et chloritiques, métaconglomérats, phyllites micacées et graphiteuses, quartzites et marbres (Alvarado, 2005). Seijas (1972) fait une division en trois unités, en étant celle inférieure de schistes et phyllites chloritiques avec des ponctuels corps de marbres. L'unité intermédiaire conformée par des schistes chloritiques et quartzo-feldspathiques avec zones graphiteuses, interstratifiées avec des marbres et quelques corps conglomératiques. Finalement l'unité supérieure est

caractérisée par des marbres en faible épaisseur qui alternent avec des schistes conglomératiques et des phyllites micacées.

Au Sud du Golfe, se situe un domaine géologique très différent, caractérisé par la présence de roches sédimentaires crétacées qui donnent avec le régime climatique actuel, un réseau hydrographique différent de celui de la Péninsule d'Araya au Nord.

L'unité principale est la Formation Barranquín, décrite par Liddle (1946) comme des grès quartzeux à grande épaisseur, alternant avec des argiles et occasionnellement avec des calcaires verdâtres. Elle a une prédominance silico-clastique. Von Der Osten (1954) indique que les calcaires présents sont situés dans la partie inférieure de la formation. Celle-ci correspond à la principale unité lithologique au Sud du golfe.

Il est possible également trouver des petits affleurements de la Formation Cubagua, décrite préalablement, néanmoins ils ne représentent pas plus de 5%. Ces corps se trouvent au Sud-Est de la ville de Cumaná.

Finalement, des affleurements des formations San Juan, San Antonio et Querecual sont trouvés à 15 km au Sud-Ouest du Golfe. La Formation San Juan (Paléocène) est composée de grès interstratifiés avec des argiles et silts noirs, la Formation San Antonio (Coniacien à Maastrichtien) consiste de calcaires et d'argiles noires, et la Formation Querecual (Turoronien) constituée par des calcaires argileux, bitumineux et des marnes. Il est important de noter que ces unités ne constituent pas une source importante de sédiments pour le Golfe, étant très peu représentées dans le bassin versant du Golfe.

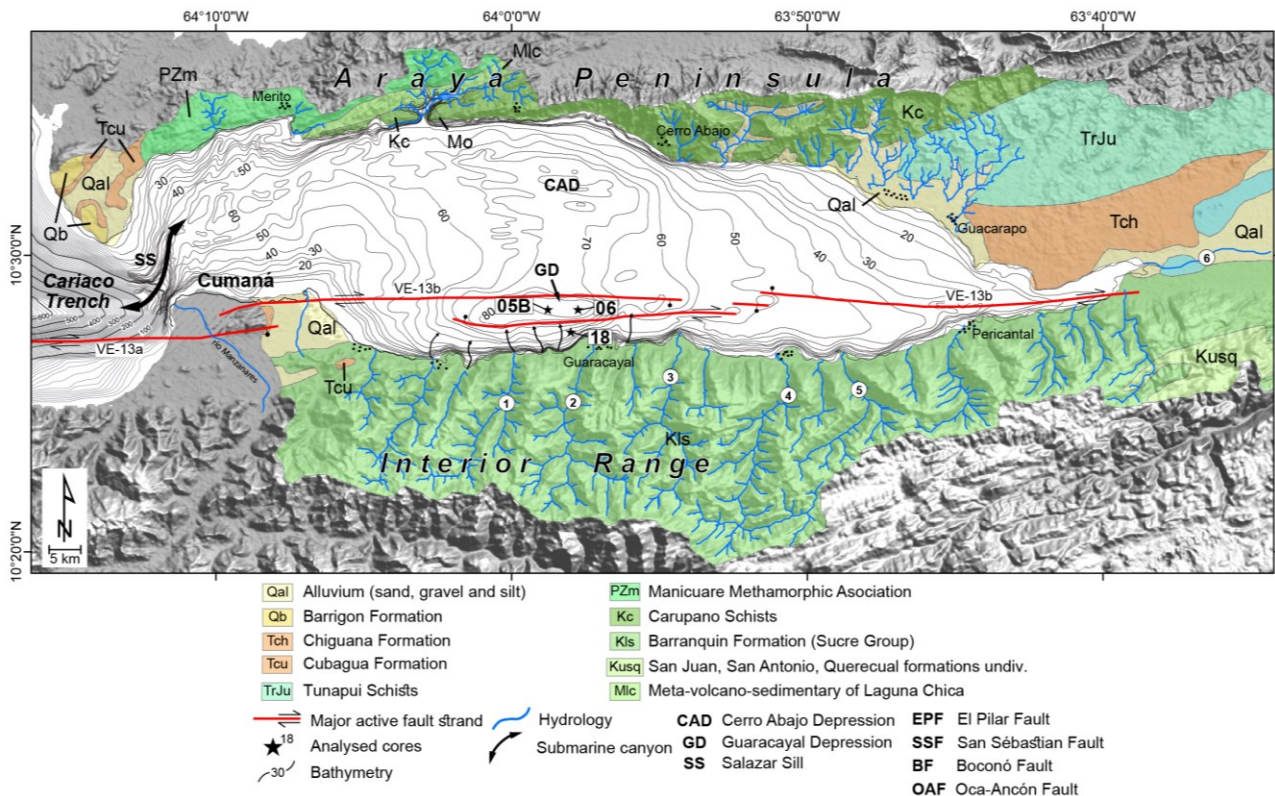


Figure III. 2. Carte géologique du bassin versant du Golfe de Cariaco. Ces unités comprennent la source de sédiments principale du Golfe, constituées globalement de roches sédimentaires au Sud (Serranía del Interior) et au Nord (Péninsule d'Araya), avec quelques unités métamorphiques comme Manicuaire ou Carúpano (modifié d'après Hackley *et al.*, 2005).
Trace de la Faille d'El Pilar d'après Audemard *et al.* (2007).

2. Paléosismologie et sismologie historique

Dans le territoire vénézuélien une série d'évènements sismiques destructeurs ont eu lieu au Nord-Est du Venezuela, la ville de Cumaná ayant subi les conséquences les plus dévastatrices en plusieurs événements (Audemard *et al.*, 2007; Audemard, 2007). Plusieurs séismes, notamment en 1530, 1684, 1766, 1797 et 1853, ainsi que deux pendant le XX^{ème} siècle, celui de Cumaná le 17 janvier de 1929 et celui de Cariaco le 9 juillet de 1997, ont été associés avec la faille d'El Pilar par divers chercheurs, système considéré le plus actif à l'est du pays (Audemard, 2007; Altez et Audemard, 2008).

Audemard (2007) abouti un schéma spatio-temporel des séismes historiques qui ont eu lieu entre 1530 et 1997. Dans cette carte il associe chaque un des événements avec ses respectifs segments de la faille d'El Pilar qui ont pu les déclencher (Figure III. 3).

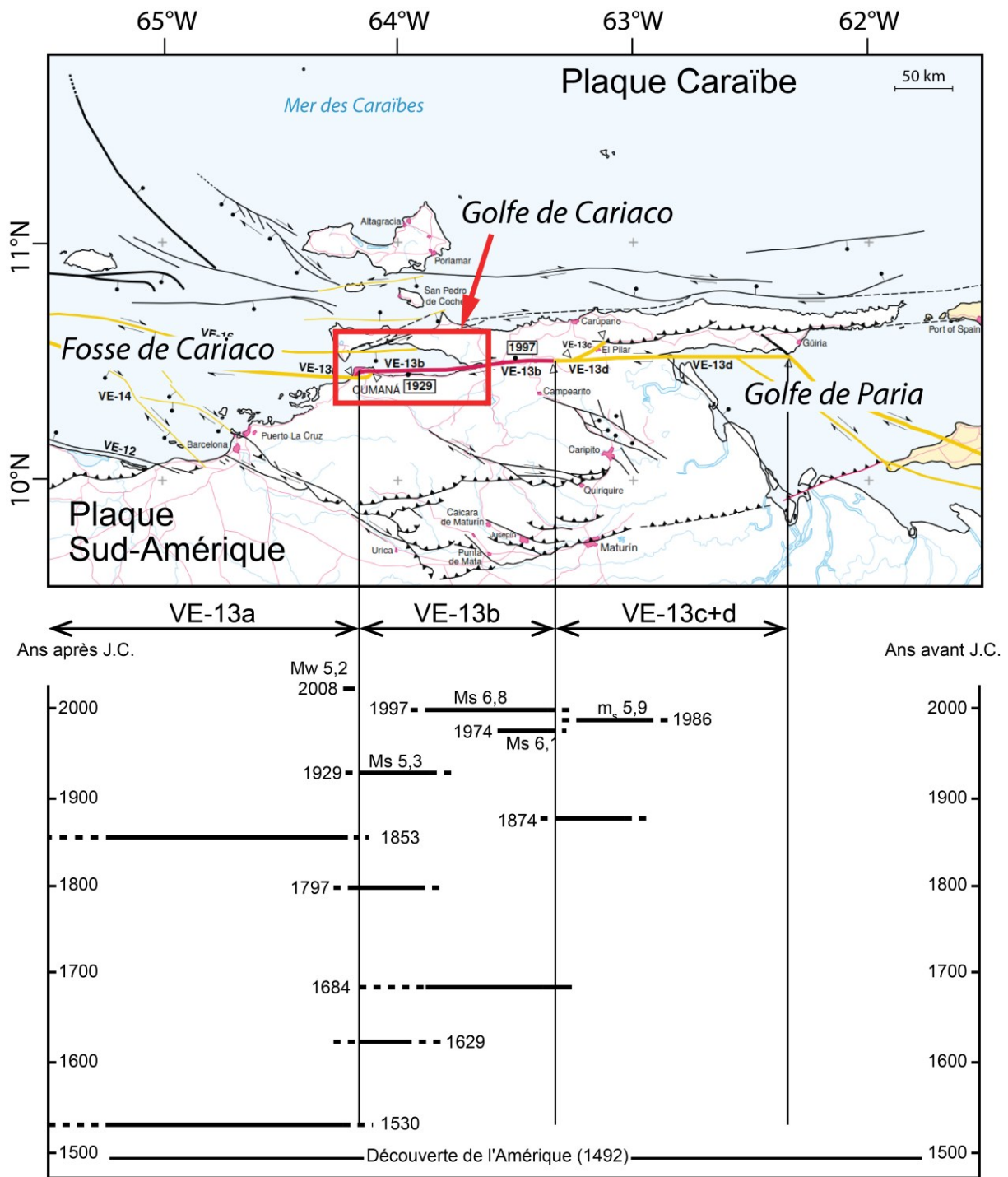


Figure III. 3. Schéma spatio-temporel des séismes le long des segments de la Faille d'El Pilar pendant la période historique et instrumentale (Audemard, 2007). Séisme de 1629 d'après Altez et Audemard (2008).

Ensuite un résumé des séismes qui ont affecté l'Etat de Sucre, spécifiquement la région de Cumaná et le Golfe de Cariaco sera présenté. Le détail de cette information peut être consultée dans Audemard (2007).

- Cumaná, 1er Septembre 1530

Ce séisme a eu lieu juste 15 ans après la fondation de la ville de Cumaná, appelée à cette époque Nueva Toledo. Le caractère récent de ville, ainsi que l'absence de documents historiques, la faible présence de personnes alphabétisées et la faible population n'a pas permis le développement d'un registre fiable de ce séisme. Entre les conséquences associées se trouvent, la présence de vagues de tsunamis sur la bouche de la rivière du Manzanares avec des probables fissures autour de la ville et possible jaillissement d'eaux sulfureuses. Une partie des phénomènes décrit est interprétée comme de la liquéfaction de sols, du *lateral spread*, ainsi que possibles glissements de terrain.

- Cumaná, 4 Mai 1684

Il affecte les populations de Cumaná et Araya. Des fissures superficielles et liquéfaction sont rapportés comme des possibles effets associés.

- Cumaná, 21 Octobre 1766

D'après Grases (1979) celui-ci probablement correspond à l'évènement le plus senti à l'est vénézuélien. Bien que divers chercheurs attribuent ce séisme à la Faille d'El Pilar, Audemard (2007) propose que ce séisme a été généré à une profondeur intermédiaire en liaison avec l'extrême sud du *slab* de subduction des Petites Antilles, justifié par la taille de la surface affectée et par la faible présence d'effets superficiels tels que, liquéfaction. Il n'est pas rapporté de tsunamis dans la région du Golfe de Cariaco ni aux alentours de Cumaná.

- Cumaná, 14 Décembre 1797

L'épicentre de ce séisme se trouve à l'Est de Cumaná ; ceci s'appuie sur deux observations importantes, 1) un bruit rapporté en provenant du Sud-Est de la ville, et 2) des rapports locaux de mouvements *up-and-down* interprétés comme des ondes P suivies des ondes S. Entre les effets associés sont indiqués des odeurs sulfureuses près de l'Abbaye San Francisco, des flammes tout au long des bancs de la rivière du Manzanares, entre autres. Des liquéfactions et sorties de gaz (dont du méthane) pourraient être à l'origine de ces phénomènes.

- Cumaná, 16 Juillet 1853

Avec des caractéristiques similaires à celui de 1530, il est considéré comme destructeur à la ville de Cumaná jusqu'au fort de San Antonio. De même, la destruction d'églises telles que Santa Inés et Altagracia avec plus de 1000 morts sont rapportés. Aussi des vagues de tsunamis qui inondent les zones basses de Caigüire et El Salado (l'Est et l'Ouest de Cumaná, respectivement) se sont produites. La similitude entre les deux événements (1530 et 1853) fait penser à une origine liée à la rupture sous-marine de la faille d'El Pilar, spécifiquement le segment VE-13a. Entre les effets naturels déclenchés par le séisme comptent les fissures N-S et plusieurs jaillissements d'eau tout au long de certains bancs du Manzanares et sur le village de Cariaco. En plus, comme indiqué, des vagues de tsunamis, liquéfaction de sols et *lateral spread* sont aussi interprétés.

- El Pilar, 17 Août 1874

Avec des dégâts principalement sur les villages d'El Pilar, Carupano et Rio Caribe. Bien que la localisation de son épicentre ne soit pas certain, il est probable qu'il est proche à celui du séisme de 1986, entre les villages d'El Pilar et Yaguaraparo. Il est rapporté des dégâts en églises et maisons, mais il y a peu de certitude sur les effets naturels associés.

- Cumaná, 17 Janvier 1929

Il correspond au séisme le plus étudié avant à celui de 1997 grâce à un registre complet, tant historique qu'instrumental. Paige (1930) indique la présence de ruptures superficielles à Punta Baja à l'est de Cumaná, ce qui peut attribuer cet événement à la faille d'El Pilar à l'Est des collines de Caigüire. Il est également estimé une rupture sur le continent d'environ 4 km entre Punta Baja et Caigüire, et le reste (environ 20 km) une rupture sous-marine dans le Golfe de Cariaco jusqu'au village de San Antonio del Golfo. Sont rapportés aussi des chutes de blocs de roches, des liquéfactions de sols, des jaillissements d'eaux sulfureuses dans la rivière Manzanares, des glissements dans la colline San Antonio et des vagues de tsunamis de 3 m mètres à l'Ouest de Cumaná, ainsi que des dégâts aux bâtiments de Cumaná et plus de 200 victimes. Egalement vers l'Est du golfe un retrait de la mer de plusieurs mètres a été rapporté.

- Paria, 4 Octobre 1957

Ce séisme génère des dégâts principalement au Nord de la Péninsule de Paria, entre Rio Caribe et San Juan de Unare. Il est estimé que cet évènement a été superficiel: 6 à 10 km de profondeur. Il n'est pas attribuable à la faille d'El Pilar.

- Casanay, 12 Juin 1974

Des dégâts sont produits entre les villages de Casanay et Rio Casanay. Ce séisme est attribué au segment de la faille d'El Pilar entre les villages Aguas Calientes et Guarapiche.

- El Pilar, 11 Juin 1986

Son épicentre est probablement placé sur la Faille d'El Pilar, entre les villages d'El Pilar et Yaguaraparo. Bien que cet évènement peut être attribué à cette faille près de la localité de même noms, il est possible aussi, basé sur la profondeur (69 km selon Malaver *et al.*, 1988) qu'il soit lié avec le *slab* de subduction entre Venezuela et Trinidad associé à l'Arc des Petites Antilles. Entre les effets déclenchés il y a plusieurs glissements et fractures avec des dégâts d'environ 100 maisons ainsi que dégâts structuraux d'églises.

- Cariaco, 09 Juillet 1997

Le foyer de ce séisme est localisé à 9,6 km de profondeur, à environ 7 km au Nord-Est du village de Cariaco, avec une magnitude Ms 6,8. Audemard (2006) fait l'étude de la rupture superficielle résultat de ce séisme en identifiant des fissures qui confirment que celui a eu lieu sur une partie ENE-WSW de la Faille d'El Pilar. Il détermine que la rupture est constituée par deux segments, un de 30 km, d'orientation 075°N et un autre de 10 km de longueur plus discontinu. Bien que cette rupture s'atteint environ 36 km en total sur le continent, elle pourrait continuer vers l'Ouest dans le fond du Golfe de Cariaco.

Ce village de Cariaco a subi les dégâts les plus sévères, tel que l'effondrement de deux écoles primaires responsable de la majorité de victimes. Néanmoins, des populations voisines ont aussi été touchées par ce séisme, telles que San Antonio del Golfo, Nueva Colombia, Chiguana, Río Casanay, Casanay, Yaguaraparo y el Pilar. Cumaná, située à 70 km à l'Est de l'épicentre, a aussi subi des dégâts, mais les victimes mortelles ont été à cause du collapse de petites maisons. D'après l'information fournie par la Direction Régionale de Défense Civile du l'Etat du Sucre, et corroborée par la Direction Nationale de Défense Civile, chargée de la

coordination générale des activités de récupération suite au désastre, le nombre de morts a été de 73.

3. Caractéristiques physiographiques et climatologiques récentes du Golfe de Cariaco

Dans cette section nous décrivons les caractéristiques les plus remarquables de la morphologie sous-marine du Golfe de Cariaco, ainsi que la dynamique climatique et océanographique et son impact sur le mouvement des eaux.

3.1. Morphobathymétrie

Le Golfe de Cariaco est caractérisé par la présence de plusieurs éléments distinctifs. La carte bathymétrique de Caraballo (1982a) révèle un fond relativement plat avec des bords raids près des côtes Nord et Sud et avec une progressive diminution de la profondeur vers l'Est jusqu'à la côte à l'embouchure de la rivière Cariaco (Audemard *et al.*, 2007). La géométrie de ce golfe a un fort control structural (Caraballo, 1982a) avec plusieurs caractéristiques intéressantes, tel que sa forme allongée de 60 km de longueur (en direction E-W) et 9 Km de largeur maximale (en direction N-S).

Sur la zone sur-centrale se situe la dépression de Guaracayal (Figure III. 5), avec une forme allongée en direction E-W entre les villages de Güirintal et Guaracayal avec des profondeurs maximales de 90-95 m (Caraballo, 1982a; Audemard, 2007). Caraballo (1982a) indique une longueur de 8,25 km sur la direction E-W et 2,1 km N-S. Basés sur des profils sismiques à haute résolution Audemard (2007) et Van Daele (2007) identifient cette zone de subsidence qui correspond à un bassin du type *pull-apart* résultat d'un relais transtensif de la faille d'El Pilar (Figure III. 4).

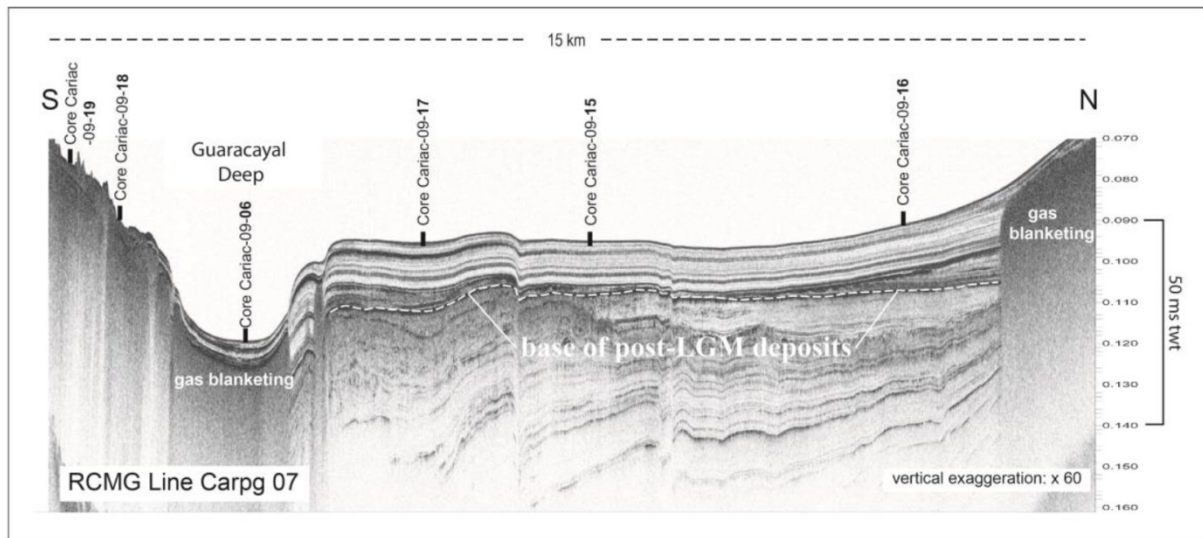


Figure III. 4. Profil sismique à haute résolution où la présence de failles verticales délimitent la dépression de Guaracayal, laquelle est interprétée comme un bassin type *pull-apart* d'après Audemard (2007) et Van Daele (2007).

A 5 km au Nord deux dépressions sont aussi présentes, de tailles plus réduites que celle de Guaracayal. Caraballo (1982a) nomme cet ensemble dépression Cerro Abajo, avec une dimension maximale de 4.6 km en direction E-W et environ de 0.95 km en sens N-S.

Le Golfe de Cariaco est connecté avec les eaux de la Mer des Caraïbes à l'Ouest à travers d'un cañon sous-marin d'orientation NE-SW (Audemard *et al.*, 2007) et une profondeur maximale de 60 m. Ce couloir est séparé de la dépression de Guaracayal dans une moindre mesure de Cerro Abajo par le lobe sous-aquatique de la rivière du Manzanares, ce qui le donne une forme d'éventail.



Figure III. 5. Morpho bathymétrie du Golfe de Cariaco, où il est possible repérer les principaux éléments, tel que la dépression Cerro Abajo (DCA), la dépression de Guaracayal (DG), aussi bien que les connexions avec la Fosse de Cariaco, le Cañon du Manzanares (CM) et le Seuil de Salazar (SS). Bathymétrie du Golfe d'après Caraballo (1982a), bathymétrie de la Fosse de Cariaco d'après le National Geophysical Data Center (NGDC).

3.2. Hydrologie et climatologie du Golfe de Cariaco: zone de convergence intertropicale

La variabilité climatique dans le Golfe de Cariaco est liée à la migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ), celle-ci représentant une bande de forte précipitation où les vents alizés convergent (Elmore *et al.*, 2009). Peterson et Haug (2006) indiquent que la convection associée et les basses pressions dans cette zone et sa migration saisonnière jouent un rôle important sur la distribution de pluie sur les bords continentaux.

Ainsi, durant l'hiver septentrional l'insolation est minimale dans l'hémisphère Nord correspondant à une ZCIT située près l'équateur, par conséquent les vents alizés se placent sur les côtes vénézuéliennes en créant des forts courants sous-marins et comme résultat un intense processus d'upwelling (Figure III. 6), de la même façon les précipitations sont faibles, indique Goni *et al.* (2009). Okuda (1981) identifie cette période entre les mois de Décembre-Janvier et Juin-Juillet: forts vents avec une relative basse température de l'air, faibles précipitations et une haute évaporation.

Par contre, le reste de l'année est caractérisée par des vents faibles, des températures des masses d'air plus élevées, une faible évaporation et de fortes précipitations (Okuda, 1981). Pendant cet intervalle la ZCIT est située entre les 10°-20° de latitude nord, avec une migration des vents alizés vers des latitudes plus septentrionales, en produisant une

diminution de l'intensité des vents et par conséquent une diminution de l'upwelling (Goni *et al.* (2009).

Par ailleurs, comme mentionné précédemment, le Golfe de Cariaco est connecté avec la Mer des Caraïbes par un cañon sous-marin d'environ 60 m de profondeur qui permet un échange entre les eaux superficielles et profondes. Les eaux profondes froides et denses entrent dans le Golfe par le couloir perché (50 m) et le détroit sous-marin de Salazar, et se déplacent tout au long du fond et vers la partie interne entre 30 et 60 m (Caraballo, 1982a) ; elles « émergent » à la côte comme résultat d'un changement de densité pour être finalement évacuées à nouveau par les vents.

Le régime cyclique de circulation dans le Golfe de Cariaco est contrôlé par les vents alizés et par la stratification thermique de la colonne d'eau, processus qui sont liés aux deux régimes saisonniers expliqués précédemment, et par conséquent par la migration de la ZCIT.

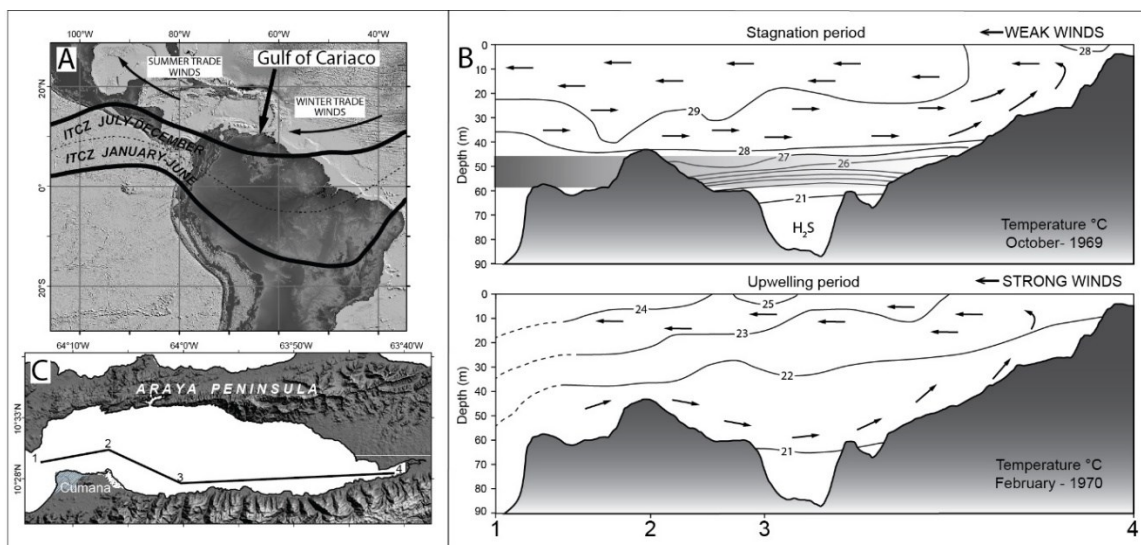


Figure III. 6. Modèle représentatif de la dynamique climatique autour du Golfe de Cariaco, sa relation avec la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et le résultat sur l'hydrodynamique entre la saison de pluie et sèche (modifié de Okuda, 1981; Caraballo, 1982a)

Malgré la présence marquée de deux régimes saisonniers, le Golfe de Cariaco a des caractéristiques climatiques d'une région aride, où l'évaporation est plus élevée que la précipitation (Okuda, 1981). Des données rassemblées par la station météorologique de l'Institut Océanographique de l'Université d'Oriente montrent une précipitation annuelle entre 1967-1975 de 220 à 570 mm, contrastant nettement avec les 2180-2720 mm d'évaporation.

Sur la Péninsule d'Araya cette condition est plus marquée, le drainage est intermittent (Febres-Ortega, 1974; Caraballo, 1982a; Márquez *et al.*, 2005; Quintero *et al.*, 2005) et à cause de la faible précipitation, ce secteur a une influence faible sur l'hydrogéochimie du Golfe (Márquez *et al.*, 2011). Sur la côte sud, six affluents sont considérés comme les principaux cours d'eau par ruissellement (Figure III.2): les rivières Tunantal (1), Guaracayal (2), Marigüitar (3), Tarabacoa (4), Cachamaure (5) et Cariaco (6) (Márquez *et al.*, 2011). Ils circulent sur un relief accidenté et encadré également par des conditions arides, bien que en moindre mesure, avec une évaporation qui surmonte la précipitation (Quintero *et al.*, 2005).

En outre, la dynamique océanique du Caraïbe et par conséquent l'upwelling régional, a été affecté par un changement climatique récent. Pendant l'Holocène Tardif le climat expérimente son dernier relais entre une période sèche vers une autre humide à la fin de la Petit Age Glaciaire (Watanabe *et al.*, 2001; Martinez *et al.*, 2007; Lane *et al.*, 2011).

L'étude des traceurs géochimiques du détritisme suggèrent que la fin du Petit Age Glaciaire a été associée à des changements hydrologiques au nord du Venezuela (Figure III. 7). L'augmentation de la concentration en Ti et Fe dans les sédiments de la Fosse de Cariaco (placé à la côte vénézuélienne) ont été utilisées pour déduire des variations climatiques au Nord de l'Amérique du Sud ; ces variations soulignent la fin des conditions plus sèches imposées durant la PAG suivi du début d'une période plus pluvieuse (Haug *et al.*, 2001).

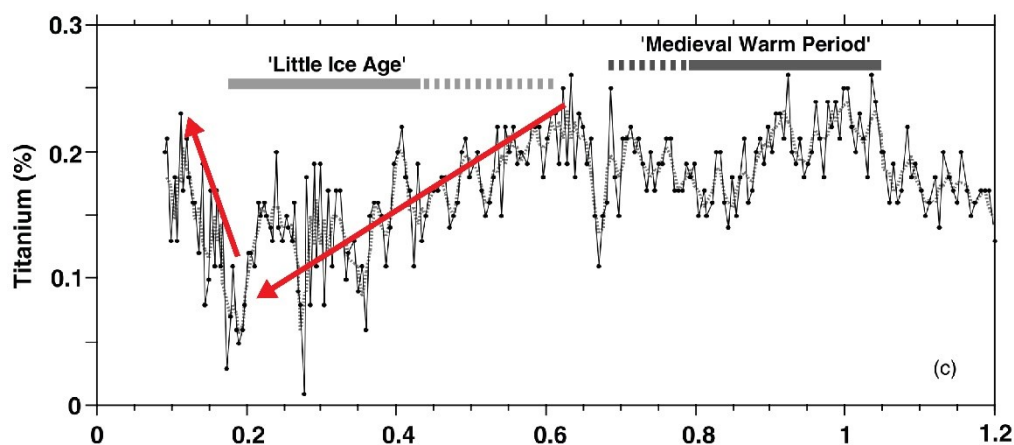


Figure III. 7. Concentration en Ti dans les sédiments de la Fosse de Cariaco. Les valeurs élevées indiquent un input de terrigènes plus hauts depuis la source de sédiments et par conséquent interprété comme plus de précipitation à cause d'une ZCIT située à une latitude plus septentrionale (modifié de Haug *et al.*, 2001)

Des études de Foraminifères planctoniques locaux dans la fosse de Cariaco ont montré un refroidissement de la surface de l'océan, l'enrichissement des éléments nutritifs aussi bien que l'intensité des upwellings. Black *et al.* (1999) proposent la variation de la population de

plancton comme un traceur du changement de l'upwelling des dernières 800 années. La comparaison de l'enregistrement de l'abondance de la *Globigerina bulloides* avec les profils de production de ^{14}C suggère que la co-variabilité centenaire de ces deux paramètres est plus probablement lié à long terme à un forçage combiné solaire /océan-atmosphère (Figure III. 8).

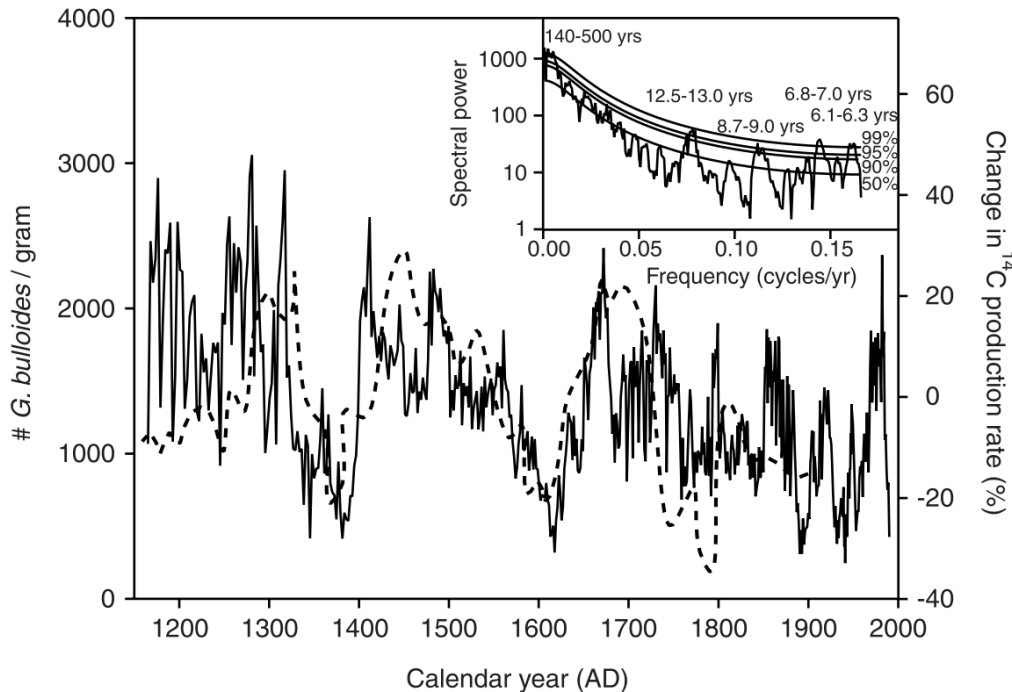


Figure III. 8. Covariation entre l'abondance de la *G. bulloides* et les variations de la production de ^{14}C . Les périodes de faible radiation solaire sont corrélées avec des périodes d'une abondance élevée de *G. bulloides* dans le Bassin de Cariaco (fort upwelling et des vents alizés). Cela peut suggérer un forçage solaire à long échelle de temps (Black *et al.*, 1999).

Mertens *et al.* (2009), en fonction de l'abondance de deux taxons de coccolithoridés dans les sédiments de la fosse de Cariaco, calculent un index et discute son usage potentiel comme traceur de l'upwelling (Figure III. 9). La combinaison de cet index avec des données de teneur en carbone organique total (COT), des rapports géochimiques des analyses de fluorescence X (Mg/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca et Mo/Al), de l'abondance de ptéropodes, et des analyses palynologiques, permet d'aboutir à un modèle explicatif de l'impact de la variation climatique sur l'environnement, les systèmes écologiques et la population du plancton.

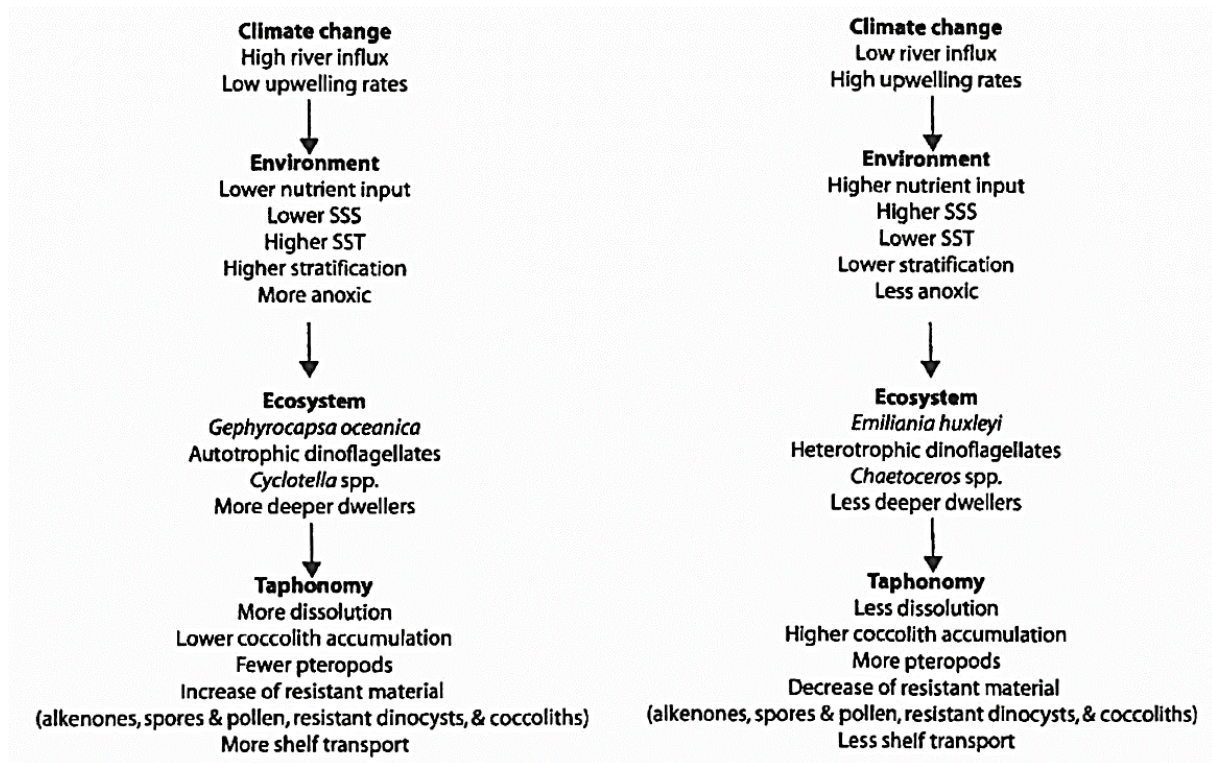


Figure III. 9. Modèle schématique paléo-écologique du Bassin de Cariaco en fonction des paramètres climatiques et environnementaux proposé par Mertens *et al.* (2009).

3.3. Singularités morphologiques: le cañon du Manzanares et le passage de Salazar

Les eaux du Golfe de Cariaco et celles de la Mer des Caraïbes se mélangent grâce à une dynamique poussée par les vents alizés avec un caractère saisonnier, lié à la position de la ZCIT. La bathymétrie joue aussi un rôle majeur dans ce processus.

Le Golfe est connecté avec la fosse de Cariaco par le cañon sous-marin de la rivière du Manzanares (Lorenzoni, 2012). Morelock *et al.* (1972) décrivent ce cañon en indiquant qu'il possède un axe E-W avec une pente moyenne de 3°11' en direction W, en attendant 1200 m de profondeur dans la Fosse de Cariaco (appelé aussi Bassin de Cariaco). Il possède 2,7 km de largeur près la ville de Cumaná et plus de 19 km sur son extrême occidental, avec un axe principalement droit et une section transversale asymétrique en V et un talus sud de 12° à 16° de pente.

De la même façon Morelock *et al.* (1972) estime que ce cañon a été modelé pendant le Pléistocène et que sa formation est liée à celle de la faille du Pilar, indiquant sa coïncidence avec la trace active de cette faille. González *et al.* (2004); Audemard (2006); et Audemard

(2007) proposent que ce cañon est le résultat d'un flux de sédiments et de glissements sous-marins déclenchés par des évènements sismiques.

Macsotay (1977) et Macsotay et Bladier (s/d) présentent un schéma en 3D du control néotectonique exercé par le système de failles de El Pilar sur la géométrie du socle rocheux et montrent l'existence d'un seuil tectonique sous-marin qui « ferme » le Golfe de Cariaco entre Punta Arenas et la ville de Cumaná, appelé « Seuil de Salazar » (Umbral de Salazar) (Figure III. 10).

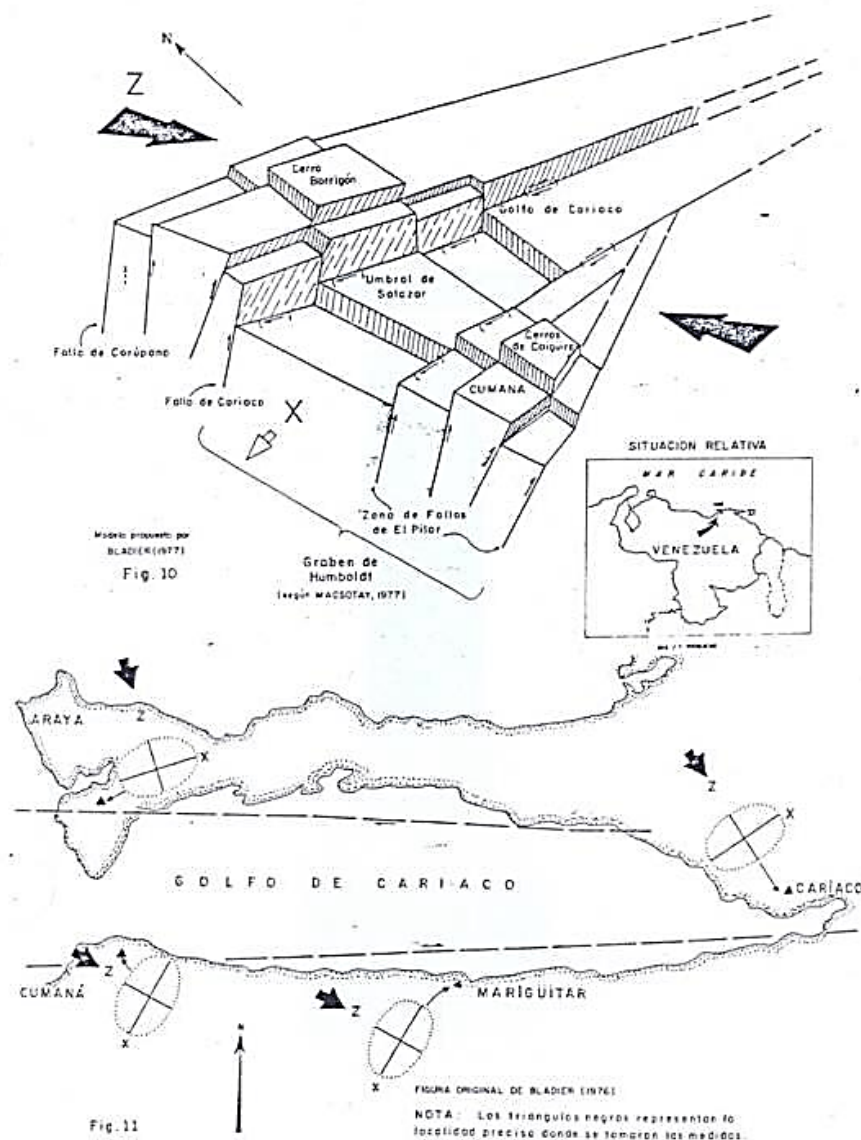


Figure III. 10. Modèle tectonique du « seuil de Salazar » proposé par Macsotay (1977) et Macsotay et Bladier (s/d).

Ces deux particularités de la partie ouest du Golfe de Cariaco contrôlent les échanges entre les masses d'eau de la Fosse et celles du Golfe (carte bathymétrique de la Figure III. 11). Des profils sismiques à haute résolution soulignent aussi cette morphologie (Figure III. 12).

Dans le sous-chapitre III.5.2, nous avons mis en valeur l'importance de cette connexion sur la dynamique d'échange de masses d'eau avec la mer des Caraïbes. Lorenzoni *et al.* (2009) indiquent que dans la zone d'embouchure du Manzanares ont aussi lieu des processus efficaces de transport de particules terrigènes et de MO le long de la côte vers le large et soulignent que la formation des couches néphéloïdes est un mécanisme efficace et essentiel pour le transport de sédiments. Les résultats de sa recherche, sur les pièges de sédiments à différentes profondeurs dans la fosse de Cariaco, indiquent que la formation d'une couche néphéloïde sub-superficielle (~100 m) perchée sur une surface isopycnale de $25,4 \text{ kg.m}^{-3}$, semble être un dispositif d'approvisionnement plausible de matériau terrigène dans la zone pendant les décharges fluviales.

Thunell *et al.* (1999) identifie l'origine potentielle de ces surfaces, notamment enrichies en particules détritiques fines, et les associe à des flux turbiditiques induits par secousse sismique *via* des glissements gravitaires où Mass Transport Deposits (MTDs), en fonction de ses observations sur les pièges de sédiments collectées aussi dans la fosse de Cariaco, après le séisme de 1997 qui a eu lieu sur la ville de Cumaná.

Sur ce sujet, Goni *et al.* (2009) évoquent ce mécanisme de transport sous le terme de « minéraux ballasts » pour faire référence à du matériel minéral biogénique (ex. coccolitophoridés, foraminifères, etc.) et terrigénique (e.g. minéraux argileux) associé à la matière organique particulière, qui se met en flottation le long de la colonne d'eau et qui jouerait un rôle crucial dans le flux de particules superficielles (<100 m) de la fosse.

Ce processus d'échange et de transport, combiné avec l'upwelling de la région, apparaît donc comme un mécanisme important pour la sédimentation dans le Golfe.

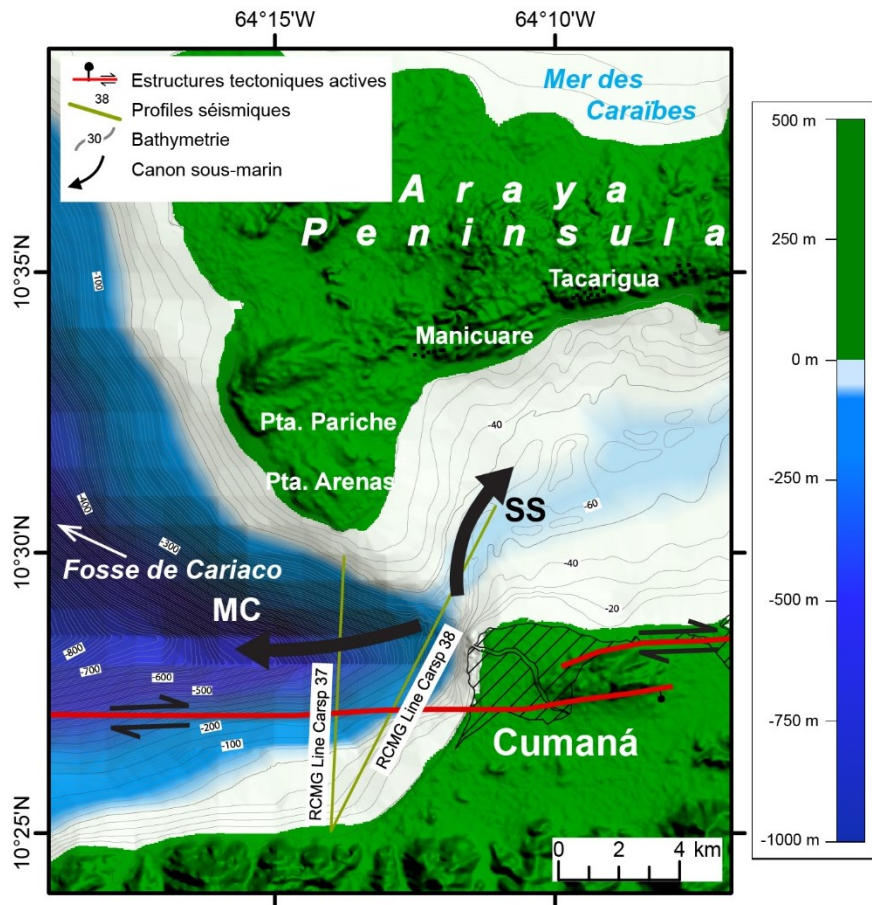


Figure III. 11. Carte bathymétrique de la partie ouest du Golfe de Cariaco. Un cañon sous-marin profond et le seuil de Salazar relie la Fosse au Golfe de Cariaco. Le seuil de Salazar correspond à un passage d'environ 50-60 m de profondeur. MC, Cañon de Manzanares et SS, seuil de Salazar.

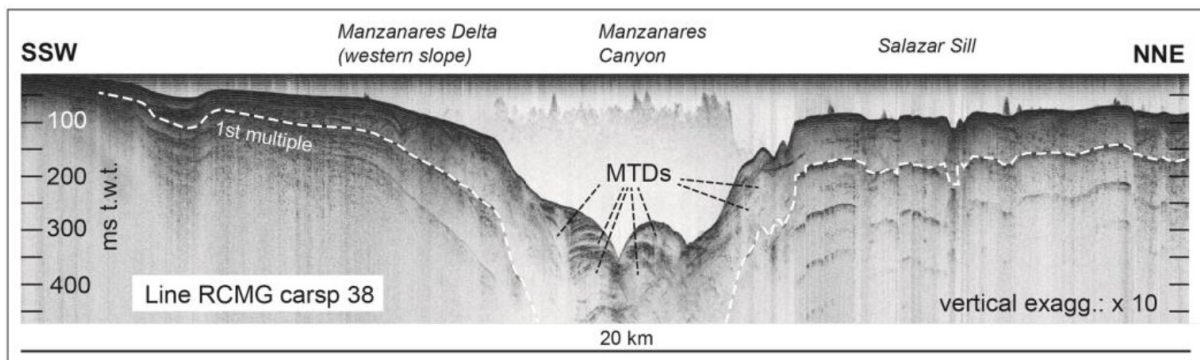


Figure III. 12. Profil sismique à haute résolution RCMG carsp 38 où il est possible d'observer le cañon du Manzanares et le seuil de Salazar à droite. De nombreux MTDs sont accumulés sur les pentes et au fond du cañon.

CHAPITRE IV: Enregistrement sédimentaire des 600 dernières années dans le Golfe de Cariaco

1. Introduction

Le golfe de Cariaco est un bassin semi-fermé, traversé par le segment VE-13b de la Faille de El Pilar, auquel a été attribué 5 des 9 grands séismes destructeurs connus dans la période historique/ instrumentale de la sismicité à l'Est du Venezuela (Audemard *et al.*, 2007). Van Welden (2007), après l'étude et interprétation des profils sismiques à haut résolution acquis dans le golfe, souligne le potentiel du remplissage sédimentaire (particulièrement celui de la dépression de Guaracayal) pour identifier les traces de l'activité sismique de la Faille d'El Pilar et signale la nécessité de carottes longues pour affiner la reconstruction de l'enregistrement paléoseismique lié à l'activité de ce segment de faille sous-marine.

Mon travail, en tant qu'étape nouvelle succédant à l'exploitation des données géophysiques du segment sous-marin de la faille du Pilar (Audemard, 2007; Van Welden, 2007), a été orienté vers la caractérisation de 13 carottes courtes (de 1 m environ) parmi les 19 sondages collectés dans le cadre de la campagne d'acquisition du Golfe de Cariaco en 2009. Leur localisation et caractéristiques sont répertoriées sur la

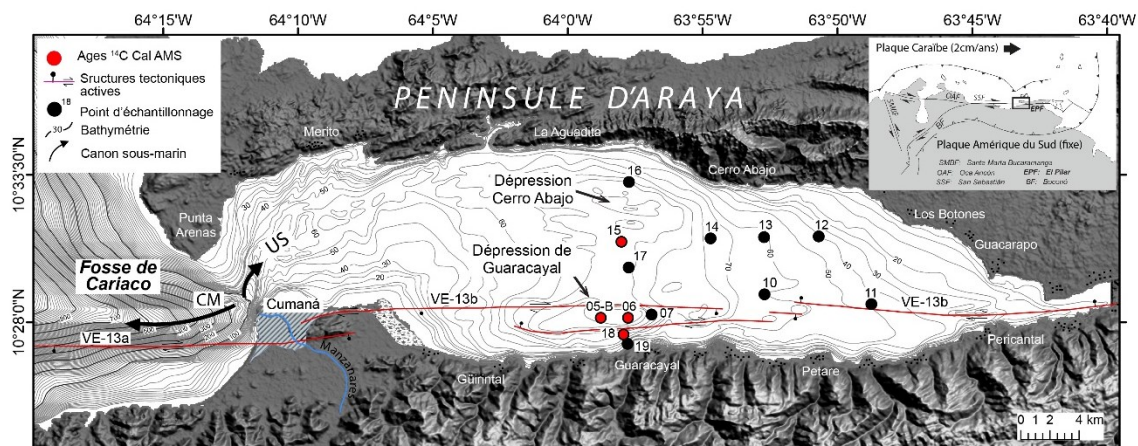


Figure IV. 1 et dans le Tableau IV. 1, respectivement. A travers l'étude détaillée de ces 13 sondages et dans le but d'identifier des perturbations séismo-induites, nous précisons l'impact de la sismicité dans les 600 dernières années de remplissage sédimentaire dans le golfe de Cariaco en tant que son potentiel comme archive paléoseismique.

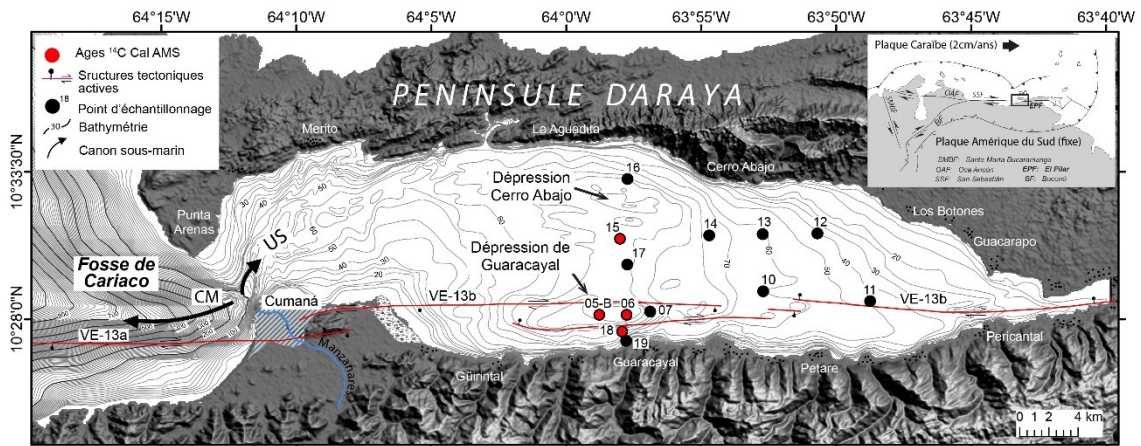


Figure IV. 1. Distribution spatiale de l'ensemble de sondages prélevés dans le Golfe de Cariaco.

Dans cette partie la description visuelle a été faite sur des frottis et des demi-sections des carottes. La composition et la nature du sédiment a été déterminée par diffraction X, analyses qualitatives de fluorescence X, pyrolyse ROCK-EVAL et perte à feu (LOI, Loss On Ignition). La texture des sédiments a été déterminée par microgranulométrie laser et le control chronologique par ^{14}C ASM.

La carotte Cariac-09-06, choisie en tant que référence, a été l'objet d'un maximum de mesures et observations. Cette carotte occupe une position particulière dans la partie la plus profonde du golfe et a montré l'ensemble des changements tant texturaux que géochimiques les plus significatifs. Le sondage Cariac-09-18 concerne la dynamique sur la côte sud du golfe. Les carottes sélectionnées permettent de synthétiser les « événements » identifiés dans la séquence sédimentaire du golfe, en évitant les descriptions répétitives avec un contrôle chronologique le plus détaillé possible. L'ensemble des analyses granulométriques par sondage sont dans l'annexe 1. Le Tableau IV. 1 fournit un inventaire des analyses exécutées et les coordonnées des sondages prélevés.

Tableau IV. 1. Coordonnées géographiques des 13 sondages collectés pendant la campagne d'acquisition Golfe de Cariaco 2009 avec synthèse des analyses exécutées.

Sondage	Prof. d'eau	Latitude	Longitude	Longueur (cm)	SM (pas de mesure)	Datation AMS	Granulométrie laser	LOI (pas de mesure)	Pyrolyse	Géochimie Qualitative	
1	CARIAC-09-05-B	87	10°28'10"N	63°58'46"W	101	5 mm	oui	x	2,5 cm	x	x
2	CARIAC-09-06	90	10°28'10"N	63°57'46"W	112	5 mm	oui	x	1cm	x	x
3	CARIAC-09-07	76	10°28'20"N	63°56'52"W	110,5	5 mm	non	x	non	non	non
4	CARIAC-09-10	54	10°29'03"N	63°52'42"W	113	5 mm	oui	x	non	non	x
5	CARIAC-09-11-B	32	10°28'41"N	63°48'44"W	59	5 mm	oui	x	non	non	x
6	CARIAC-09-12	44	10°31'12"N	63°50'42"W	102	5 mm	non	x	non	non	non
7	CARIAC-09-13	52	10°31'10"N	63°52'43"W	100	5 mm	non	x	non	non	non
8	CARIAC-09-14	62	10°31'08"N	63°54'42"W	100	5 mm	non	x	non	non	non
9	CARIAC-09-15	71	10°31'00"N	63°58'00"W	100	5 mm	oui	x	1cm	x	x
10	CARIAC-09-16	69	10°33'14"N	63°57'43"W	101,5	5 mm	non	x	non	non	non
11	CARIAC-09-17	70	10°30'02"N	63°57'44"W	105	5 mm	non	x	non	non	non
12	CARIAC-09-18	65	10°27'33"N	63°57'55"W	96	5 mm	oui	x	1 cm	x	x
13	CARIAC-09-19	42	10°27'12"N	63°57'47"W	58	5 mm	non	non	non	non	x

2. Description sédimentologique

La description visuelle associée aux résultats des mesures granulométriques, diffraction X (XRD) et des observations de frottis, effectués sur l'ensemble des carottes révèlent, globalement, qu'elles sont composées d'un sédiment silteux et argileux, riche en matière organique (voir la section 6.1. de ce chapitre) et avec des coquilles (peu abondantes et dispersées). En fonction des caractéristiques nous avons distingué trois faciès:

Faciès 1: Il s'agit d'un sédiment très foncé gris olive (olive gray 5 3/2), riche en matière organique et de structure homogène. Les résultats de distributions de taille de grain soulignent le domaine des particules silteuses (entre 15 et 60 μm), avec un pourcentage mineur d'argile et sable (~10 et 20%, respectivement). Les frottis permettent d'estimer que le silt est un mélange d'une fraction minérale détritique (~ 60%) et de différents types de matériaux biogéniques (~40%). La XRD, aussi bien que les frottis, mettent en évidence que la partie minérale est constituée notamment de gypse, quartz, calcite, halite, et de mica (Annexe 2). La fraction biogénique (Figure IV. 2a) inclus des foraminifères, du nannoplancton calcaire

(coccolitophoridés), des fragments de coquilles, des frustules de Diatomées (au total ~20%) et de la matière organique particulaire (MOP) (~20%). Ce faciès représente, dans la plupart des cas, environ de 90% du total des sédiments dans les différentes carottes. A partir de ces observations, ce faciès a été interprété comme la sédimentation normale permanente du Golfe.

Faciès 2: Il correspond à un faciès silteux, avec une couleur légèrement plus claire que celle du faciès 1 (olive gray 5 y 4/1) (Figure IV. 2b). Les mesures de perte à feu confirment qu'il s'agit d'un faciès plus détritique, avec une diminution importante de la matière organique et de la teneur en carbonates. Il se présente en forme de couches d'entre 2 et 4 cm d'épaisseur, accompagnées de matière organique particulaire (MOP) et fibreuse. Ce faciès est identifié trois fois dans le sondage prélevé dans la zone la plus profonde du golfe, dite dépression de Guaracayal (Cariac-09-06). Dans ces dépôts, la taille de grain moyen dépasse sensiblement la taille moyenne des particules dans la carotte entière (32 μm) et on n'y trouve pas une empreinte granulométrique distinctive sur ce paramètre, pourtant, une augmentation est identifiée dans la courbe Q99, où les valeurs maximales de la classe granulométrique grossière sont liées à ces niveaux.

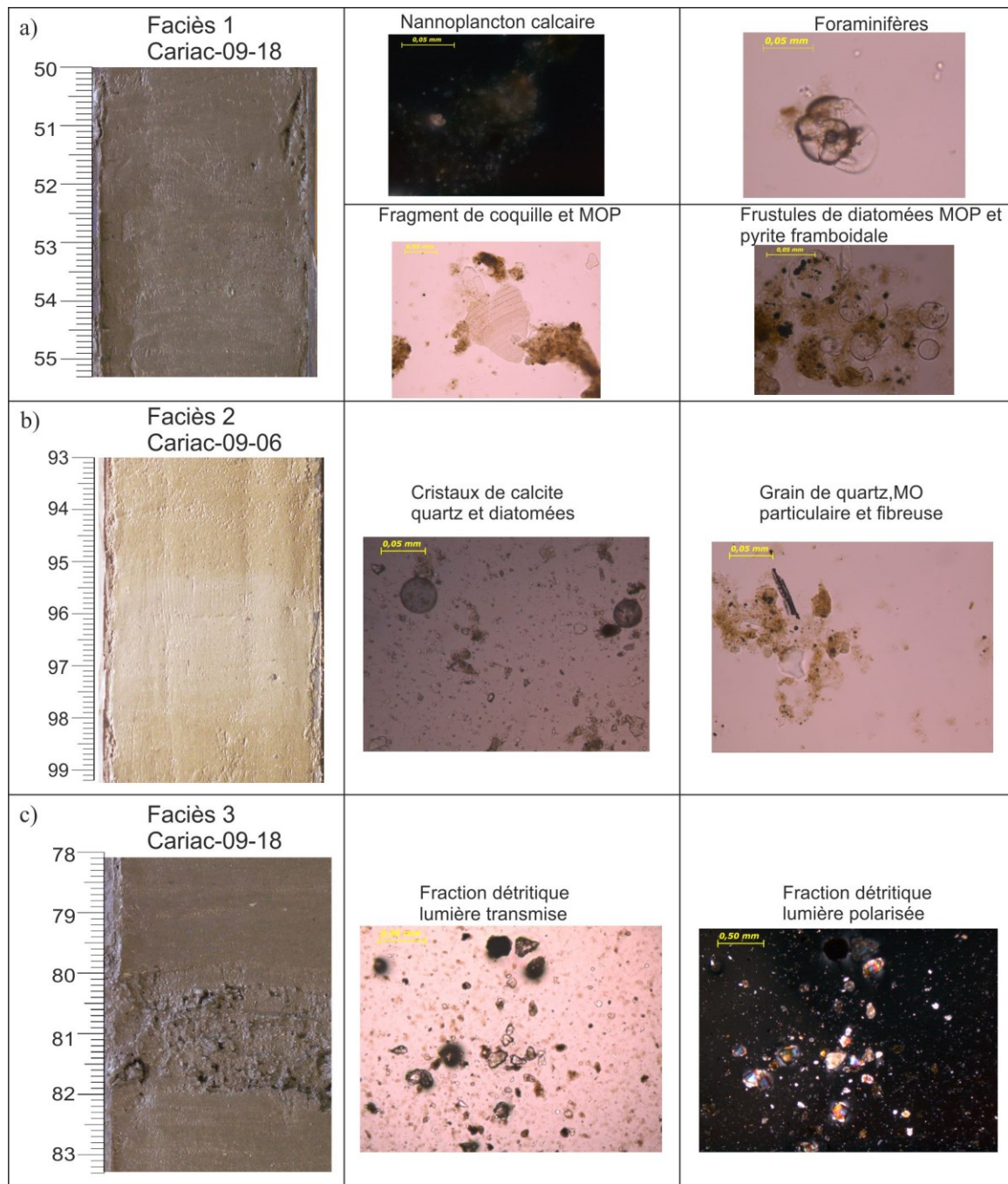


Figure IV. 2. Faciès identifiés dans le remplissage sédimentaire du Golfe de Cariaco. Photomicrographies des frottis en soulignant la fraction qui domine dans chaque faciès. a) Faciès 1: Coccolithophorides, Foraminifères fragments de coquilles, matière organique particulaire et frustules de Diatomées; b) Faciès 2: Particules de quartz et calcite, M.O fibreux et particulaire ; c) fraction détritique.

Faciès 3: Celui-ci correspond à des couches silto-sableuses de 4 à 6 cm d'épaisseur. Figure IV. 2c), de couleur foncée gris olive (olive gray 5 3/2), nettement plus détritique, sans contact érosif à la base ou au sommet. Ce faciès a été identifié deux fois dans la carotte prélevée dans une position de pente proche à la côte sud du golfe (Cariac-09-18). De la base

vers le sommet, ce faciès est constitué de 3 unités: 1) Une partie basale, granocroissante 2) le terme sommital, avec un granoclasement normal et 3) un niveau intermédiaire et transitoire, où la taille des grains est la plus grossière.

2.1. Caractérisation granulométrique du sondage Cariac-09-06

Bien que la taille du grain moyen de tous les faciès identifiés dans cette carotte est dans la classe granulométrique de la fraction de silteuse, il est possible de noter que la courbe Q99 signale le faciès 2 (plus claire) comme des pics dans la tendance générale de la courbe (intervalles A, B et C, Figure IV. 3).

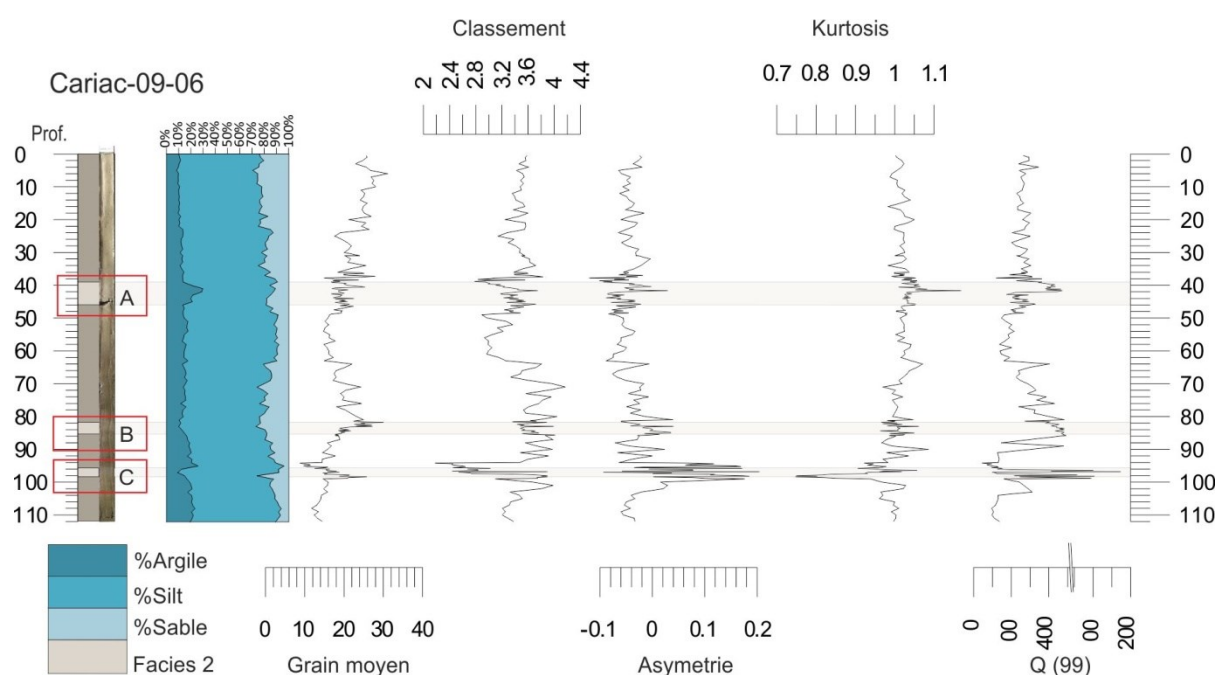


Figure IV. 3. Log de la carotte Cariac-09-06. Contenu en pourcentage de sable, silt et d'argile. Paramètres de distribution de la taille des particules, grain moyen, classement, asymétrie, Kurtosis et percentile 99. Dans les carrés rouges, les intervalles A, B, C décrits en détail.

Dans les niveaux détritiques d'intérêt, un échantillonnage a été effectué chaque 2 mm et les mesures granulométriques ont été réalisées dans une deuxième étape après l'élimination de la matière organique, avec du peroxyde d'hydrogène (H₂O₂ 100 vol.). L'évolution en profondeur des paramètres texturaux (grain moyen, classement, asymétrie et kurtosis) permettent une caractérisation détaillée de trois intervalles dans le faciès 2 identifié dans ce sondage (Figure IV. 4).

Intervalle A (40-45 cm): la taille de grain moyen dans ce dépôt correspond à un silt fin (15-25 μm). Cette boue, plus détritique que le faciès attribué à la sédimentation normale, est

composée de $68\pm 3\%$ de silt, un contenu d'argiles de $26\pm 6\%$ qui dépasse le double de la quantité moyenne enregistrée dans la sédimentation autochtone, et une quantité mineure de sable de $16\pm 3\%$. La distribution des différentes fractions granulométriques le long du dépôt ne varie pas de manière importante. Il s'agit d'un faciès de sédiment mal classé. Globalement, les courbes de distribution granulométrique sont symétriques mais avec une grande dispersion dans la classe silteuse.

Intervalle B (81-85cm): dans ce niveau, la taille du grain moyen varie entre 20-28 μm . La teneur en argiles varie entre 10-15% et de sable entre 15-25% avec une légère augmentation du pourcentage de ce dernier vers la partie supérieure. Il s'agit d'un faciès de sédiment mal classé. En général avec des courbes de distribution granulométrique symétriques, mais avec une grande dispersion.

Intervalle C (95-99cm): Il est caractérisé par la prédominance d'une taille du grain moyen silt ($71\pm 8\%$) entre fine et moyenne (8-24 μm), avec un pourcentage mineur d'argile ($17\pm 5\%$) et de sable ($12\pm 8\%$). Cet intervalle possède le pourcentage d'argile le plus élevé dans le sommet (25%) et de sable à la base (30%). Le dépôt est représenté par une séquence de tendance granodécroissante. Les courbes de distributions granulométriques sont unimodales au terme sommital et polymodales à la base, toujours avec le domaine de la fraction silt fin. L'asymétrie a tendance à se déplacer vers les fines de la base au sommet. En général le dépôt présente un mauvais classement, avec des améliorations vers la partie supérieure. L'augmentation relative de la kurtosis indique aussi une diminution de la dispersion du classement vers le sommet.

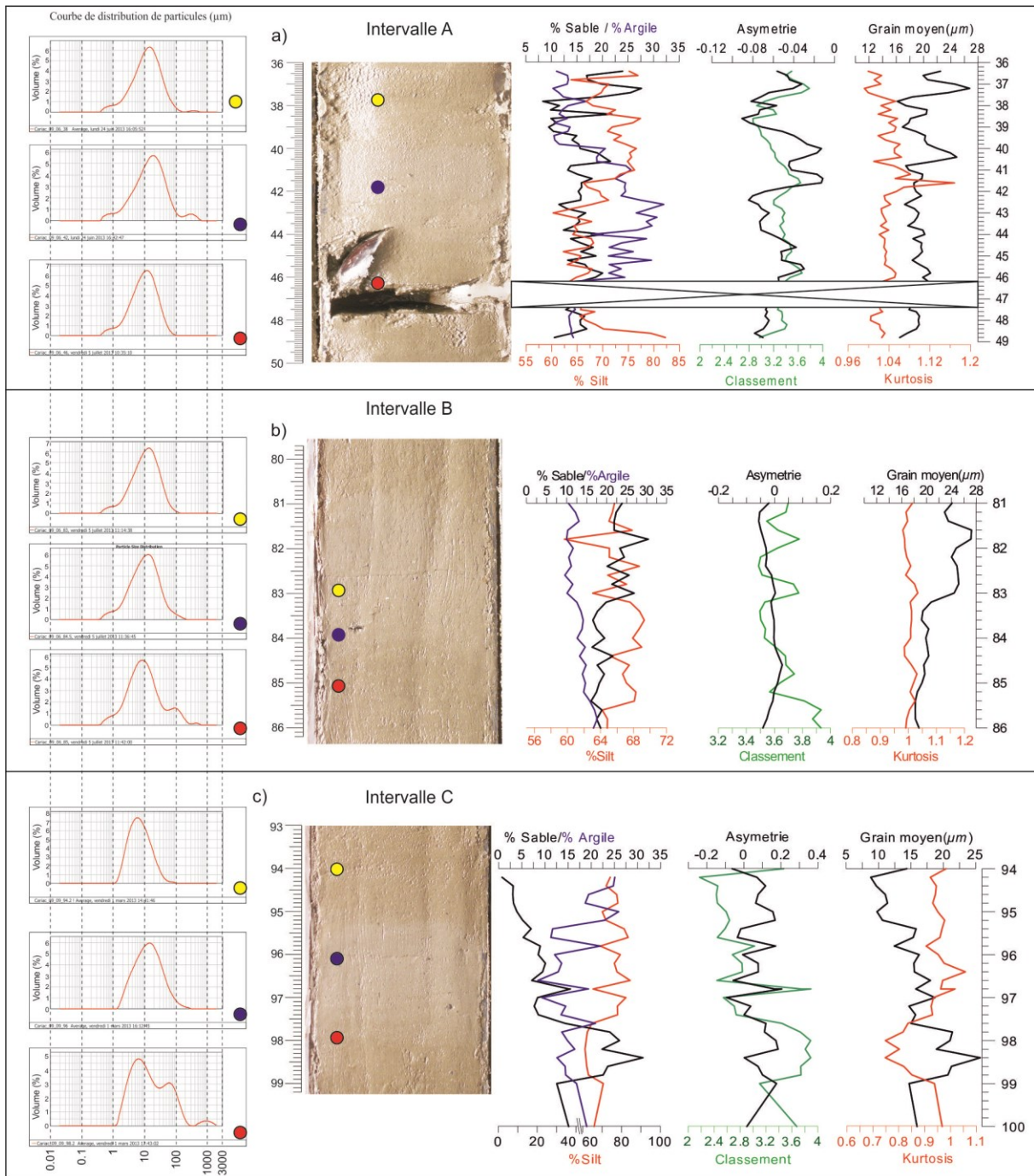


Figure IV. 4. Description des paramètres de distribution de taille des particules du faciès 2 après l'enlèvement de la matière organique identifiée sur le sondage Cariac-09-06.

2.2. Caractérisation granulométrique du sondage Cariac-09-18

La carotte Cariac-09-18 a été acquise dans la partie la plus proximale, à 2 km de la côte sud en face du village de Guaracayal (position relative dans la figure IV.1). La taille du grain moyen du faciès autochtone dans ce sondage est de $28 \pm 15 \mu\text{m}$ et s'agit d'un silt

organique, avec un index de classement mauvais autour de 3,4 ($\sigma=5\%$), une distribution symétrique et un index de kurtosis de 1, conforme à son mauvais classement (Figure IV. 5).

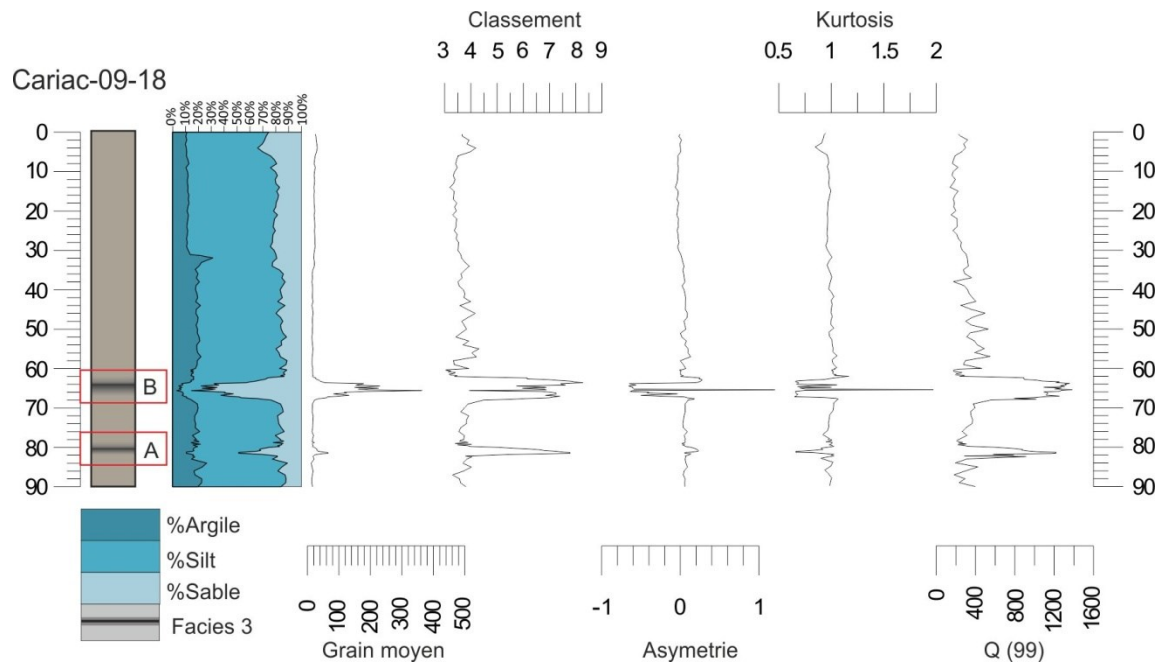


Figure IV. 5. Log de la carotte Cariat-09-18. Teneur en pourcentage de sable, silt et d'argile. Paramètres de distribution de la taille des particules, grain moyen, classement, asymétrie, kurtosis et percentile 99. Dans les carrés rouges, les sections A et B décrites en détail dans le texte.

Ce sondage montre deux niveaux correspondant au faciès 3 (Section A et B, Figure IV.5). Le plus profond (section A) atteint une taille de grain maximale de 80 μm correspondant au sable fin, en représentant autour de 50% de la fraction totale de ce dépôt. Dans cet intervalle, le classement est très mauvais.

Ce niveau détritique situé à 80 cm de profondeur a une épaisseur de 2 cm. Il présente quelques grains allant jusqu'à 2 mm de diamètre, qui ne font pas partie de la classification en raison de la limite de mesure du granulomètre et de sa quantité limitée, ils s'agissent principalement de fragments de roches calcaires et de grès, concentrés au milieu du dépôt, il montre une base à granoclassement inverse et après avoir atteint les valeurs maximums de grain moyen, reprend un granoclassement normal. Une description détaillée permet de signaler l'augmentation de la fraction sableuse dans le niveau central aussi bien que l'index d'asymétrie et classement (Figure IV. 6).

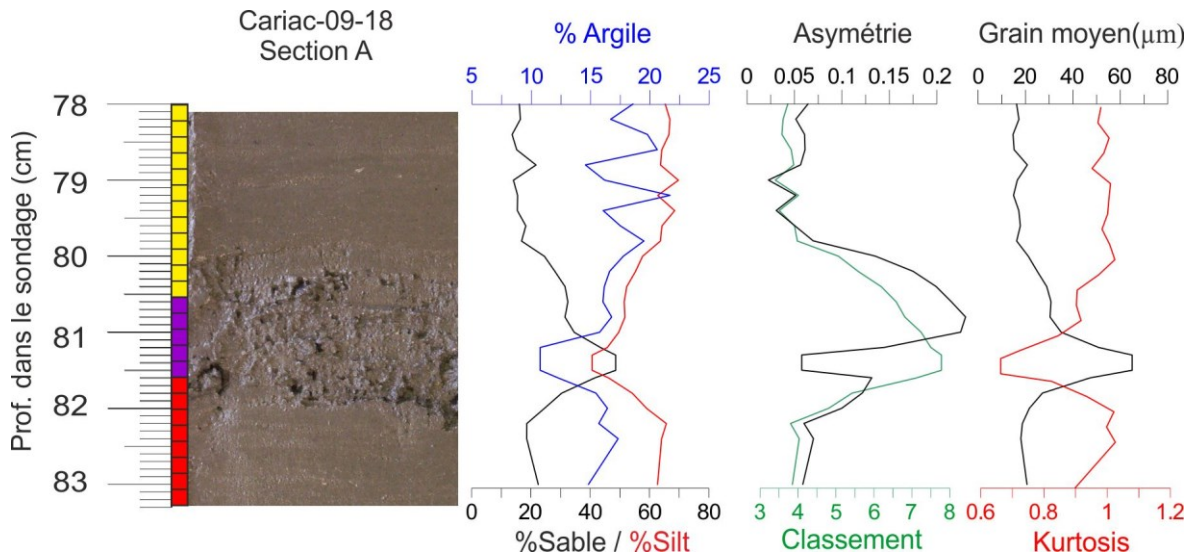


Figure IV. 6. Détail de la section A du sondage Cariat-09-18. Teneur en pourcentage de sable, silt et d'argile. Paramètres de distribution de la taille des particules: classement, asymétrie, kurtosis et grain moyen. À gauche l'échèle d'échantillonnage pour le diagramme CM et classement vs asymétrie de la Figure IV. 8.

Les courbes de distribution de taille de grain par échantillon illustrent plus en détail l'évolution de la classification des sédiments de ce faciès (Figure IV. 7). On y observe l'augmentation relative et progressive de la fraction sableuse par rapport à la sédimentation normale, au milieu atteint un maximum relatif et commence alors une diminution progressive de la fraction terrigène grossière, en revenant au domaine des faciès silteux autochtones.

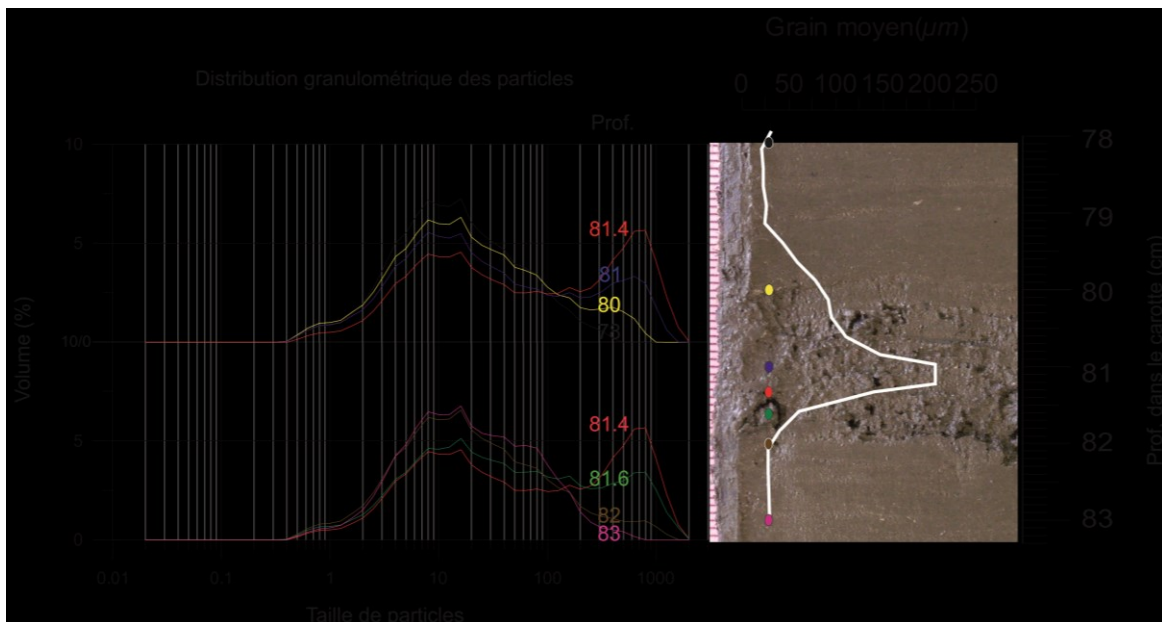


Figure IV. 7. Courbes de distribution granulométrique du sédiment correspondant à la section A du sondage Cariat-09-18.

Sur le diagramme de Passega (Figure IV. 8a), il est possible de distinguer un modèle dynamique qui peut être plus facile à lire en conjonction avec l'évolution texturale des mêmes échantillons sur le diagramme Asymétrie vs. Classement (Figure IV. 8b). Le sédiment

autochtone (points jaunes) a une distribution granulométrique symétrique avec un mauvais classement et a été mis en place dans des conditions de suspension uniforme. Le processus de sélection des grains par taille commence avec une augmentation progressive de l'énergie du milieu. Les particules sont transportées progressivement par traction-suspension pendant la formation du granoclassement inverse, le sédiment montre un très mauvais classement et une distribution asymétrique vers les grossiers. En diminuant l'énergie du milieu de transport, il se produit le renversement de la trajectoire décrite sur le schéma CM (Passega, 1964) avec une diminution globale du percentile 50. Les index d'asymétrie et classement chutent progressivement pendant le processus de granoclassement normal, jusqu'à atteindre les valeurs de départ typique de la sédimentation normale.

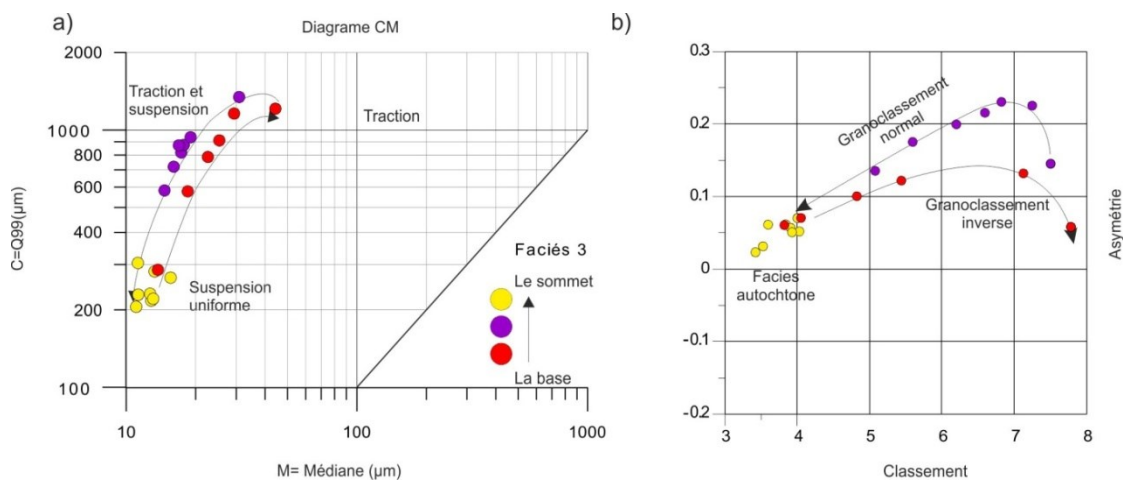


Figure IV. 8. Diagrammes CM (Passega, 1964) et asymétrie vs classement avec l'évolution texturale depuis la base au sommet du sédiment de la section A de la carotte Cariac-09-18. L'échantillonnage a été fait selon l'échelle verticale affichée sur le Figure IV. 6 avec un intervalle de prélèvement entre 2 et 5 mm.

Le deuxième niveau, moins profond et situé à 63 cm de profondeur (section B, Figure IV. 5), a une valeur maximale de la taille du grain moyen de 450 µm, avec la singularité d'une asymétrie fortement positive avec un meilleur classement vers les grossiers au milieu du dépôt, tendance contraire à la base et au sommet de la couche décrite.

Ce niveau de 4 cm d'épaisseur de sable (Figure IV. 9) a une apparente morphologie en coin, dont l'inspection interne révèle l'existence de la fraction de sable à l'intérieur. La courbe de la taille de grain moyen présente un profil de granoclassement inverse à la base et normal au sommet. Le sédiment a un très mauvais classement et une asymétrie vers les fins, sauf au milieu où améliore le classement et l'asymétrie a un biais vers la fraction grossière.

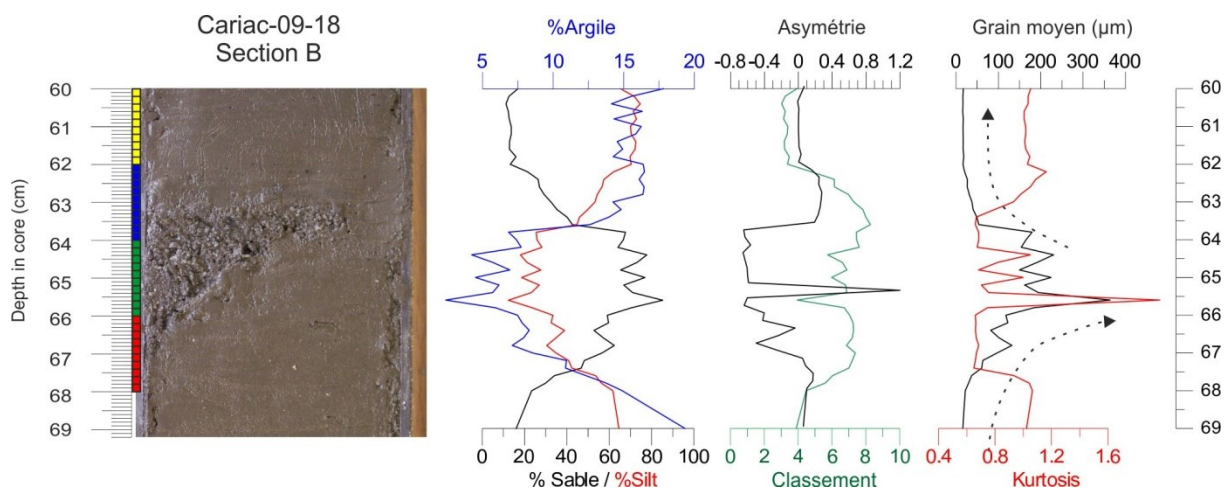


Figure IV. 9. Détail de la section B du sondage Cariat-09-18. Contenu en pourcentage de sable, silt et d'argile. Paramètres de distribution de la taille des particules: classement, asymétrie, kurtosis et grain moyen. À gauche l'échelle d'échantillonnage pour le diagramme CM et classement vs asymétrie de la Figure IV. 11.

Les courbes de distribution de taille de particules (Figure IV. 10) montrent l'évolution du processus de granoclassement de la base au sommet. Le granoclassement inverse de la base est le résultat d'une augmentation relative de la fraction de sable par rapport à la matrice silteuse.

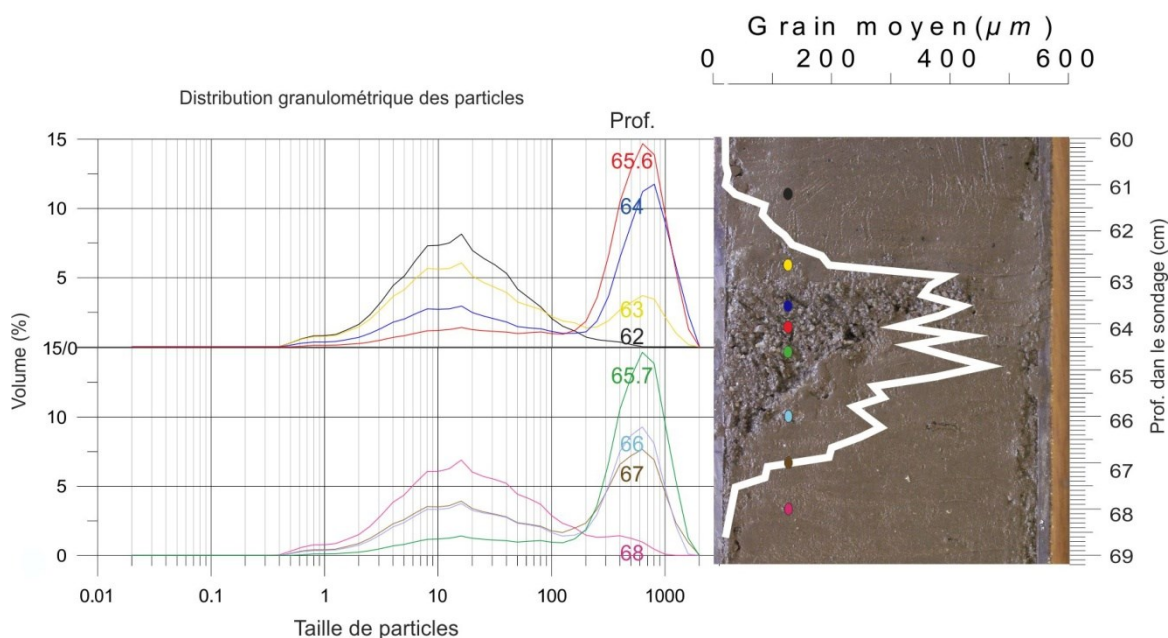


Figure IV. 10. Courbes de distribution granulométrique du sédiment correspondant à la section B du sondage Cariat-09-18.

Le diagramme de CM illustre l'évolution de la taille des grains de la section B de Cariat-09-18 de la base au sommet (Figure IV. 11a), en montrant quatre étapes pendant le

processus de transport: (I) un dépôt en suspension uniforme de particules allochtones, (II) le transport par traction-suspension et la formation du granoclassement inverse, (III) le transport des particules classées dans le Q50 avec plus de 200 μm par traction, (IV) le transport par traction-suspension et la formation du granoclassement normal. Le modèle montre le renversement du processus évolutif lié au changement du granoclassement du dépôt.

Sur le diagramme classement vs. asymétrie, il est possible de distinguer un parcours. La Figure IV. 11b montre comment dans les extrémités du dépôt le classement améliore, et pendant les transitions vers la partie central le sédiment a la tendance de se grouper vers le grossier (asymétrie=-0.4), lors de la formation du granoclassement inverse l'asymétrie se déplace vers les fines (asymétrie = 0.4).

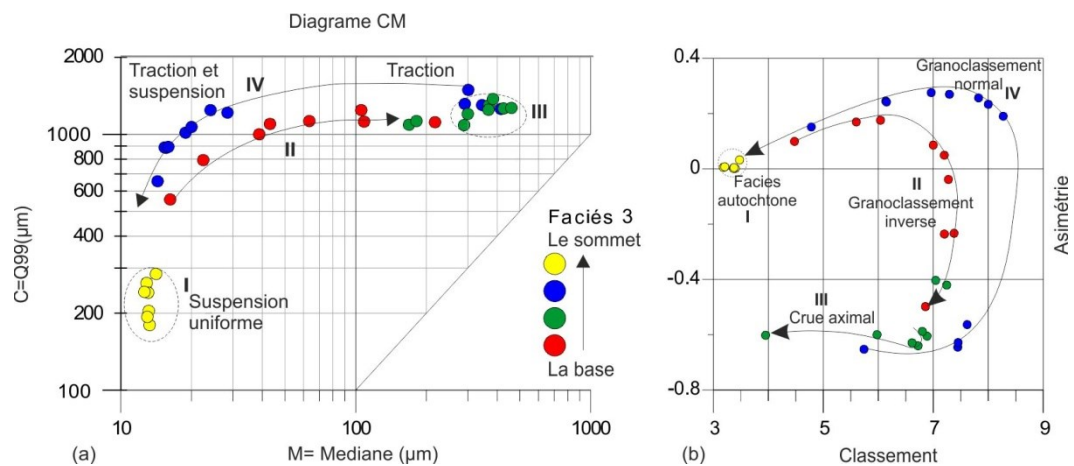


Figure IV. 11. Diagrammes CM(Passéga, 1964) et asymétrie vs. classement avec l'évolution textural de la base au sommet du sédiment de la section A du carotte Cariat-09-18. L'échantillonnage a été fait selon l'échelle verticale affichée sur le Figure IV.9 avec un intervalle entre 2 et 5mm.

2.3. Variabilité de la taille du grain moyen dans le bassin

Nous avons déjà fait référence à la taille du grain moyen, en expliquant que globalement les sédiments qui dominent dans le bassin sont du type silt. Pour améliorer la traçabilité du faciès 2, décrit comme le plus détritique et avec un contenu de particules fines majeure que celui du faciès autochtone, les profils de teneur en argiles (particules $<4\mu\text{m}$) ont été aboutis. Nous avons utilisé le rapport K/Rb comme un support pour l'identification des niveaux de granulométrie les plus fines, en raison des contraintes sur l'identification visuelle face à la teneur élevée de matière organique. L'utilisation du rapport K/Rb, comme un traceur à haute résolution de dépôts avec un contenu relative plus élevé de particules fines, est basé sur l'hypothèse de que le K est associé aux argiles (Rothwell *et al.*, 2006) aussi bien que le

Rb ; ce rapport fournit information sur la nature minéralogique de la fraction détritivée sélectionnée. L'affichage de la variabilité de la distribution géographique et en profondeur du contenu des argiles ($> 4\mu\text{m}$) et le rapport K/Rb est représentée dans la Figure IV. 12 et IV. 13.

Les profils de contenu d'argiles et K/Rb, distribués sur un axe Est-Ouest qui traverse la dépression de Guaracayal, montrent un niveau corrélable, caractérisé pour l'abondance de particules fines (Figure IV. 12). Ce niveau a une profondeur qui varie entre 38 et 20 cm (ligne pointillée) et peut-être suivi dans les carottes Cariat-09-05B, Cariat- 09-06, Cariat-09-10 et Cariat-09-11B.

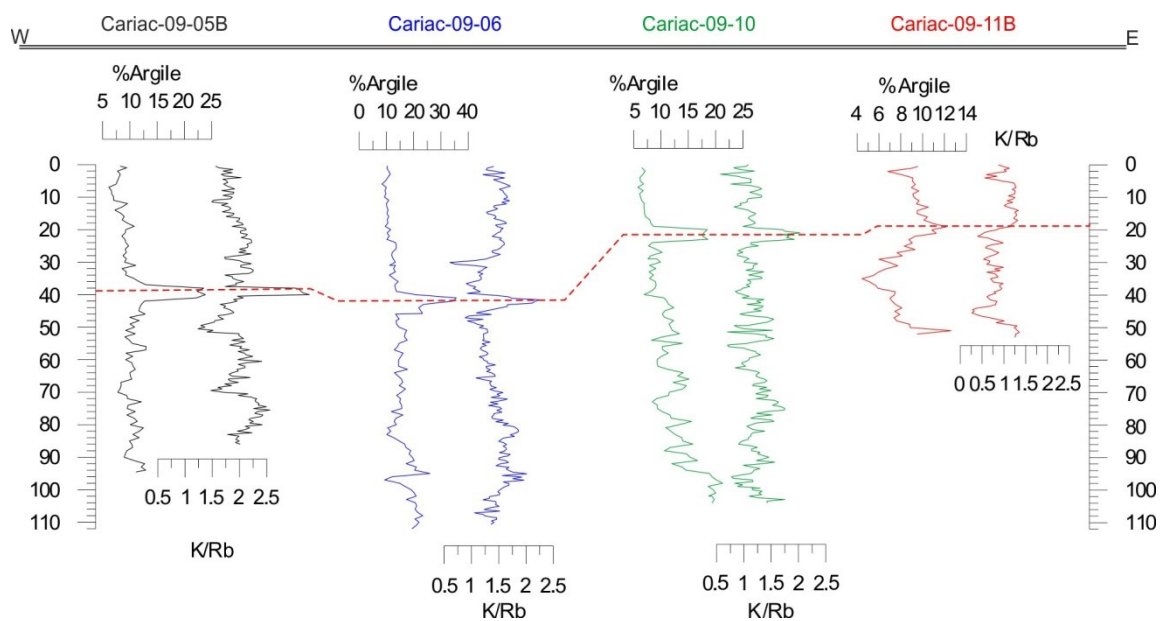


Figure IV. 12. Variabilité de la distribution de la taille de grain moyen dans la zone nord du golfe de Cariaco sur l'axe E-W et qui traverse la dépression de Cerro Bajo. Niveau de maximum teneur en argiles, supporté par le rapport K/Rb, indicateur de minéraux d'argiles (ligne pointillée).

Cette surface argileuse peut être aussi suivie sur un groupe de sondages prélevés sur un axe transversal Nord-Sud dans le golfe (

Figure IV. 13), qui montrent un niveau enrichi en particules fines et une augmentation du rapport K/Rb (entre 30 et 35 cm prof.). L'évaluation de l'extension spatiale de cette singularité texturale dans le bassin indique un impact global sur la dynamique des sédiments du golfe.

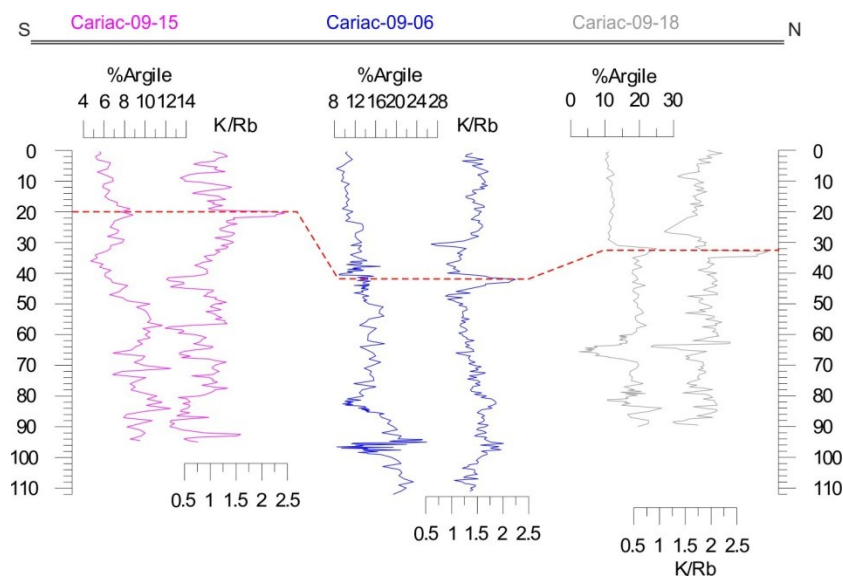


Figure IV. 13. Variabilité de la distribution de la taille de grain sur un axe N-S. Niveau de maximum teneur en argiles, supporté par le rapport K/Rb, indicateur de minéraux d'argiles (ligne pointillée).

3. Control radiochronologique par ^{14}C AMS et taux de sédimentation

Dans le cadre de ce travail ont été faits des efforts en termes de restitution de l'ordre chronologique de la séquence sédimentaire afin de: a) établir la relation âge/profondeur dans les carottes du golfe à partir d'un modèle d'âge, b) restreindre dans le temps les événements identifiés et c) les corrélérer parmi les différents sites de prélèvement. Les 40 échantillons récupérés entre les sondages Cariac-09-05B, Cariac-09-06, Cariac-09-10, Cariac-09-11B, Cariac-09-15 et Cariac-09-18, peuvent être classés en trois types de matériaux: 1) macrorestes végétaux ; 1) restes carbonatés (coquilles de Ptéropodes bien conservées et des bivalves; et finalement 3) fraction organique particulière du sédiment total. Les âges radiocarbone dérivés des reste végétaux, bien que fiables, ont en moindre quantité, seulement deux échantillons ont été collectés, une feuille dans le sondage Cariac-09-06 et un fragment de bois bien conservé dans le Cariac-09-10.

Les âges fournis pour les coquilles semblent être cohérents et assez nombreux pour la construction de modèles d'âge linéaires consistants. Après la calibration, les âges restent dans l'ordre de grandeur attendu pour le taux de sédimentation estimé par sismique à haute résolution. *A priori* on considère que les coquilles, soient benthiques soient planctoniques, enregistrent un effet réservoir local négligeable (Aguilar 2015, soumis). Pour chaque macroreste (marin ou végétal), un échantillon contemporain de sédiment qui l'entoure, a été prélevé. Ces derniers correspondent au sédiment silteux riche en matière organique particulière, dont le carbonate a été éliminé par lavage en acide dans le laboratoire. Ainsi, l'ensemble des âges

conventionnels dérivés de ce type d'échantillons provient de la matière organique du sédiment total. Ces âges sont tous surestimés et s'éloignent largement de la relation âge/profondeur proposée par le model d'âge des échantillons carbonatés.

Parmi les 40 échantillons collectés, 20 ont été pris de la carotte Cariac-09-06, dont la localisation dans la dépression de Guaracayal avec une sédimentation condensée, potentiellement capable d'enregistrer la plupart des « événements » qui ont affecté le Golfe. La densité d'âge radiocarbone obtenue sur les différents types de matériaux dans ce sondage, a permis de repérer un écart presque systématique d'environ 650 ans entre le couple d'âges coquilles/sédiment total. Un tel décalage a été interprété comme un effet réservoir enregistré dans la matière organique du golfe. Ce sujet a été abordé en détail sur l'article Aguilar et al. (2015) accepté par la revue *Quaternary Geochronology* «CALCULATION OF THE RESERVOIR AGE FROM ORGANIC AND CARBONATE FRACTIONS OF SEDIMENTS IN THE GULF OF CARIACO (CARIBBEAN SEA)», annexe dans la méthodologie (chapitre 2.9). Une valeur d'effet réservoir local (ΔR) de 633 ± 24 ans est proposée, afin de corriger l'âge de la MO totale des échantillons de sédiment, ainsi qu'une valeur ΔR négligeable pour les coquilles a été estimée. Dans cet article les données dérivées de la carotte Cariac-09-05B ont été utilisées pour valider la méthode de calibration.

Uniquement dans le cas du sondage Cariac-09-18 la relation âge/profondeur est inversée. Des considérations particulières liées à l'emplacement de cette carotte, en position de pente près de la trace de la faille du Pilar, peuvent expliquer cet effet qui sera discuté ultérieurement.

3.1. Calibration des âges radiocarboniques

Les datations ^{14}C AMS (40 au total) sont répertoriées dans le Tableau IV. 2, où sont mentionnés les âges conventionnels et les âges calibrés selon la nature de l'échantillon. Les macrorestes végétaux (feuilles et morceaux de bois) ont été calibrés avec la courbe IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013). Ceux qui correspondent à la fraction organique du sédiment total, considérés largement d'origine marine, selon les résultats de Pyrolyse ROCK EVAL, ont été calibrés avec la courbe Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) et une correction de $\Delta R = 633 \pm 24$ ans proposée par Aguilar et al. (2015) fut appliquée. Dans le cas des coquilles, tant pour les bivalves que pour les Ptéropodes, la calibration a été faite avec la courbe Marine 13 et un $\Delta R=0$.

Tableau IV. 2. Âges ^{14}C AMS des sondages Cariac-09-05B, Cariac-09-06, Cariac-09-10, Cariac-09-11B, Cariac-09-15 et Cariac-09-18. Les calibrations sont effectuées avec le système clam 2.2 (Blauuw, 2010) en utilisant la courbe d'étalonnage Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) et la valeur $\Delta R = 633 \pm 24$ ans pour les âges dérivés de la fraction organique du sédiment.

	N°	Lab. code	REF.	Prof. (cm)	Matériel ¹	Age radiocarbone conventionnel (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ o/oo	Cal. BP 2 σ "Clam "	Médiane
Cariac-09-06	1	Beta - 388628	Cariac-09-06_1	15.5	PTR*	-910 \pm 21	N/A	-8--47	-44
	2	Beta - 388629	Cariac-09-06_2	15.5	FOS**	510 \pm 30	-20.4	246-post 0	135
	3	Beta - 388630	Cariac-09-06_3	28.5	CB	400 \pm 30	+0.8	103-post 0	40
	4	Beta - 388631	Cariac-09-06_4	28.5	FOS	1080 \pm 30	-20.2	222-post 0	54
	5	Beta - 388644	Cariac-09-06_17	34	CB	480 \pm 30	N/A	226-post 0	87
	6	SacA 32328	Cariac-09-06a	39	FOS	1070 \pm 30	-21	184-post 0	49
	7	Beta - 388632	Cariac-09-06_5	46	FEU***	150 \pm 30	-28.4	283-post 0	161
	8	Beta - 388633	Cariac-09-06_6	46	FOS	1230 \pm 30	-20.4	317-118	238
	9	Beta - 388634	Cariac-09-06_7	52	PTR	610 \pm 30	N/A	309-141	258
	10	Beta - 388635	Cariac-09-06_8	52	FOS	1210 \pm 30	-19.7	296-97	212
	11	Beta - 388636	Cariac-09-06_9	65.5	CB	670 \pm 30	NA	405-262	316
	12	Beta - 388637	Cariac-09-06_10	65.5	FOS	1210 \pm 30	-19.7	296-97	207
	13	SacA 32329	Cariac-09-06b	80	FOS	1100 \pm 30	-20.3	226-post 0	72
	14	Beta - 388638	Cariac-09-06_11	83.5	FOS	1620 \pm 30	-21.0	639-513	571
	15	SacA 32330	Cariac-09-06c	94	FOS	1490 \pm 30	-20.3	537-422	483
	16	Beta - 388639	Cariac-09-06_12	95	FOS	1950 \pm 30	-22.3	940-764	859
	17	Beta - 388640	Cariac-09-06_13	101	CB	1000 \pm 30	+0.2	640-527	583
	18	Beta - 388641	Cariac-09-06_14	101	FOS	1670 \pm 30	-19.2	666-537	609
	19	Beta - 388642	Cariac-09-06_15	107	PTR	1100 \pm 30	N/A	723-609	658
	20	Beta - 388643	Cariac-09-06_16	107	FOS	1760 \pm 30	-20.4	757-622	677
Cariac-09-18	21	Beta - 388645	Cariac-09-18_1	35	CB	1710 \pm 30	-1.6	1328-1189	1265
	22	Beta - 388646	Cariac-09-18_2	35	FOS	2010 \pm 30	-21.7	1027-822	923
	23	Beta - 388647	Cariac-09-18_4	48	CB	1790 \pm 30	-1.8	1397-1271	1328
	24	Beta - 388648	Cariac-09-18_5	48	FOS	2400 \pm 30	-21.3	1393-1246	1310
	25	Beta - 388649	Cariac-09-18_6	62	CB	1560 \pm 30	+0.4	1217-1038	1119
	26	Beta - 388650	Cariac-09-18_7	62	FOS	2350 \pm 30	-21	1343-1185	1271
	27	Beta - 388651	Cariac-09-18_8	82	FOS	1720 \pm 30	-20.5	714-561	649
	28	SacA 32331	Cariac-09-18	83	FOS	2060 \pm 35	-13.1	1066-896	971
	29	Beta - 388652	Cariac-09-18_10	89	FOS	1790 \pm 30	-20.5	780-642	699
	30	Beta - 388653	Cariac-09-18_11	89	CB	1090 \pm 30	+0.6	715-568	651
Cariac-09-10	31	Beta - 388656	Cariac-09-10_3	41	CB	780 \pm 30	N/A	485-329	426
	32	Beta - 388657	Cariac-09-10_4	41	FOS	1230 \pm 30	-16.9	317-118	244
	33	Beta - 388658	Cariac-09-10_5	74	Bois***	1150 \pm 30	-26.8	1173-980	1059
	34	Beta - 388657	Cariac-09-10_7	75	FOS	2350 \pm 30	-21	1343-1185	1271
Cariac-09-05B	35	Beta - 390259	CARIAC0905B_30	30	FOS	1040 \pm 30	-19.9	121-0	48
	36	Beta - 388661	Cariac-09-05B_61	61	FOS	1390 \pm 30	-20.1	473-304	395
	37	Beta - 388662	Cariac-09-05B_91	91	FOS	1700 \pm 30	-19.7	692-548	629
	38	SacA 18574	Cariac-09-05B	95	FOS	1820 \pm 30	-20.10	820-655	729
39	Beta - 388664	Cariac-09-11B_2	27	FOS	1280 \pm 30	-19.2	417-226	290	
40	SacA 18575	Cariac-09-15	95	FOS	2160 \pm 30	-15.8	1177-970	1083	

Acronymes et abréviations
PTR: Ptéropode, FOS: Fraction organique du sédiment, CB: Coquille de bivalve, FEU: f euille
***âge pMC calibré avec la courbe postbomb_NH2**
****=sans correction ΔR**
*****=âge calibré avec IntCal13**

Pour la calibration, le logiciel « clam 2.2 » a été utilisé (Blaauw, 2010). Pour des raisons de simplification, particulièrement pour aboutir une courbe âge/profondeur, l'intervalle d'âge calibré à 2 sigmas, éventuellement doit être réduit à des estimations ponctuelles. Dans ce travail on a choisi la probabilité médiane, considérée comme une valeur statistique assez robuste (Telford *et al.*, 2004)

Dans le cas particulier de l'échantillon Cariac-09-06-1 (le plus superficiel de la carotte), l'âge conventionnel a été rapporté en pourcentage de carbone moderne (pCM). Il s'agit d'un matériau avec des valeurs plus élevées de ^{14}C que le standard de référence moderne (1950 AD). La source de cette ^{14}C "extra" dans l'atmosphère est à cause des tests thermonucléaires des années 1950. Dans ce cas, la limite inférieure de deux sigmas (2σ) se prolonge jusqu'à la région de temps avant 1950 AD et il y a une certaine probabilité que cet âge soit dans le 18ème, 19ème ou 20ème siècle. L'équivalent radiocarbone de cet âge a été calculé par le code « clam » (Blaauw, 2010) et l'âge BP résultant calibré avec la courbe post-bombe (postbomb-NH2) correspondante à la zone 2 de l'hémisphère Nord (Hua *et al.*, 2013). L'âge de la fraction organique du sédiment équivalent à cette profondeur (Cariac-09-06-2) semble être aussi affecté par ce fait, raison pour laquelle la correction avec la valeur de ΔR calculé n'est pas appliquée.

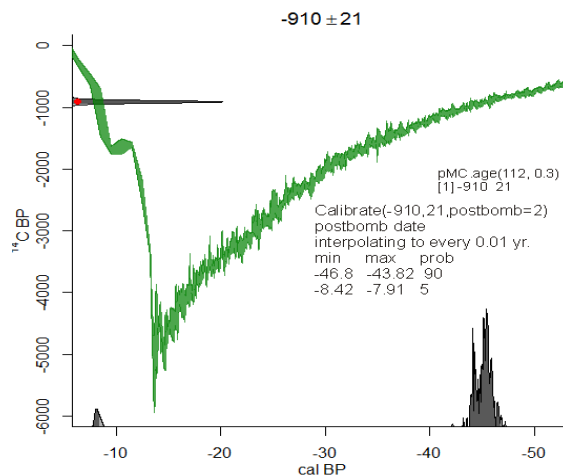


Figure IV. 14. Correction de l'âge radiocarbone BP pMC de l'échantillon Cariac-09-06-1 prélevé à 15 cm de profondeur, avec la courbe de ^{14}C atmosphérique correspondant à la seconde moitié du 20^{ème} siècle dans l'hémisphère nord.

Les critères de suppression d'âges sur- et sous-estimés de chaque modèle sont signalés dans les sous-chapitres suivants qui synthétisent les principaux résultats.

3.2. Datations ^{14}C par AMS du sondage Cariac -09-10

Sur cette carotte ont été collectés 4 échantillons pour datation ^{14}C AMS. Ils correspondent à un morceau de bois bien conservé, un bivalve entier et un échantillon du sédiment qui entoure chaque macro-reste. L'inspection visuelle n'a pas conduit à l'identification d'événements de remaniements pouvant avoir interrompu la sédimentation normale. L'écart entre les âges conventionnels de la coquille carbonatée et l'échantillon de sédiment contemporain est de 450 ans et la différence entre la coupla *macro-reste végétal/MO du sédiment total* est 2.5 fois plus grande comme illustrée à la Figure IV. 15a. Ces déviations s'expliquent par une différence entre l'âge réel de l'échantillon et l'âge de piégeage de la fraction organique daté dans les sédiments. Les âges bruts corrigés, incluent l'application de la correction de l'effet réservoir $\Delta R=633\pm 24$ sur les échantillons de sédiment total, et ils sont représentés sur la Figure IV. 15b où il est possible constater la superposition des intervalles d'âges calibrés.

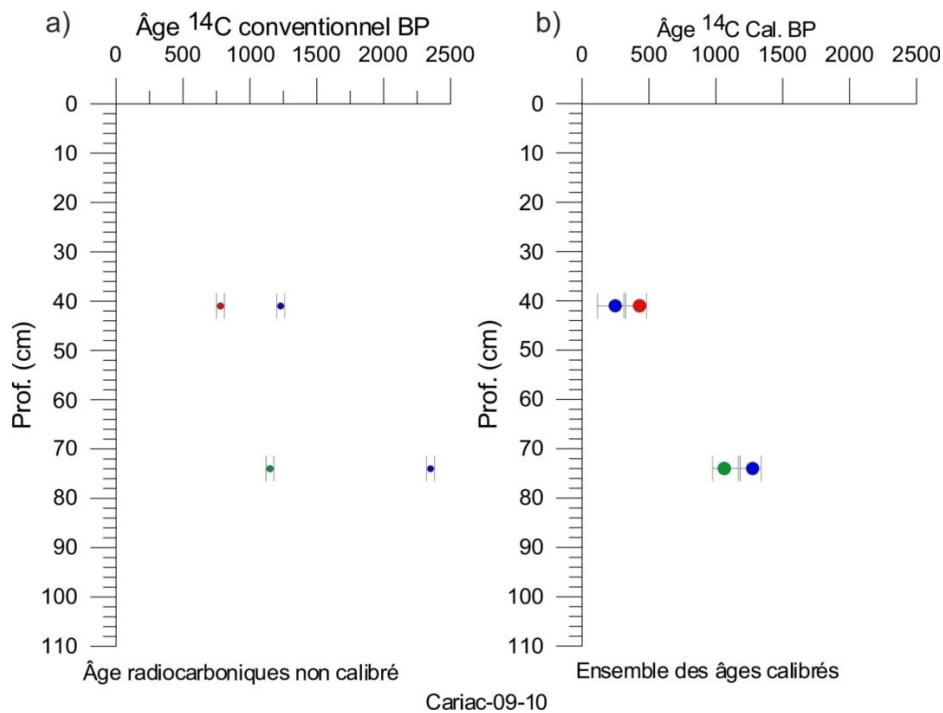


Figure IV. 15. Relations âge-profondeur des âges dérivés du carottes Cariac-09-10. a) Ensemble d'âges radiocarbones conventionnelles, b) Âges calibrées. En bleu, l'âge dérivé de la fraction organique du sédiment total calibrés avec la courbe Marine13 et $\Delta R=633\pm 24$. En rouge, l'âge d'un échantillon d'origine marine calibré avec la courbe Marine13. En vert, âge d'un échantillon atmosphérique calibré avec la courbe INTcal13.

3.3. Datations ^{14}C par AMS du sondage Cariac -09-18

Pour ce sondage, ont été collectés 10 échantillons, dont 4 couples coquilles carbonates/sédiments organique et deux échantillons de sédiment total supplémentaire. La distribution des âges conventionnels dans cette succession (Figure IV. 16a) souligne un décalage d'environ 700 ans ($\sigma=50$) entre couples d'échantillons pris à la même profondeur au-dessous de 35 cm, en plus d'une évidente tendance inversée. Bien que la correction des âges bruts conduite à la coïncidence des intervalles d'âge calibrés des couples contemporains *coquilles/fraction organique* la tendance inversée reste. La localisation de ce sondage en position de pente proche à la trace de la faille d'El Pilar pourrait justifier ce fait. Une discussion à ce sujet est incluse dans l'interprétation à la fin de ce chapitre.

L'échantillon prélevé à 82 cm semble avoir été pris tout près de la limite supérieur d'un événement signalé comme le *faciès 3*, décrit dans le chapitre précédent. Le caractère plus détritique de ce niveau avec un domaine de MO d'origine terrigène pourrait justifier cet âge plus récent et dehors de la tendance général.

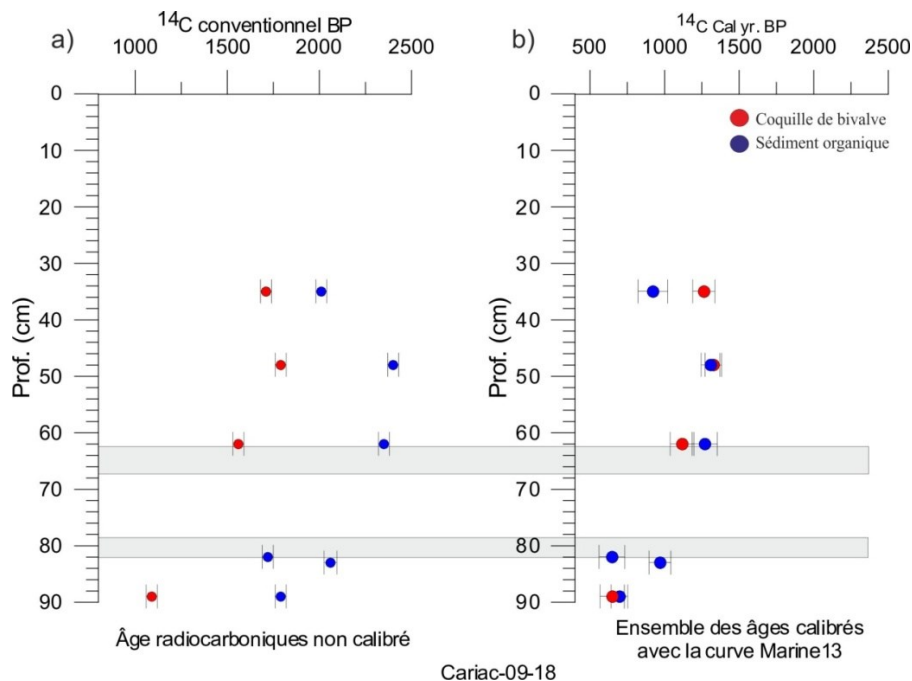


Figure IV. 16 Relations âge-profondeur des âges dérivés de la carotte Cariac-09-18. a) Ensemble d'âges radiocarbone conventionnels, b) Âges calibrés. En bleu, l'âge dérivé de la fraction organique du sédiment total calibrés avec la courbe Marine13 et $\Delta R=633\pm 24$. En rouge, l'âge d'un échantillon d'origine marine calibré avec la courbe Marine13.

4. Caractérisation des propriétés magnétiques des sédiments. Susceptibilité magnétique volumique et ASM de la carotte Cariac-09-06.

Les mesures de SM ont été réalisées sur 13 carottes collectées dans le golfe. Le signal enregistré par le détecteur de susceptibilité magnétique BARTINGTON™ MS2 a été caractéristique des matériaux diamagnétiques, en effet les valeurs de SM sont négatives voire nulles (annexe 3). Ceci, est probablement en liaison avec la quantité de composants organiques et un faible contenu de particules magnétiques.

Dans le but de vérifier un potentiel changement de la fabrique sédimentaire dans les niveaux le plus détritiques, des mesures d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) ont été réalisées dans deux sections, entre 16 et 42 cm et de 75 à 107cm, avec un pas d'échantillonnage de 2 cm avec l'équipement AGICO MFK1 Kappabridge. Cet appareil est plus sensible que le Bartington et a permis d'identifier des variations subtiles dans la carotte Cariac-09-06. Globalement, la susceptibilité est positive mais très faible (entre $0 - 10^{-5}$), dans les niveaux détritiques des intervalles B et C les valeurs ne dépassent pas 10^{-5} (Figure IV. 17). La proportion de minéraux ferromagnétiques est donc extrêmement faible.

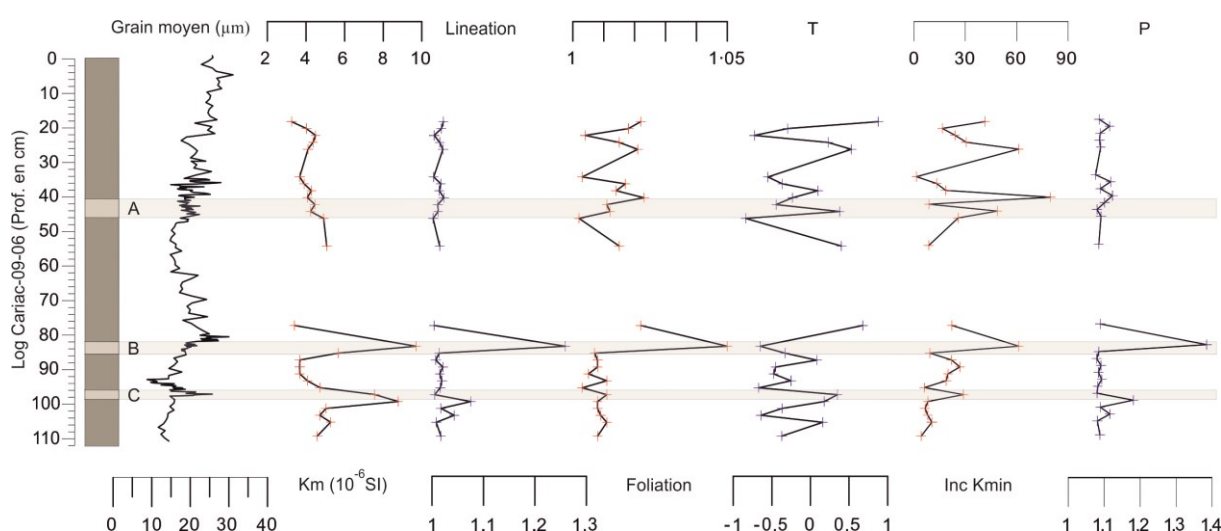


Figure IV. 17 Variabilité de la taille de grain moyen vs. paramètres d'anisotropie classiquement utilisés pour caractériser la fabrique magnétique: La susceptibilité moyenne (Km), Foliation (F), Linéation (L), paramètre de forme (T) et degré d'anisotropie (P).

Concernant l'anisotropie de susceptibilité magnétique, celle-ci est faible mais bien marquée. Les paramètres d'anisotropie (degré d'anisotropie: $P = K_{max}/K_{min}$; foliation: $F = K_{int}/K_{min}$ et linéation: $L = K_{max}/K_{int}$) sont relativement constants tout au long de la section avec respectivement $P = 1,0293 \pm 0,144$, $F = 1,0118 \pm 0,0062$ et $L = 1,0173 \pm 0,0126$, sauf

dans les niveaux de taille de grain moyen maximal. Dans les niveaux B et C, un degré d'anisotropie (P) supérieur à 1,05 et une augmentation conséquente dans tous les paramètres est interprété comme indicateur d'un changement dans la texture et probablement aussi l'origine du sédiment. En général la fabrique est anormale, avec des inclinaisons anormales de Kmin (<60°). Toutefois, la direction du Kmax (K1) est relativement bien définie et les axes Kint (K2) et Kmin (K3) se disposent sur un grand cercle perpendiculaire à la direction du Kmax (Figure IV. 18A). Cette dispersion pourrait être attribuée à des processus post-dépôt. Néanmoins, la foliation, n'excédant pas 1% et la forme prolate de l'ellipsoïde permet d'envisager la possibilité d'un processus sédimentaire associé à des courants.

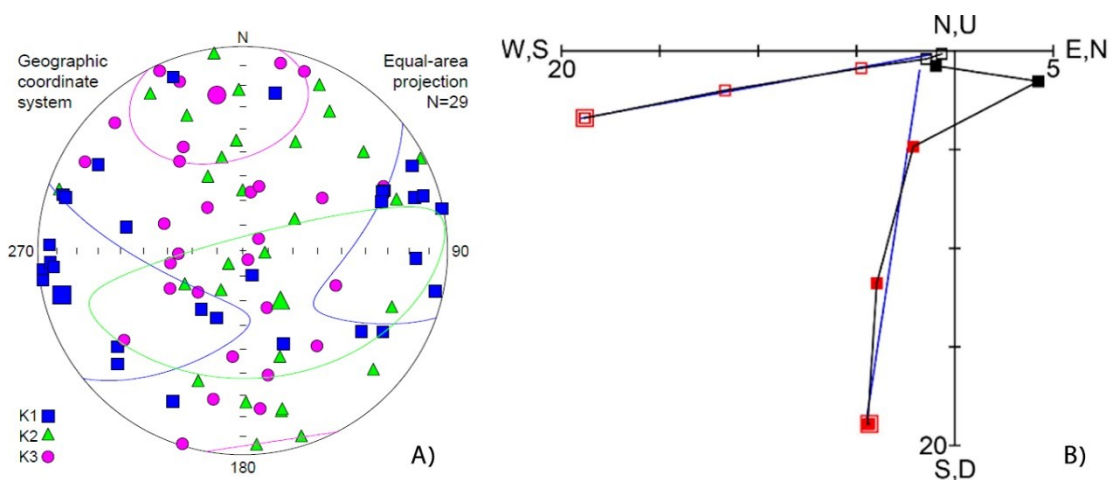


Figure IV. 18. A) Répartition stéréographique des axes de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique. B) Exemple de diagramme orthogonal de désaimantation de l'ARN en montrant la composante caractéristique.

L'intervalle détritique « A » n'a pas le même signal d'anisotropie que la section « B et C » définis comme le même faciès en fonction de ses caractéristiques visuelles et texturales. Un léger décalage est présent entre les faciès et les pics d'anisotropie, cet effet peut être lié à la différence dans le pas d'échantillonnage.

L'analyse de l'aimantation rémanente naturelle, permet de définir une composante stable se désaimantant entre 0 et 20 mT. La direction moyenne de cette composante sur l'ensemble de la carotte est bien définie avec: déclinaison=202,2 inclinaison=14,1 $\sigma_{95}=2,4$ et $n=38$. La direction attendue (moyenne sur 700 ans calculée à partir du modèle CALS10K) est: déclinaison = $0,3 \pm 4,1$ et inclinaison = $27,6 \pm 9,9$. La différence d'inclinaison bien que faible est significative et pourrait être expliquée soit par un carottage non parfaitement vertical soit par une erreur d'inclinaison classique dans les sédiments (Tauxe *et al.*, 2008). Il est donc possible d'orienter les mesures d'ASM dans le repère géographique terrestre en effectuant une

rotation de 201,9°. Ce faisant, la direction du Kmax passe de N265, 2 (repère carotte) à N54, 3 (repère géographique). L'absence de tout vecteur de courants dans la zone et le faible contenu de particules magnétiques ne permet pas vérifier cette hypothèse.

Sur les données d'aimantations acquises en laboratoire (ARA et ARI) on constate un très bon parallélisme des variations jusque vers 75 cm de profondeur. ARA et ARI sont des aimantations qui dépendent de la quantité et de la taille des grains magnétiques. L'ARA ne répond qu'aux minéraux de faible coercivité (magnétite et greigite), tandis que l'ARI répond aussi à des minéraux magnétiques de forte coercivité tels que la pyrrhotite, l'hématite ou la goethite. Les deux pics qui correspondent aux intervalles B et C semblent avoir plus de minéraux magnétiques de haute coercivité, résultat compatible avec l'augmentation du Fe (cf. XRF) et la diminution de COT.

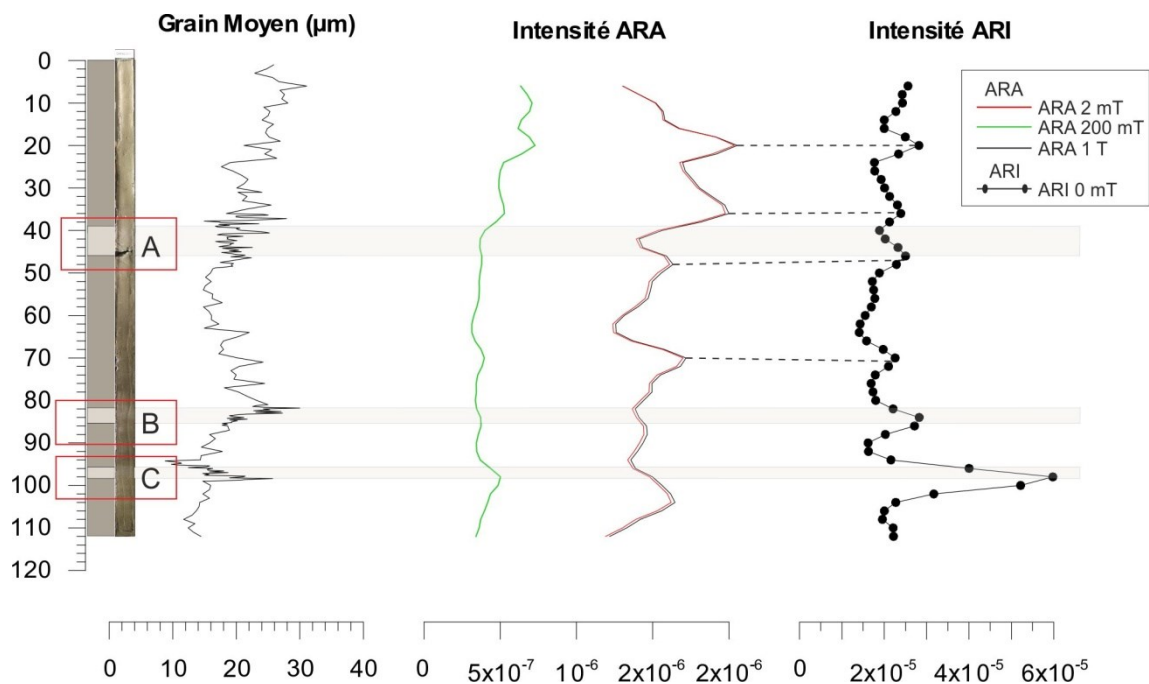


Figure IV. 19. Comparaison entre les valeurs d'ARA et ARI en fonction de la profondeur. Les bandes en bleues correspondent à des niveaux plus détritiques identifiés par granulométrie et inspection visuelle. Des intervalles détritiques identifiés par granulométrie: A, B, C.

5. Analyse statistiques multiparamétriques des données géochimiques

Les variations géochimiques permettent de tracer les changements qui se sont opérés dans les ambiances subaquatiques et leurs bassins versants. Les sédiments qui s'accumulent dans le Golfe peuvent intégrer des informations paléo-environnementales, paléo-climatiques et paléo-séismologique, puisque la texture, l'architecture et la composition dépendent de

l'hydrodynamique du milieu, de la température, des précipitations, de la géologie du bassin versant, et aussi de phénomènes endogènes comme l'activité sismique. Dans ce sous-chapitre, on débute avec l'exploitation de la base de données géochimique en utilisant des outils statistiques qui permettent d'identifier des relations entre variables, les réduire en numéro (dans le cas d'une large matrice de données) en maximisant la dissimilarité entre elles et quantifier le rôle de chacune dans la variance de la composition des sédiments en profondeur.

5.1. Dendrogrammes

Afin d'identifier les relations parmi les différentes variables chimiques dérivées des mesures XFR et LOI, l'analyse multivariée de conglomerats a été utilisée. Cet outil statistique permet de créer des groupes homogènes internement, mais d'une variance maximale entre eux. Le mode R est employé pour identifier les relations parmi les variables, en les regroupant en fonction de la similitude. Avec la matrice de données ont été aboutis les diagrammes d'arbres correspondants, et les variables utilisées sont: Ti, K, Si, Al, Mn, Zr, Fe, Rb, Sr, Ca, Cl, S, Br, LOI y %COT.

La matrice de coefficients de corrélation associée, peut être consultée dans l'annexe 4. Le dendrogramme issu de cette analyse multivariée a été construit avec 15 variables et une quantité d'échantillons qui varie selon la profondeur de chaque carotte. Les variables de la carotte Cariac-09-06 (

Figure IV. 20) s'agroupent selon leur similarité en trois groupes majeurs à une distance de -0,25, valeur utilisée comme seuil: 1) le premier groupe comprend les éléments caractéristiques de la fraction terrigène, Ti, K, S, Al, Mn, Zr, Fe, Rb, lequel est plus représenté par les minéraux résistants à la météorisation, les oxydes, quelques silicates et le pourcentage de silicoclastiques correspondants au résidu des mesures de LOI₉₅₀; 2) le deuxième groupe est constitué par Sr, Ca, Cl, et S. Le Sr et Ca, éléments qui sont couramment fortement liés au carbonate de calcium et à la substitution de Sr-Ca dans l'aragonite. Dans ce groupe, la similarité entre le S et Cl pourrait être liée à la formation de sulfures dans des conditions marines, le rapport S/Cl fréquemment est employé pour identifier la formation de Pyrite (Thomson *et al.*, 2006). Le Ca et S dans la même unité pourraient indiquer la présence de minéraux tels que gypse et carbonate de calcium, identifiés par frottis et DRX ; 3) le troisième groupe est compris par les variables COT, Br et CaCO₃. L'affinité Br/COT est fréquemment associée à un domaine de MO d'origine marine. La présence de la variable CaCO₃ dans ce groupe peut signaler la nature biogénique du carbonate.

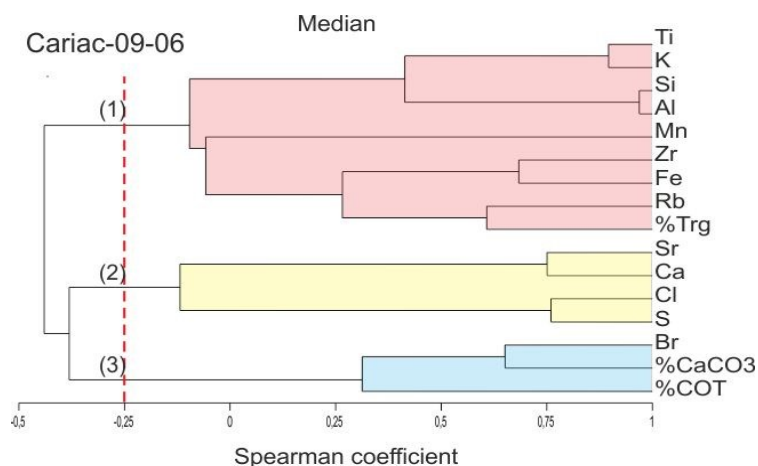


Figure IV. 20 Dendrogramme dérivé du regroupement hiérarchique de la base de données de la carotte Cariac-09-06(LOI et FRX), en utilisant la méthode médian et mesure de la corrélation par coefficient de Spearman.

Le dendrogramme correspondant à la carotte Cariac-09-05b (Figure IV. 21) établie une relation entre la Mn et le Cr avec la MO. Cela peut être associé à la formation de chélates de Mn ou à la stabilisation du Cr par la formation de complexes organiques. Une autre particularité de ce dendrogramme est que les variables liées au CaCO₃ s'associent avec les variables terrigènes au lieu de la MO. Cette caractéristique indique aussi une dualité des sources de CaCO₃ (biogénique ou détritique). Il existe une nette division en deux groupes dans les variables associées aux terrigènes. Le fait que l'association terrigènes/ Zr et Rb soit séparée de l'ensemble d'éléments liés aux aluminosilicates (Si, Al, Fe et K) pourrait être associé à la propriété du rapport Zr/Rb de distinguer les changements granulométriques de la fraction terrigène.

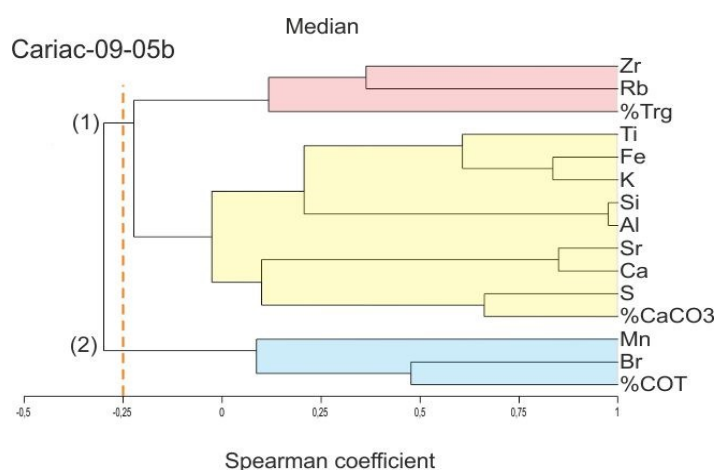


Figure IV. 21. Dendrogramme dérivé du regroupement hiérarchique de la base de données de la carotte Cariac-09-05b (LOI et FRX), en utilisant la méthode médian et mesure de la corrélation par coefficient de Spearman.

Dans le cas de Cariac-09-18 (Figure IV. 22), on note aussi la dualité entre les variables liées au CaCO_3 , en s'agroupant avec les éléments détritiques et la MO. Ici, apparaît le regroupement du rapport Br/Cl et de la variable COT.

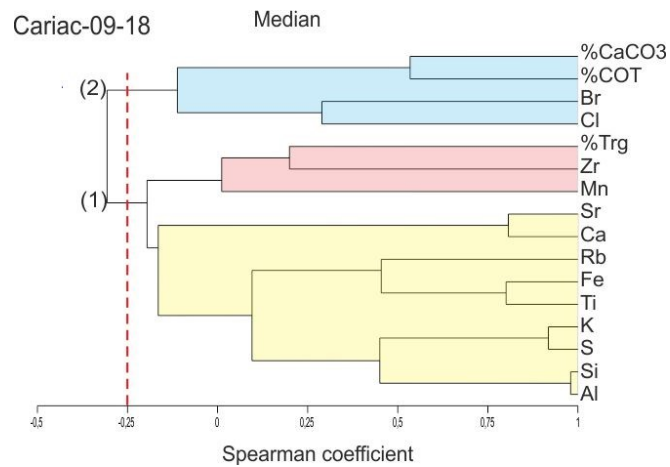


Figure IV. 22. Dendrogramme dérivé du regroupement hiérarchique de la base de données de la carotte Cariac-09-18 (LOI et FRX), en utilisant la méthode médian et mesure de la corrélation par coefficient de Spearman.

Les diagrammes précédemment indiqués ont en commun une nette différenciation des variables liées à la MO des éléments associés à la fraction terrigène. Dans tous les cas, le Br a une haute similarité avec la MO.

Le dendrogramme de la carotte Cariac-09-10 (Figure IV. 23) définit deux unités. La première, constituée par des éléments de nature biogénique et des éléments chimiques associés aux composés organiques (CaCO_3 , COT, Mn, Cr y Br). Une deuxième unité comprend, en grand partie, les éléments associés à la fraction terrigène du sédiment. L'ambiguïté du carbonate de calcium dans les unités précédemment indiquées est encore présente. Comme discuté auparavant, cette ambivalence peut être liée à son origine tant détritique que biogénique.

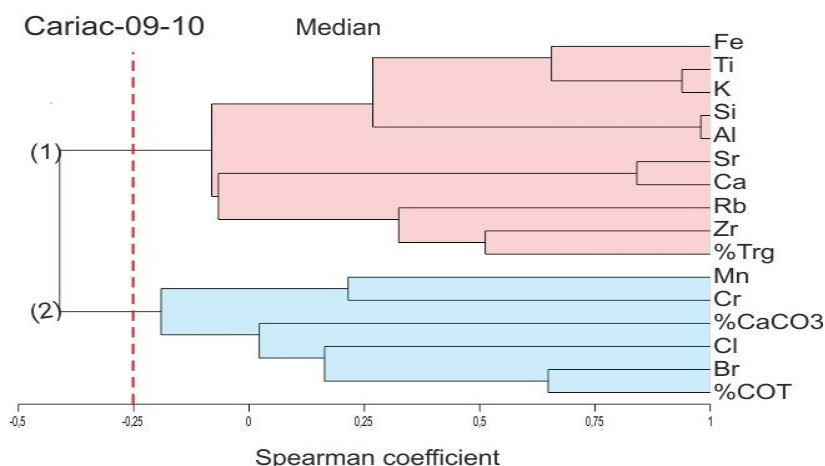


Figure IV. 23. Dendrogramme dérivé du regroupement hiérarchique de la base de données de la carotte Cariac-09-10(LOI et FRX), en utilisant la méthode médian et mesure de la corrélation par coefficient de Spearman.

5.2. Analyse de facteurs (AF)

Un échantillonnage à haute résolution n'a pas été possible dans toutes les analyses géochimiques effectuées (XFR, LOI), et la matrice de données pour certaines carottes se réduit au maximum. Dans le cas de la carotte Cariac-09-06 l'intervalle d'échantillonnage minimum a été de 1 cm, avec 216 mesures pour élément géochimique, de sorte que les résultats de l'analyse des facteurs pour ce sondage comprennent un nombre bien plus élevé de mesures et variables; ce site est donc considéré comme représentatif de la variance de la composition des sédiments du Golfe. Les résultats de l'analyse factorielle des carottes Cariac-09-05-B, Cariac-09-10, Cariac-09-11-B, Cariac-09-15, Cariac-09-18 et Cariac-09-19 sont cohérents avec le nombre de facteurs et de variables, mais les lignes de la matrice de données sont considérablement plus réduites pour les raisons expliquées ci-dessus (faible échantillonnage) et dans certains cas les valeurs de LOI n'ont pas été acquises et par conséquent, absentes. Afin d'éviter les informations répétitives, les résultats issus de l'analyse factorielle de ces sondages sont listés dans l'annexe 5.

5.2.1. Analyse multivariée du sondage Cariac-09-06

L'analyse factorielle des données du sondage Cariac-09-06 a compris les variables: % de MO, % de la fraction silicoclastique (résidus de la LOI₉₅₀), Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, Br, Rb, Sr, Zr ; regroupées dans trois facteurs avec une variabilité accumulée de 93,9%. Le facteur 1 explique 57,7% de la variance, le deuxième le 18,9% et le troisième facteur le 17,1% (Tableau IV. 1).

Tableau IV. 3. Facteurs, valeurs propres, communalité, variance individuel y accumulé du AF du sondage Cariat-09-06

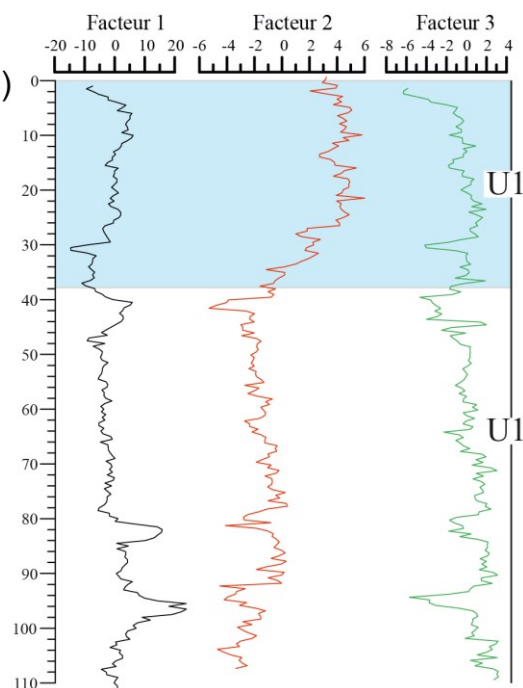
Analyse factorielle					
Facteurs	Valeur propre	% variance individuelle	Variance accumulé	Variable	Communalité
1	5,94	57,74	57,74	Z_%MO	0,84
2	1,95	19,00	76,74	Z_Trg	0,87
3	1,77	17,20	93,93	Z_Al	0,98
4	0,47	4,58	98,51	Z_Si	0,98
5	0,11	1,03	99,54	Z_K	0,98
6	0,05	0,46	100	Z_Ca	0,84
7	0	0	100	Z_Ti	0,96
8	0	0	100	Z_Fe	0,94
9	0	0	100	Z_Br	0,73
10	0	0	100	Z_Rb	0,73
11	0	0	100	Z_Sr	0,87
12	0	0	100	Z_Zr	0,78

Le facteur 1 est constitué d'une suite d'éléments représentant la fraction terrigène (Al, Si, K, Ti, Fe, Rb, Zr) et le pourcentage de silicoclastiques, le facteur 2 comprend la teneur en MO (LOI₅₅₀) et Br, et le facteur 3 est représenté par les variables Ca et Sr (

a)

Variable	Coefficient des facteurs		
	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
LOI ₅₅₀	-0,659611	0,633434	0,199819
Trg	0,71475	-0,470019	-0,288744
Al	0,7501	0,531692	0,255124
Si	0,766872	0,425374	0,364896
K	0,946183	0,202573	0,247467
Ca	0,0724742	-0,252431	0,774396
Ti	0,926043	0,245631	0,0135057
Fe	0,917667	-0,0390857	0,0402789
Br	-0,546769	0,559805	0,210379
Rb	0,632928	-0,213906	0,0733108
Sr	-0,227086	-0,700179	0,796541
Zr	0,695764	-0,274744	-0,320862

b)



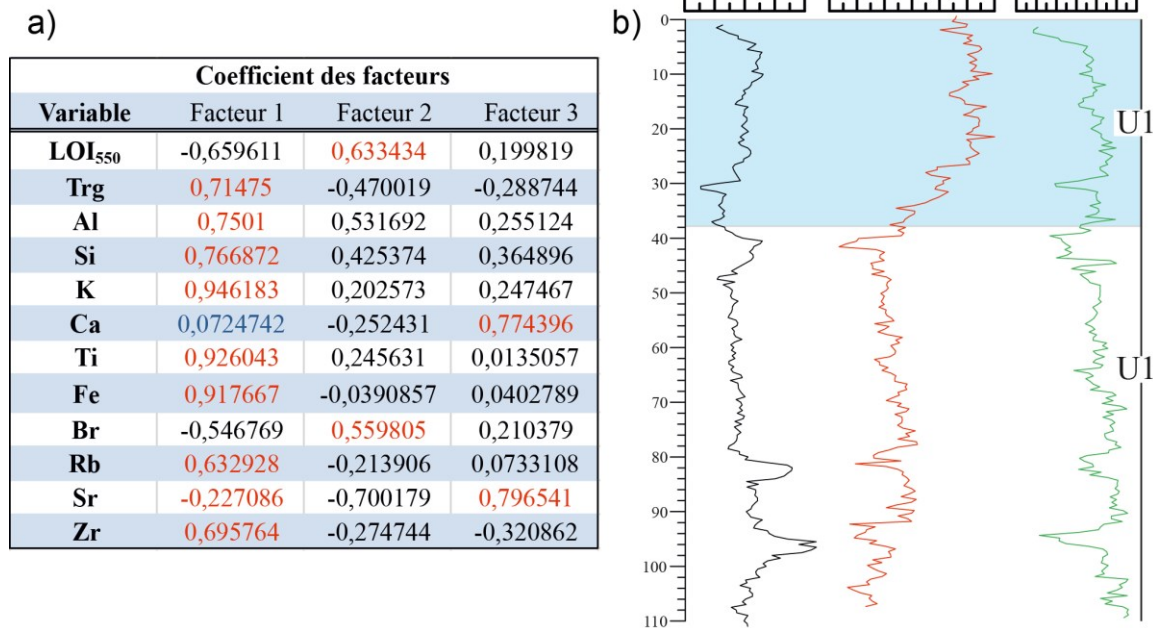


Figure IV. 24b montre comme le facteur 1 contrôle la variance des niveaux détritiques identifiés dans la caractérisation de faciès. Le facteur 2 contrôle la variance au sommet de la séquence et domaine jusqu'à une profondeur de 36 cm. Profondeur où est définie l'unité géochimique U1, caractérisée pour le domaine des composants d'origine organique liées à la MO, avec une tendance vers le sommet à la diminution progressive des composants carbonatés et une augmentation des éléments terrigènes. Le diagramme 3D de charges factorielles confirme la tendance de regroupement des variables (Figure IV. 25).

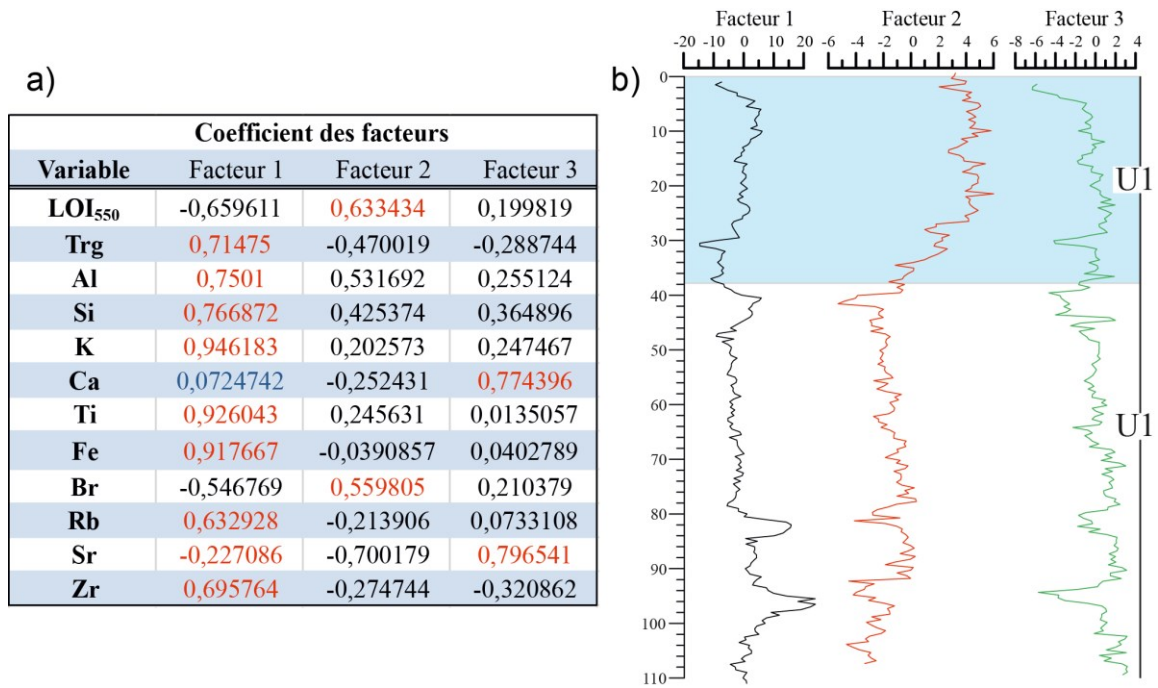


Figure IV. 24 Facteurs issus de l'AF du sondage Cariac 09-06, a) coefficients entre les variables et les facteurs, b) profils de facteurs.

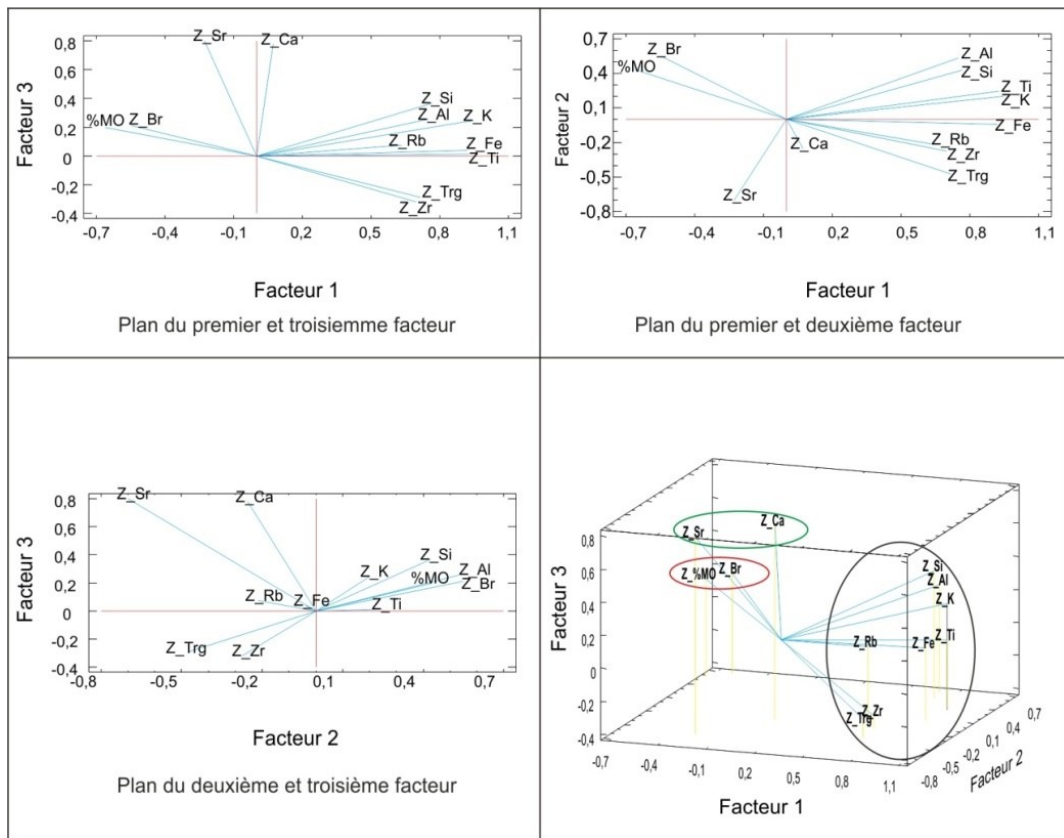


Figure IV. 25. Diagramme en 3D et projections dans les trois plans en montrant les charges de l'analyse factorielle de la matrice de données (XFR, LOI) du sondage Cariac-09-06. Dans l'ovale noir les éléments regroupés dans le facteur 1, dans l'ovale rouge les variables liées à la MO du facteur 2, dans l'ovale vert le calcium et strontium.

L'analyse de facteurs montre que l'ensemble des éléments qui contrôlent la variabilité compositionnelle du sédiment, a une étroite relation avec les faciès identifiés en profondeur. Dans les chapitres suivants, les tendances des éléments qui définissent la composante organique, le détritisme minéral et la fraction carbonatée seront abordés en fonction des faciès définis par la description sédimentologique, afin de vérifier si la variance maximale entre les groupes permet la déconvolution des processus imbriqués dans le signal chimique.

6. Traceurs géochimiques de la matière organique

6.1. LOI et Pyrolyse Rock Eval

Pour comprendre la distribution spatiale de la matière organique (tant horizontal que verticalement), un ensemble de carottes réparties amplement dans le golfe a été sélectionné (Cariac-09-05b, Cariac-09-06, Cariac-09-15 et Cariac-09-18). A partir des résultats des mesures de perte à feu (PAF), des profils de pourcentage en MO (LOI₅₅₀), CaCO₃ (LOI₉₅₀) et le pourcentage en silicoclastiques (résidus LOI₉₅₀). Les résultats issus des quatre sites sélectionnés sont similaires en tendance et teneur. Dans ce chapitre seront discutés les profils des carottes les plus représentatives des faciès identifiés dans l'exploration des paramètres texturaux (Cariac-09-06 et Cariac-09-18), et qui ont aussi une densité d'échantillonnage plus élevée. Le reste des résultats associés à la caractérisation de la MO des carottes Cariac-09-15 y Cariac-09-05b, se trouve dans l'annexe 6. Les mesures se sont effectuées chaque 0,5 cm sur la carotte Cariac-09-06, chaque 1 cm sur Cariac-09-18 et chaque 2,5 cm sur Cariac-09-05B et Cariac-09-15. La variation de la teneur en MO sera comparée avec le profil de Br pour examiner la relation proposée par l'analyse factorielle.

La teneur en COT et les paramètres S2, NI et OH issus de la pyrolyse ROCK-EVAL seront utilisés dans les pseudo-diagrammes de Van Krevelen et S2 vs. COT (Langford et Blanc-Valleron, 1990), pour explorer l'origine de la MO. Les résultats des échantillons discrets aux fins de calibration effectuées sur des différentes carottes, sont rassemblés dans l'annexe 7.

6.1.1. Résultats de la carotte Cariac-09-06

Les résultats des essais de PAF du sondage Cariac-09-06 illustrés dans la Figure IV. 26, révèlent un contenu moyen de 19% de MO ($\sigma=0,9$) dans les intervalles identifiés comme sédimentation normale (faciès 1), un contenu de CaCO₃=5,9% ($\sigma=0,45$) et environ de 76,5 % de résidus silicoclastiques ($\sigma=6,4$). Le faciès 2 est caractérisé par une diminution abrupte de la

teneur en MO avec des valeurs comprises entre 12% et 16% et une conséquente augmentation du pourcentage de résidus silicoclastiques avec des valeurs entre 77% et 82%.

L'accolement des courbes de %MO et Br montre la covariance entre ces deux variables (Figure IV. 26a). Un décalage particulier entre les deux courbes est présent dans les premiers 36 cm, où l'unité U1 a été définie selon l'AF (chapitre IV.5.2). Le profil de %MO est aussi covariant avec la courbe de % COT. Les diagrammes de corrélation %MO vs. Br et %COT vs. Br (Figure IV. 26b et Figure IV. 26c, respectivement) montrent deux domaines bien définis, le faciès allochtone plus détritique (en gris) et le faciès autochtone, qui est divisé à la fois en deux: la sédimentation normale (brun foncé) et un dernier group (bleu) bien restreint qui correspond aux échantillons superficielles (<40 cm de profondeur), qui sont géochimiquement séparés du reste avec un contenu de Br plus élevé.

Les analyses de Pyrolyse ROCK-EVAL révèlent une teneur moyenne en COT de 4,5% ($\sigma=0,6$). A partir des diagrammes de reconnaissance et classification de MO de Van Krevelen (Espitalie *et al.*, 1985 , Figure IV. 26d) et S2 vs COT (Langford et Blanc-Valleron, 1990 , Figure IV. 26d) il est possible de séparer la MO en deux groupes: a) une fraction plus marine (avec un HI de plus de 350 mg HC/g) et b) un mélange entre marine et terrestre (HI<350). La Tmax moyenne enregistrée tout au long de cette carotte est de 415°C (avec $\sigma=3,5$), valeur proche à celle proposée par Baudin *et al.* (2015) pour les sédiments récents d'origine marine.

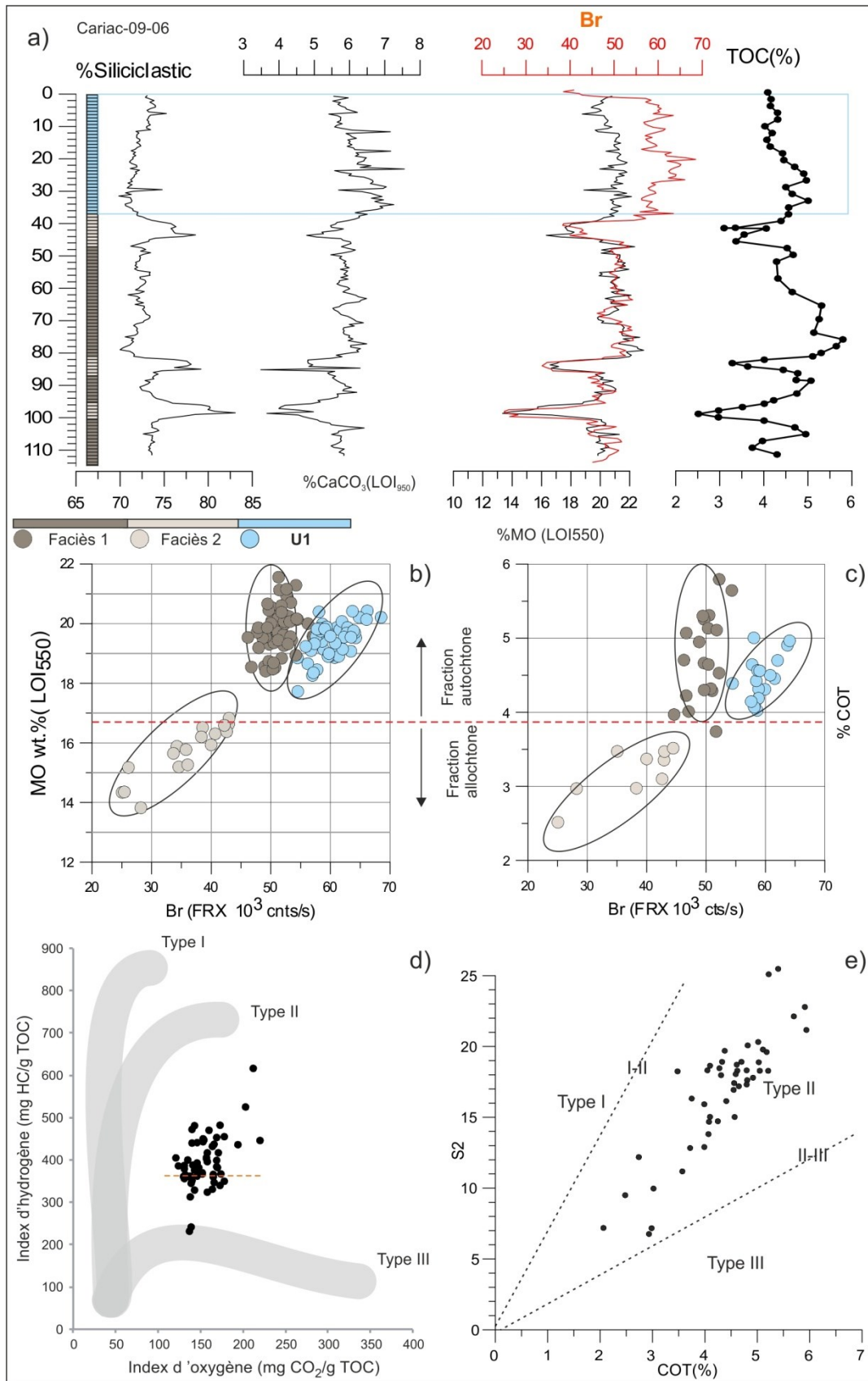


Figure IV. 26. Caractéristiques de la matière organique de la carotte Cariac-09-06, a) %wt de CaCO₃, MO et résidus siliciclastiques, Br (10³ cts/s), et % de COT, b) Diagramme MO vs. Br (10³ cts/s), c) Diagramme COT vs. Br (10³ cts/s), d) Pseudo diagramme de Van Krevelen (Espitalie *et al.*, 1985) e) Diagramme S₂ vs. %COT (Langford et Blanc-Valleron, 1990).

6.1.2. Résultats de la carotte Cariat-09-18

Les analyses de PAF sur la carotte Cariat-09-18, proche de la côte sud, montrent la quantité la plus faible de MO. Dans les intervalles considérés comme sédimentation normale (faciès 1) le contenu de MO est de 15% ($\sigma = 1,4$) et 5,1 % de CaCO_3 ($\sigma=0,7$). Dans les deux niveaux les plus détritiques (faciès 3) il y a une diminution abrupte de MO qui varie entre 4% et 8% (environ la moitié de la quantité rapporté dans le faciès 2) avec un domaine de la fraction silicoclastique de plus de 85%. L'accollement des courbes de contenu de %MO et Br montrent la co-variation des deux profils, et le même décalage superficiel que celui identifié dans le sondage Cariat-09-06 persiste (Figure IV. 27a). Bien que l'échantillonnage pour la mesure de COT sur cette carotte ait été fait avec un intervalle plus court (chaque 10 cm jusqu'à les premier 60 cm et entre 1cm et 4 cm pour le reste), les courbes de %MO et %COT semblent aussi co-varier. Les diagrammes de %MO vs. Br et %COT vs. Br illustrent l'existence des deux faciès - autochtone et allochtone - séparés pour une limite de 13% de MO et 3.25% de COT. Les échantillons de la surface avec un contenu de Br plus élevé sont bien discriminés du reste de la séquence, considéré comme sédimentation normale (Figure IV. 27b et c).

Les résultats de pyrolyse indiquent que la MO est un mélange de deux types: marin et terrigène (Figure IV. 27d et e). Les échantillons proches de la limite de MO type 3 ont été prélevés des niveaux identifiés comme le faciès allochtone 3. Les valeurs de Tmax (412 °C, $\sigma=2,5$) sont cohérentes avec de valeurs attribuées à MO récent d'origine marine (409-418 °C (Baudin *et al.*, 2015).

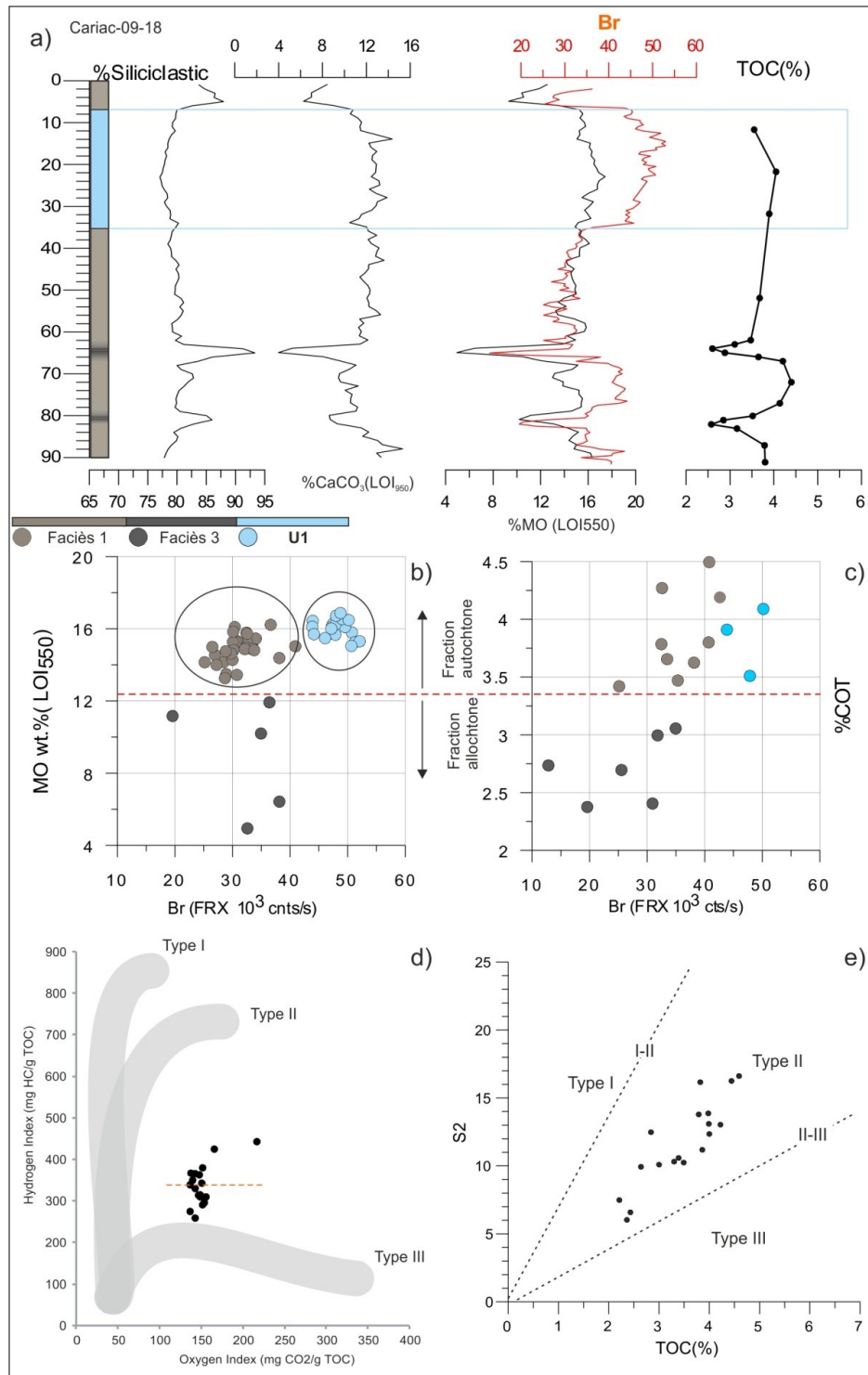


Figure IV. 27. Caractéristiques de la matière organique de la carotte Cariac-09-18, a) %wt de CaCO₃, MO et résidus silicoclastiques, Br (10³ cts/s), et % de COT, b) Diagramme MO vs Br (10³ cts/s), c) Diagramme COT vs Br (10³ cts/s), d) Pseudo diagramme de Van Krevelen (Espalialie *et al.*, 1985) e) Diagramme S2 vs %COT (Langford et Blanc-Valleron, 1990).

Dans le cas des carottes étudiées dans le Golfe de Cariaco, la teneur quasi-constante en MO (LOI₅₅₀) et l'augmentation de COT vers la base (sauf les niveaux associés aux apports détritiques ponctuels) dissocie l'augmentation du Br avec un enrichissement résiduel par

dégradation de la MO sous-jacente (Malcolm et Price, 1984) ; cela constitue un argument contre un impact de processus diagenétiques sur le contenu en Br dans les composants organiques de la fraction sédimentaire.

6.1.3. Evolution semi-quantitative du contenu en Br comme traceur d'un changement d'impact global du type MO dans les sédiments

Dans le but d'une meilleure compréhension de la distribution spatiale du Br (cts/s), ont été réalisés deux profils à partir des variations de cet élément. Le premier (Figure IV. 28a) a les profils de distribution de Br des carottes qui font partie d'une section nord-sud et le deuxième une section est-ouest (Figure IV. 28b). Ces profils montrent une augmentation systématique de Br dans les sédiments superficiels du golfe et permettent de projeter les limites de l'unité U1 vers les autres carottes.

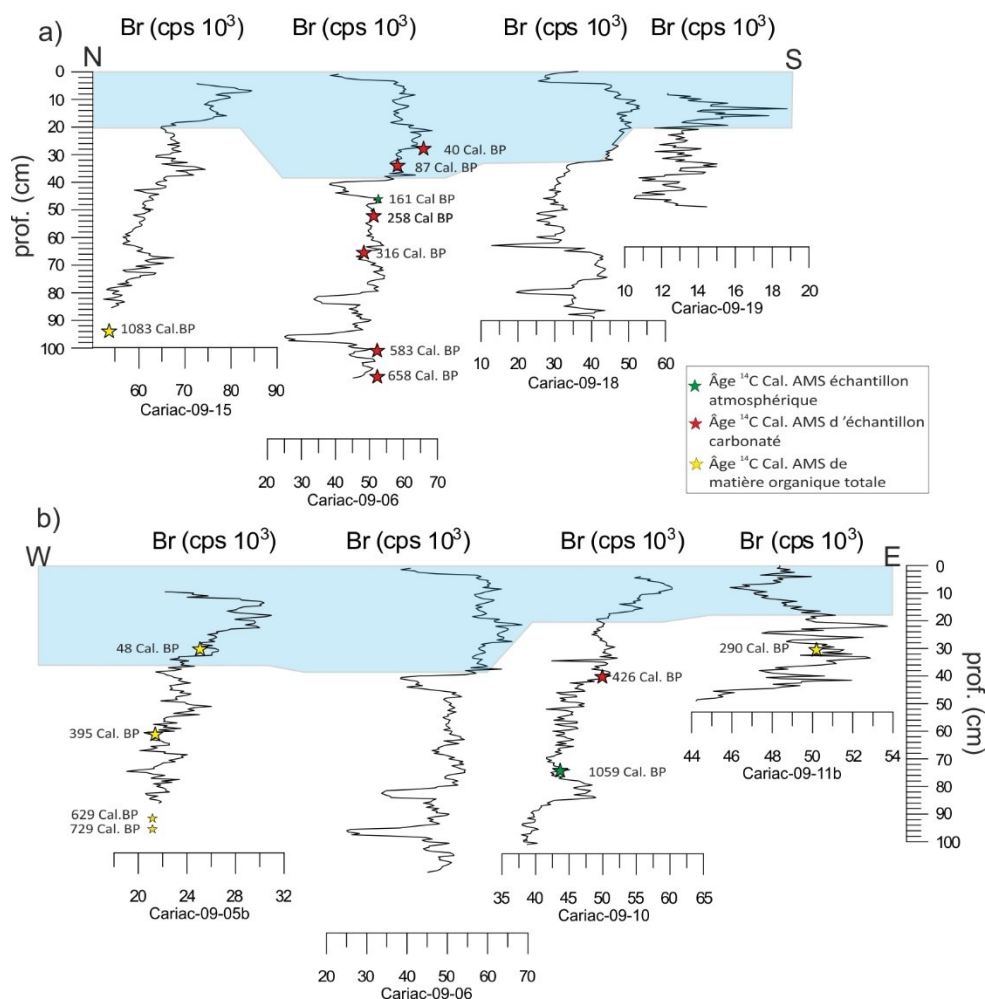


Figure IV. 28. Schéma de distribution du contenu de Br (10^3 cts/s) verticale et horizontale, a) Corrélation des sondages Cariac-09-15, Cariac-09-06, Cariac-09-18 et Cariac-09-19 prélevés sur un axe de référence N-S, b) Corrélation des carottes Cariac-09-05b, Cariac-09-06, Cariac-09-10 et Cariac-09-11 distribuées sur un axe en direction E-W.

Dans les sédiments avec une teneur élevée en MO, l'élément Br a été utilisé pour confirmer son origine marine (Ziegler *et al.*, 2008). La corrélation de l'unité U1 définie par l'AF (Figure IV. 28 a et b) dans toutes les carottes, indique qu'un changement dans la nature de la MO vers une composition plus marine a eu lieu avec un impact global dans la dynamique du golfe. La Figure IV. 29 montre la covariance entre les courbes du facteur 2 et toutes les variables liées à la MO (Br, LOI₅₅₀ et %COT).

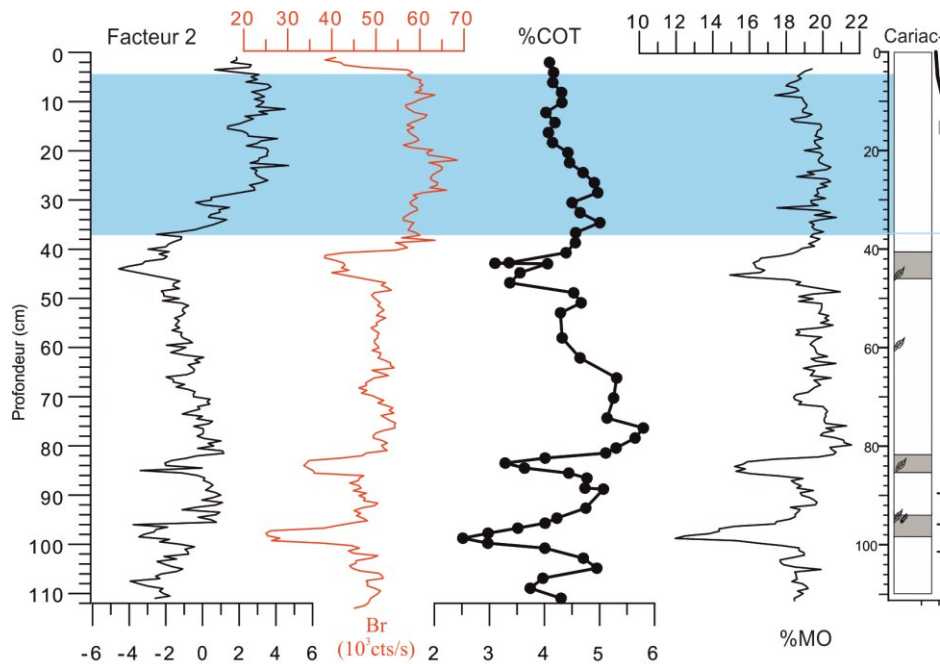


Figure IV. 29 En bleu unité U1 définie en fonction de la variance maximale compositionnel du facteur 2 qui représente les variables: Br (cnts/s), %COT et %MO.

7. Traceurs géochimiques de la fraction terrigène et carbonatée

7.1. Caractérisation géochimique des faciès en utilisant une approche multi-traceur sur la base des données FRX

La description sédimentologique de la séquence sédimentaire du Gulf de Cariaco (présentée au début de ce chapitre dans la section IV.2) faite en fonction des paramètres texturaux et l'inspection visuelle, montre qu'elle est composée fondamentalement de trois faciès. Le faciès 1 est autochtone et les faciès 2 et 3 sont constitués principalement de matériel clastique et considérés comme des apports détritiques allochtones. La base de données, dérivée des analyses géochimiques semi-quantitatives par scanner FRX des carottes, a été exploitée pour identifier les évidences d'un changement discret ou progressif dans le processus de sédimentation détritique.

7.2. Caractérisation géochimique du faciès 1

Le faciès 1 correspond aux épisodes de sédimentation normale, identifiées dans la séquence sédimentaire. Dans les Figure IV. 30b, Figure IV. 32 et Figure IV. 31b, correspondantes au groupe de profils géochimiques des carottes 06 et 18, il est possible d'observer qu'il y a un point d'inflexion (à une profondeur de 30 et 28 cm, respectivement) où change la tendance globale des courbes et une augmentation systématique du contenu des éléments associés à la fraction détritique a lieu.

L'augmentation relative de Al, Si, K, Zr, Ti, Fe et Rb dans les sédiments superficiels est accompagnée d'une diminution en Ca et Sr (qui sont à la fois covariants). Cette tendance est confirmée par les facteurs 2 et 3. Ces caractéristiques se superposent à celle définies par la caractérisation de la composante organique des sédiments étudiés dans la section 6 de ce chapitre.

7.3. Caractérisation géochimique du faciès 2 (carotte Cariac-09-06)

Les profils de composition élémentaire (FRX semi-quantitative) sont sensibles aux changements des faciès dans la séquence sédimentaire. D'après l'AF du chapitre III.5.2, la variance compositionnelle du faciès 2 a été attribuée à l'ensemble d'éléments liés à la fraction détritique du sédiment (Al, Si, K, Rb, Ti, Fe, Zr), représenté pour le facteur 1, dont la covariance est illustrée dans la Figure IV. 30a. Les profils soulignent l'augmentation de Zr vers la base et le Rb et Fe vers le sommet dans les dépôts de ce faciès.

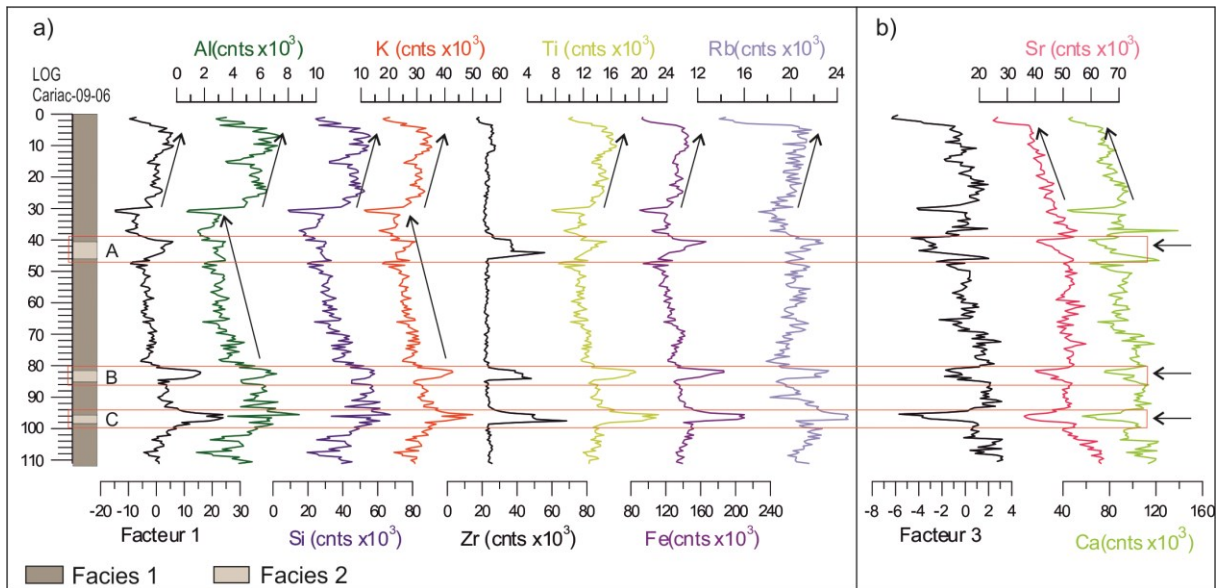


Figure IV. 30. Profils de composition élémentaire de la carotte Cariat-09-06 corrélés avec les résultats de l'AF a) Le facteur 1 représente les éléments Al, Si, K, Zr, Ti, Fe et Rb et contrôle la variance compositionnel du faciès 2. b) Le facteur 3 représente l'association des éléments liés à la fraction biogénique carbonatée (Ca et Sr).

Les rapports Zr/Rb et Fe/Rb ont aussi un modèle d'augmentation particulier. La Figure IV. 31 montre de manière systématique un pic du rapport Zr/Rb vers la base, surmonté pour un pic du rapport Fe/Rb dans les intervalles A, B, C du faciès 2 (Figure IV. 30a), ce qui suggère un processus de différenciation gravitationnelle. Les essais de perte au feu (voir la section IV.6.1.1), aussi bien que la susceptibilité volumique (voir la section IV.4) soulignent le domaine de la fraction terrigène.

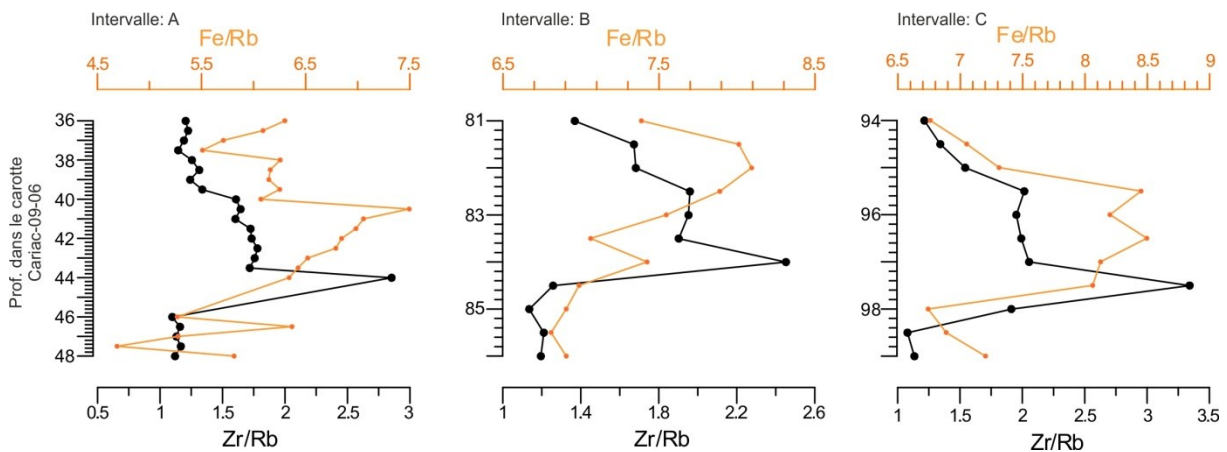


Figure IV. 31. Profils des rapport Fe/Rb et Zr/Rb pour les intervalles A, B et C de la carotte Cariat-09-06, où un pic de Zr/Rb est surmonté par un autre de Fe/Rb est observé.

7.4. Caractérisation géochimique du faciès 3 (carotte Cariac-09-18)

Les profils chimiques des éléments associés à la fraction terrigène (Al, Si, K, Ti, Fe y Rb) de Cariac-09-18 montrent une succession systématique des valeurs minimales liées aux niveaux détritiques identifiés comme le faciès 3. Cet enregistrement semble être une conséquence associée au processus d'absorption des rayons X lors de l'interaction avec les niveaux caractérisés par une élevée rugosité superficielle, constitués de particules de taille sable (Jansen *et al.*, 1998; Richter *et al.*, 2006).

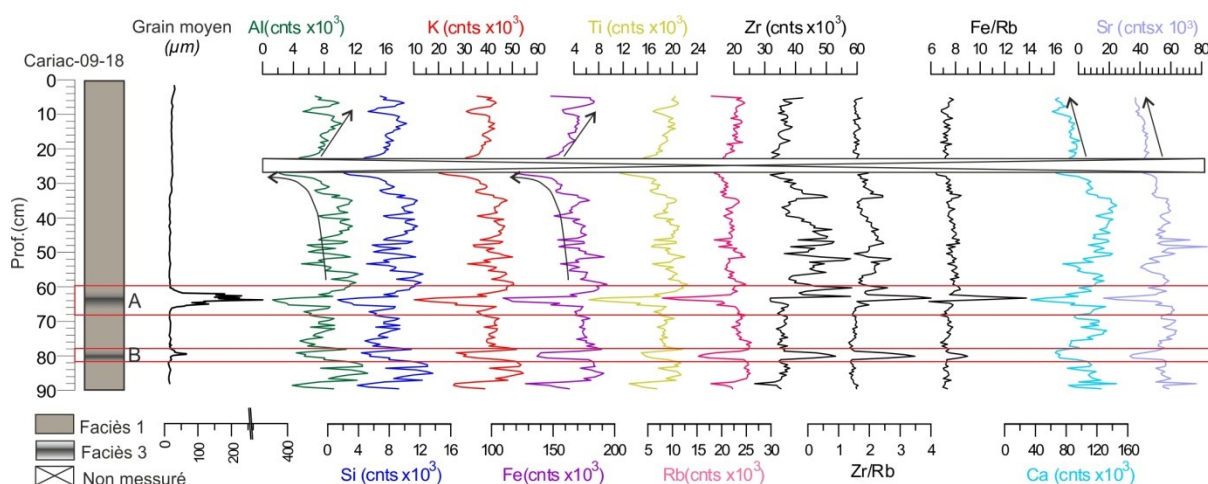


Figure IV. 32. Profils XRF soulignant des minima sur les niveaux détritiques, probablement dû à un effet d'absorption de rayons X par le matériau le plus grossier, qui correspondent à ceux détritiques.

La Figure IV. 32 montre comme le changement abrupte sur la courbe de taille de grain moyen dans les sections A et B, coïncide avec les minimums des profils chimiques. L'unique élément « détritique » contraire à cette tendance est le Zr, qui en plus est utilisé comme un traceur de niveaux enrichis en minéraux résistants à la météorisation.

8. Interprétation des processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire Holocène du Golfe de Cariac

8.1. Corrélation de faciès

Les caractéristiques texturales et géochimiques des sédiments permettent de distinguer de la sédimentation normale deux faciès associés à l'apport détritique dans le golfe:

Faciès 2: il correspond à un faciès silteux (15-30µm) identifié dans la carotte Cariac-09-06 localisée dans la dépression de Guaracayal. Il s'agit de couches de sédiment dominées par la fraction détritique fine. Le contenu de CaCO₃ varie entre 3 et 5%, une teneur élevée en

MO entre 12-16%, la taille des grains montrent un faible contraste granulométrique et un granoclassement normal dans le cas de l'intervalle C. Les résultats d'anisotropie de susceptibilité magnétique permet d'envisager la possibilité d'un processus sédimentaire associé à des courants dans les intervalles B y C.

Les profils géochimiques offrent une meilleure résolution par rapport à la composition, aussi bien que l'anatomie du dépôt. Les éléments Zr, Fe et Rb permettent d'identifier les fractions fines et grossières sans l'interférence de la composante organique. Les rapports d'éléments Zr/Rb et Fe/Rb permettent donc d'illustrer l'évolution de la granulométrie des dépôts dans ce faciès.

Le profil de Zr utilisé comme traceur de la fraction détritique grossière, montre un pic maximal net à la base des dépôts, aussi que le rapport Zr/Rb dans les trois niveaux du faciès 2. Le Zr est présent dans les minéraux caractérisés par une forte densité qui nécessitent une élevée énergie de transport pour être mobilisés, ce qui l'attribue l'affinité avec les particules grossières (Cuven *et al.*, 2010). D'une autre part, le Rb est associé au contenu d'argiles dans le sédiment. De manière systématique, ces pics sont surmontés par un pic du rapport Fe/Rb aussi indicatif d'une structure granoclassée. L'augmentation de ce rapport est attribuée à un apport terrigène plus fort.

Cette succession de pics de la base au sommet, dans les rapports géochimiques associés à des minéraux de différentes densités, suggèrent un processus de différenciation par densité lors de la sédimentation. L'enrichissement de Zr à la base, surmonté pour l'augmentation des éléments ferromagnésiens, qui à la fois sont sous-jacentes à un enrichissement de Rb (liés aux argiles), est indicatif d'un processus de ségrégation minérale par densité dans un dépôt d'apparence homogène (B et C).

Faciès 3: Il s'agit de dépôts sable silteux avec un contenu entre 4 et 10% de MO et entre 8 et 4% de CaCO₃. Ce faciès grossier, identifié sur le carotte Cariat-09-18 proche à la côte sud du golfe, correspond à des couches composées de la base au sommet par 3 unités: 1) une partie basale granocroissante 2) un terme sommital avec un granoclassement normal et 3) un niveau intermédiaire et transitoire où la taille de grains est la plus grossières.

Ce faciès est interprété comme le dépôt d'un courant hyperpycnal, similaire à la séquence complète type hyperpycnite formée pendant une crue à faible amplitude proposée par Mulder *et al.* (2001), constituée par deux unités: 1) une composante basale (Ha) avec un

granoclassement inverse formé pendant le début de la crue, placé en-dessous de 2) une unité de granoclassement normal au terme sommital, séparé par un niveau transitionnel qui signale la crue maximale. L'unité Ha à la base du dépôt est un des critères considérés pour distinguer les courants hyperpycnaux d'une turbidite classique. Le caractère allochtone du matériel qui constitue ce facies, comme la MO principalement terrestre ($HI < 250$) et une fraction détritique que surmonte le 80%, soutient cette hypothèse.

L'approche spatiale des dépôts au fins d'interprétation génétique a été amplement utilisé pour discriminer entre l'origine gravitaire ou hydrologique des écoulements turbulents. La corrélation multi-sondage permet, en fonction de la localisation et l'extension des dépôts, de déterminer leur origine (Bussmann et Anselmetti, 2010; Schiefer *et al.*, 2011; Jenny, 2013).

En fonction de la position relative des carottes Cariat-09-06 et Cariat-09-18 (alignées sur un axe N-S perpendiculaire à la côte sud du golfe), des paramètres granulométriques, géochimiques et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (% de MO, rapport Zr/Rb, foliation et linéation), nous avons établi une corrélation entre les deux, illustrée dans la Figure IV. 33. Ainsi, il est défini trois événements dans la séquence sédimentaire, où E1 est équivalent à la corrélation stratigraphique d'un événement entre deux zones spatialement écartées, où le facies 2 représente celui distal et le facies 3 celui intermédiaire-proximal. Les différences texturales et compositionnelles des facies qui constituent cet événement, sont attribuées à l'évolution spatio-temporelle du sédiment lors du processus de transport. La similitude de texture et structure des composantes de E1 et E2 permettent de leur attribuer une origine similaire. L'extension globale du dépôt E3 a été évoquée dans le chapitre III.2.3, relatif à l'analyse granulométrique, cet événement est représenté par un dépôt détritique à texture homogène dans Cariat-09-06 et un discret signal granulométrique dominé par particules d'argile dans l'ensemble de carottes étudiés.

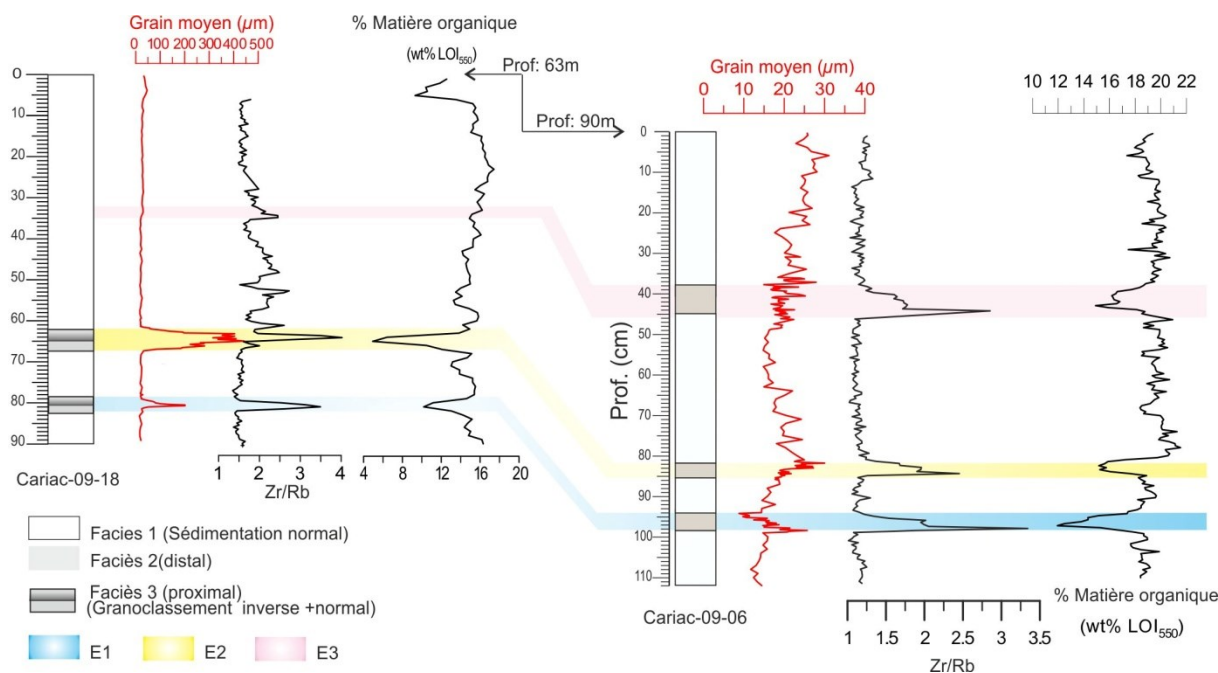


Figure IV. 33 Corrélation des différents faciès. Identification des événements E1, E2 y E3.

8.2. Chronologie du remplissage sédimentaire. Datation des unités et des événements discrets

L'étude sédimentologique du remplissage du Golfe de Cariaco (qui comprend la granulométrie, les essais de FRX de haute résolution, l'analyse de la MO et la fabrique magnétique) a conduit à l'identification de dépôts discrets qui interrompent la sédimentation normale et d'une unité avec une limite qui indique un changement dans la dynamique de sédimentation. La distribution temporelle de ces « événements » a été estimée à partir de la chronologie établie avec les données de radiocarbone de la carotte Cariac-09-06, où tous les changements identifiés dans la séquence sédimentaire du golfe sont représentés.

L'ensemble des événements identifiés comprend trois dépôts discrets nommés E1, E2 et E3 et l'unité U1. Les résultats de l'analyse multivariable, réalisés sur la base de données du sondage Cariac-09-06, ont permis de réduire le nombre de variables qui signalent les changements précédemment indiqués, alors, les courbes facteurs vs. profondeur sont utilisées comme référence pour les placées dans une échelle de temps (Figure IV. 34).

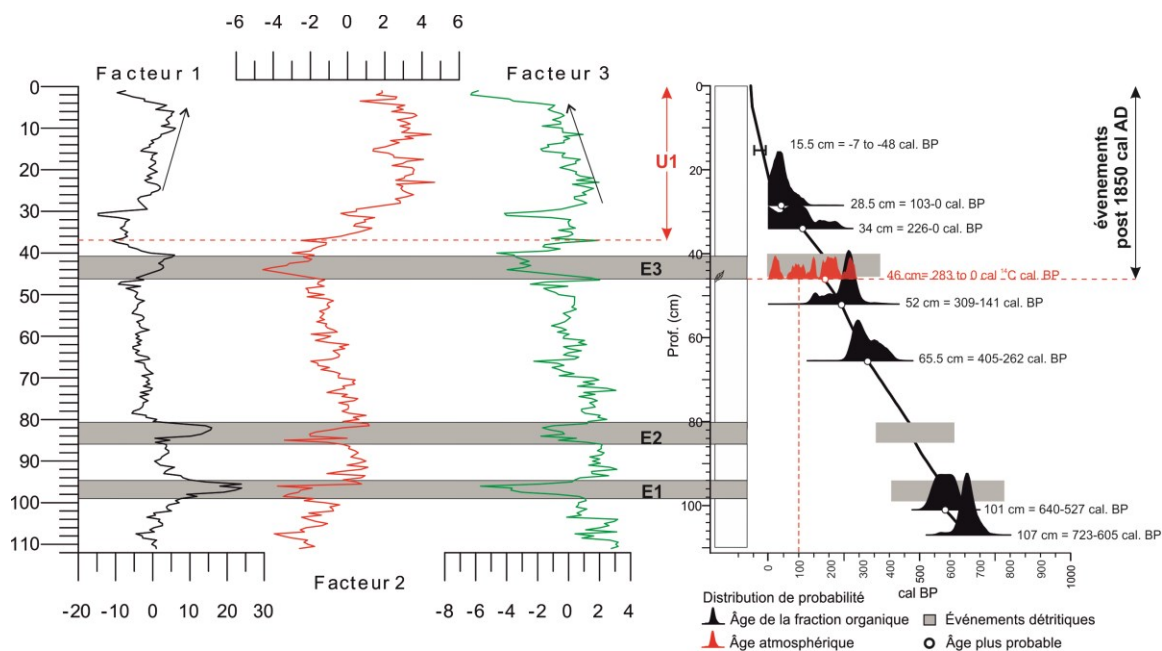


Figure IV. 34. Localisation des événements E1, E2 et E3 et l'unité U1 dans un contexte temporel.

Sur la figure précédente on peut observer 1) que le facteur 1 contrôle la variance compositionnelle des événements E1, E2 et E3 en indiquant les apports détritiques discrets, 2) une anomalie sur la courbe du facteur 2, qui représente les variables liées à la MO, définit la limite inférieure de l'unité U1, qui est aussi accompagnée d'une diminution progressive de la fraction carbonatée (facteur 3) dans la sédimentation considérée autochtone et une augmentation des éléments terrigènes. Le schéma illustre aussi l'existence d'un découpage net de la séquence à deux: 1) La partie superficielle qui rassemble les événements avec un impact global dans la sédimentation, appelé E3 qui joue un rôle de limite basale, surmonté par l'unité U1 et 2) la partie inférieure dominée par la sédimentation normale avec les événements d'impact local E1 et E2, isolés vers la base.

La limite entre ces deux parties correspond à l'âge 1850 cal AD. L'interprétation de l'événement E3 aussi bien que l'unité U1 dans cette période de temps, a des implications tant paléosismiques que paléoclimatiques. Ces changements vers 1850 cal. AD peuvent être influencés tant par l'événement séismo-induit rapporté à 1853 que par les modifications contrôlées par la migration vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) à la fin de la Petite Age Glaciaire (PAG)

Toutes les âges pris sur des échantillons très proche des niveaux détritiques ont été exclus de la courbe âge/profondeur définitive, afin d'avoir un âge plus récent par rapport aux expectatives de la tendance générale du modèle. Un enrichissement en MO d'origine terrigène, confirmée par les résultats de Pyrolyse ROCK EVAL pourrait justifier ce groupe d'âges sous-estimés.

Pour ce qui concerne le control chronologique de la carotte Cariac-09-18, la tendance totalement inversé des âges est considéré un cas particulière. La localisation de ce sondage en position de pente, proche à la trace sud du relais de la faille d'El Pilar sur la dépression de Guaracayal, pourrait influencer la distribution des âges en profondeur. Nous proposons que dans les zones les plus proches à la faille avec une instabilité gravitaire potentielle, la sédimentation autochtone a une influence tectonique. Dans un contexte dynamique, où le modèle de déplacement est partialement bloqué par l'existence d'un *creep* substantiel tout au long de la partie supérieure du segment de faille (Reinoza *et al.*, 2015), le processus de sédimentation pourrait être dominé pour des apports successives de sédiments qui collapsent du coté perché de la faille, qui se déposent à l'aval comme conséquence d'un mouvement régulier et lent (Figure IV. 35).

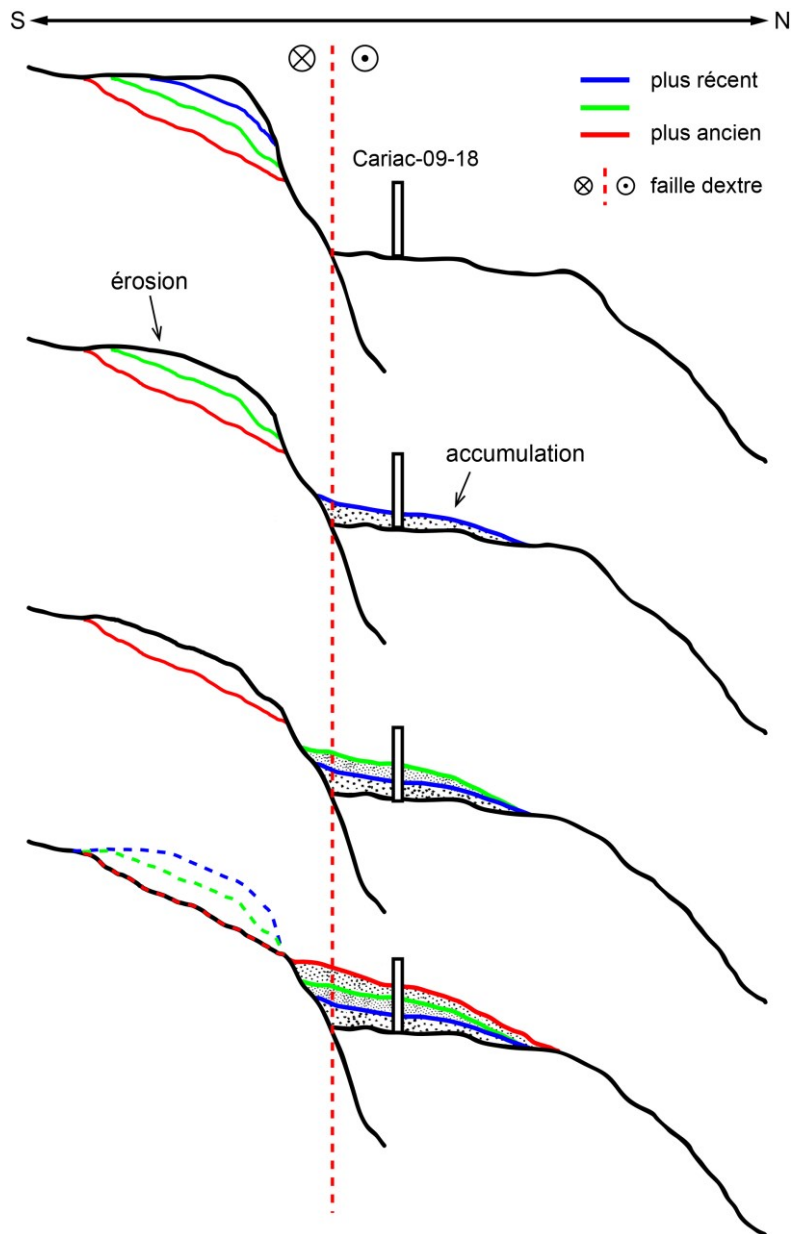


Figure IV. 35 Modèle hypothétique de sédimentation régulière en « ciseaux » aux alentours d'un segment de la faille décrochant qui glisse en *creep*, sans produire de séismes importants.

8.3. Mécanisme de mise en place des dépôts E1 y E2

En fonction des caractéristiques des faciès constituant les événements E1 y E2, nous proposons le modèle conceptuel et spatial de l'évolution des écoulements hyperpycnaux pour expliquer l'origine de ces dépôts (Figure IV. 36).

Le golfe de Cariaco présente une stratification thermique, dans le cas où la charge sédimentaire des affluents est plus dense que les eaux du golfe, l'écoulement perd de la flottabilité et plonge vers le fond en générant un type d'écoulement turbulent appelé courant

hyperpycnal. La texture et structure de ces dépôts dépendent de la variation de la magnitude de la crue en fonction du temps.

Mulder *et al.* (2001) expliquent que la base granocroissante se forme par des dépôts successifs pendant l'augmentation de la charge au cours de la crue, cet écoulement est classifié type *waxing-déplétif* (qui accélère avec la montée de la crue tout en diminuant la pente). Pendant le pic de crue, si le courant est constituée de grains grossiers, la base peut être partielle à totalement érodée comme signale le diagramme dans le faciès proximale.

Dans le faciès distal, la perte progressive de particules diminue la concentration de sédiment et conduit à la dilution de l'écoulement et à la formation de panaches de sédiments frontaux moins dense et plus turbulents, mis en suspension avec un gradient de vitesse négatif, cela résulte en un dépôt à grains fins bien triés, caractéristique d'une turbidite. Le granoclassement normal se forme pendant la décélération de la crue avec diminution de pente dans un dépôt d'écoulement type *waning-déplétif*.

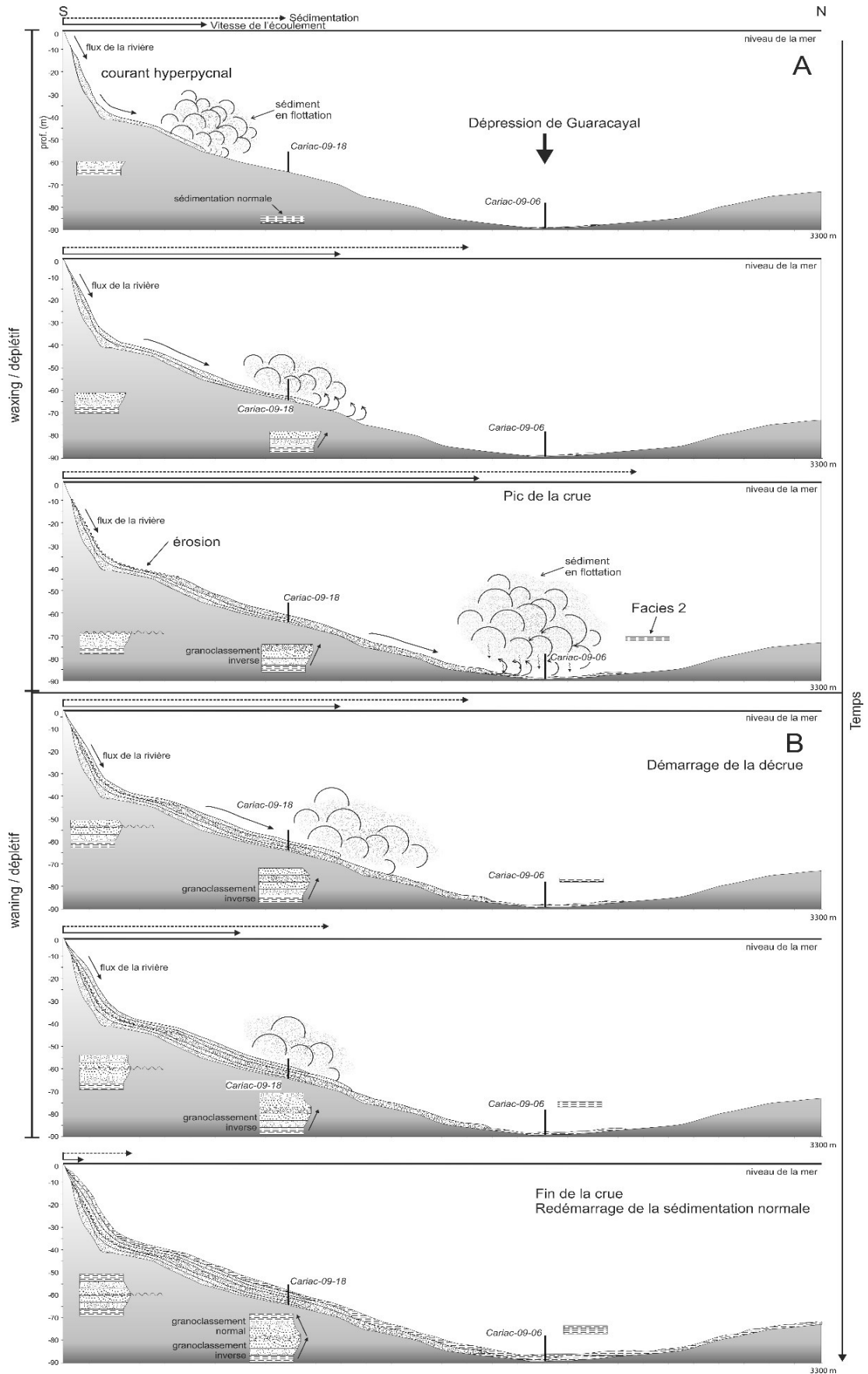


Figure IV. 36. Modèle conceptuel et spatiale de l'évolution des écoulements hyperpycnaux pour les événements E1 et E2.

8.4. Evaluation des empreintes anthropiques possibles sur les données géochimiques

Les analyses chimiques sont un outil sensible pour l'enregistrement de l'activité anthropique. L'incidence des activités humaines sur l'environnement comprend deux scénarios: 1) les changements d'affectation des terres et 2) les processus polluants.

Le premier scénario a une approche « archéologique » et développe le concept « d'érosion anthropique » (Dearing *et al.*, 2006; Dearing, 2006), qui implique que l'augmentation progressive de la population entraîne une accélération de l'érosion du sol dans le temps. Dans le cas du Venezuela, la région nord-est du pays est une zone privilégiée pour documenter un processus de érosion anthropique, c'est ici où il s'installe la première ville sur le continent Américain depuis l'arrivée des espagnols et commence de manière simultanée l'histoire documentée du pays à la fin du XV^{ème} siècle. En 1569 a lieu la fondation définitive de la ville de Cumaná (Altez et Audemard, 2008) ; en 1628 la population était encore réduite, avec un faible développement infrastructurel, condition qui conserve jusqu'à la deuxième moitié du XVII^{ème} siècle lorsque la principale activité économique de la région était l'agriculture de plantation. C'est dans cette période de transition où le déboisement, le pastoralisme et l'agriculture a pu avoir les plus forts impacts sur l'environnement par rapport à l'environnement naturel initial et plus particulièrement sur l'augmentation de l'érosion des sols. Cependant, il n'existe pas, dans les profils, des tendances qui nous permettent d'attribuer ces changements à des perturbations humaines dans une période entre le XV^{ème} et XVII^{ème} siècle.

Le deuxième scénario concerne la dispersion des contaminants inorganiques, organiques ou synthétiques sous une perspective écologiste. Ce type d'anthropisation est la conséquence du développement de toute sorte d'activité économique, industrielle, agricole, d'exploitation minière, de transport, construction, urbanisation, etc.

L'usage particulier du Br aux fins d'interprétation paléo-environnementale nous amène à explorer une possible origine anthropique dans les sédiments de Cariaco. L'utilisation la plus répandue de composés bromés synthétiques, susceptibles d'impacter l'environnement, a été dans le domaine de l'agriculture et notamment dans l'industrie automobile. Le brome est utilisé dans des pesticides et fumigants nématocides et a été trouvé en association avec d'autres éléments polluants (Cd, Cu et Zn) dans les systèmes du sol (Kaushik *et al.*, 1999; Benson *et al.*, 2014). Additionné aux essences, il fonctionne comme retardateur de flamme dans la fabrication de carburant (Flahaut, 1977; De Wit *et al.*, 2011; Eljarrat et Barceló,

2011), en faisant partie de la suite d'additifs ou contaminants tel que le Pb, Cu, Zn, Ni, Fe, As et Cd (Santos *et al.*, 2011).

Dans une étude des sédiments récents du golfe de Cariaco, qui vise à établir les niveaux de pollution liés au développement industriel et urbain de la région (Martínez, 2002), les concentrations de Cd, Zn, Cu, Cr, Ni et Pb ont révélé une association avec la texture des sédiments, aussi bien qu'une sectorisation. Les concentrations les plus faibles, de cette suite d'éléments traces métalliques, est restreinte tant aux sédiments de taille de grain plus grossiers qu'aux sédiments prélevés à la côte sud du Golfe, notamment dans la dépression de Guaracayal où les valeurs de concentration sont au-dessous du niveau de détection et de la valeur de pollution référentielles (Gamboa *et al.*, 1986; Fergusson, 1990; IOV, 1990; IOC, 1991; IOV, 1992; Sadiq, 1992).

Ces résultats concernent particulièrement notre travail, parce qu'une grande partie des interprétations s'appuient sur les résultats des analyses géochimiques des sondages Cariac-09-06 et Cariac-09-18 prélevés sur cette zone du golfe. Les variations mesurées de concentrations élémentaires par FRX n'apparaissent pas liées à par un impact anthropique.

8.5. Signature climatiques sur le détritisme Holocène

Une fois exclue l'influence de l'activité anthropique, le principal mécanisme auquel répond le détritisme est le forçage climatique, contrôlé par la précipitation et la température (Le Bissonnais *et al.*, 2002; Bosco *et al.*, 2009). La calibration chronologique de l'enregistrement sédimentaire des carottes prélevées dans le golfe place l'augmentation du signal détritique de l'unité U1 dans un intervalle de temps qui prend le relais après la Petite Age Glaciaire (PAG).

Cette bipartition Holocène récente est notamment marquée par la fin d'une période sèche généralisée dans les Caraïbes. Ce changement climatique dans le régime de précipitation est expliqué par un déplacement latitudinal vers le Nord de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Haug *et al.*, 2001). Pendant la PAG, la ZCIT se situe plus au sud (Peterson et Haug, 2006; Lane *et al.*, 2011), en créant des conditions arides et de forts vents, qui conduit au développement d'un fort upwelling. A la fin de cette période, la ZCIT migre vers le Nord, en intensifiant les précipitations et par conséquence en diminuant tant l'intensité des vents alizés que l'upwelling sur les côtes du Caraïbe (Koutavas et Lynch-Stieglitz, 2004). Nous proposons que la tendance à augmenter des traceurs de détritisme dans

l'unité U1, est probablement contrôlée par un forçage océan-atmosphérique sous l'emprise de l'oscillation de la ZCIT.

8.6. Signatures climatiques sur les composants carbonatés

Black *et al.* (1999) ont montré qu'à une échelle centenaire, les taux de production de ^{14}C (donné pour le forçage solaire) sont bien corrélés avec les périodes de forte abondance de *G. Bulloides* dans le bassin de Cariaco et à la fois l'enrichissement du plancton est lié à des forts upwelling. Mertens *et al.* (2009), dans son modèle palynologique de la Fosse de Cariaco, illustre aussi qu'un faible upwelling conduit à une diminution de la population de divers espèces dans l'ensemble de plancton. Donc, dans un contexte climatique, où la ZCIT se déplace vers le Nord et affaiblit les vents alizés, la diminution de Ca et Sr doit être plus probablement associée à une combinaison de forçage couplé océan-atmosphère et solaire sur le climat.

L'évolution simultanée de tous les éléments marqueurs de détritisme vers l'augmentation et une conséquente diminution des traceurs de carbonate biogénique dans le golfe de Cariaco, conduit à proposer que la variation de ces deux paramètres vers 1850 cal AD obéissent au changement entre les conditions plus sèches vers plus humides au terme du PAG.

8.7. Interprétation de la composante organique des sédiments du golfe de Cariaco et sa relation avec l'événement E3 dans le contexte d'un forçage tectonique

La caractérisation de la matière organique en fonction des paramètres dérivés de la Pyrolyse ROCK EVAL, PAF et le contenu de Br a conduit à identifier une unité U1, composée de sédiments du faciès autochtone avec MO enrichie en Br, dont le caractère presque exclusif de la relation entre cet élément et la MO d'origine marine suggère l'augmentation de l'influence marine sur le golfe. Goni *et al.* (2009) proposent dans leur étude des contrôles du flux et de la composition de la MO de la fosse de Cariaco, que c'est l'upwelling qui joue le rôle principal dans la constitution de la MO autochtone, avis partagé par Okuda (1982) et plusieurs chercheurs précédents (Curl, 1960; Richards, 1960; Kato, 1961; Ferraz de Reyes, 1977), qui soutiennent que la haute productivité primaire dans le Golfe de Cariaco est attribuable à l'upwelling régional.

Le domaine de ce forçage océanique sur la MO d'origine marine dans cette zone du Caraïbe implique une corrélation entre l'upwelling et la MO marine. La dynamique imposée

pour le contexte climatique à la fin de la PAG sous les termes du déplacement de la ZCIT vers le nord implique une diminution de l'upwelling, donc l'augmentation de l'influence marine révélée par les variables associées à la composante organique des sédiments (COT, LOI550 et Br) montre une apparente contradiction avec les tendances établies par les conditions climatiques dominantes dans la fenêtre de temps étudiée. Nous proposons donc qu'un changement morphologique dans l'exutoire du golfe associé à l'événement sismique de 1853 (avec une vague de tsunami associée) puisse expliquer une augmentation de l'influence marine dans le golfe à la fin de la PAG.

Morelock et Maloney (1972), dans leur travail sur la morphologie du canyon du Manzanares (situé sur la connexion entre le golfe et la fosse de Cariaco), explique son origine tectonique à partir de l'interprétation des profils sismiques. Dans son article il attribue le processus de configuration du fond de ce canyon à des importants mouvements de masse et à des turbidites. La distribution des glissements rotationnels décrits par Morelock et Maloney (1972) est confirmée par les profils sismiques étudiés par Van Welden (2007) pendant la campagne sismique à haute résolution du 2006 dans le Golfe de Cariaco, où il est possible d'observer un important volume de sédiments déformés à cause de mouvements de masse.

Le mécanisme où l'apport d'eau marine venant de la Fosse de Cariaco et entrant dans le Golfe, serait associé au déclenchement d'un glissement sous-marin dans le canyon du Manzanares, identifiés dans cette région par Lorenzoni *et al.* (2012) et Thunell *et al.* (1999). Le volume de matériel glissé induirait un changement permanent sur le processus d'échange des eaux du Golfe avec la Mer des Caraïbes, en plus une vague de tsunami aurait eu lieu. L'abrupt dénivelé entre la fosse de Cariaco, le cañon du Manzanares et le seuil de Salazar occasionnerait un effet d'amplification ou « goulot de bouteille » comme celui décrit par Viana-Baptista *et al.* (2006) dans son modèle de propagation de tsunamis sur l'estuaire Tagus à Lisbonne. La particularité du processus précédemment décrite, demeure sur le fait que les conditions d'isolation partielle du Golfe ne seront pas restituées, en générant un changement permanent des conditions paléo-environnementales. La singularité de ces conditions permettrait de comprendre partiellement pourquoi dans le registre sédimentaire du golfe, du point de vue granulométrique et textural, correspond à un unique événement historique enregistré.

Le modèle de processus de dépôt proposé dans ce travail pour expliquer l'origine de l'unité U1 sous un forçage tectonique (Figure IV. 37) comprend les étapes suivantes:1) Un

changement morphologique produit entre le seuil de Salazar et la bouche du fleuve Manzanares lié à un glissement sous-marin, déclenché pour le séisme de 1853. Le volume de matériel déstabilisé est transporté à l'aval vers la Fosse de Cariaco comme *slump* (étapes 1-2-3, Figure IV. 37a). Les couches néphéloïdes intermédiaires et superficielles formées sont perchées dans les surfaces isopycnales (24.6 et 25.4, respectivement) et transportées le long des côtes 2) le tsunami induit par les glissements (eux-mêmes provoqués par le séisme de 1853) serait enregistré sous la forme du dépôt E3 (présent dans une grande partie du Golfe) et représenté pour une fine couche homogène d'argiles, mise en place par décantation après le choc sismique et l'amortissement du tsunami.

L'absence de toute structure indicative de mouvement oscillatoire typique de tsunamis dans la sédimentation autochtone de ce contexte semi-isolé (effet seiche), pourrait être associée à l'absence de contraste granulométrique dans le sédiment superficiel du Golfe, qui sous un processus de re-suspension par un choc sismique oppose une résistance à la remobilisation à cause de l'enrichissement en MO (Young, 1975). En détail, sur la configuration actuel du Golfe (Figure IV. 37), des modifications morphologiques qui ont eu lieu sur le niveau actuel du seuil de Salazar auraient un impact sur plus de 80% du volume total d'eaux dans le Golfe.

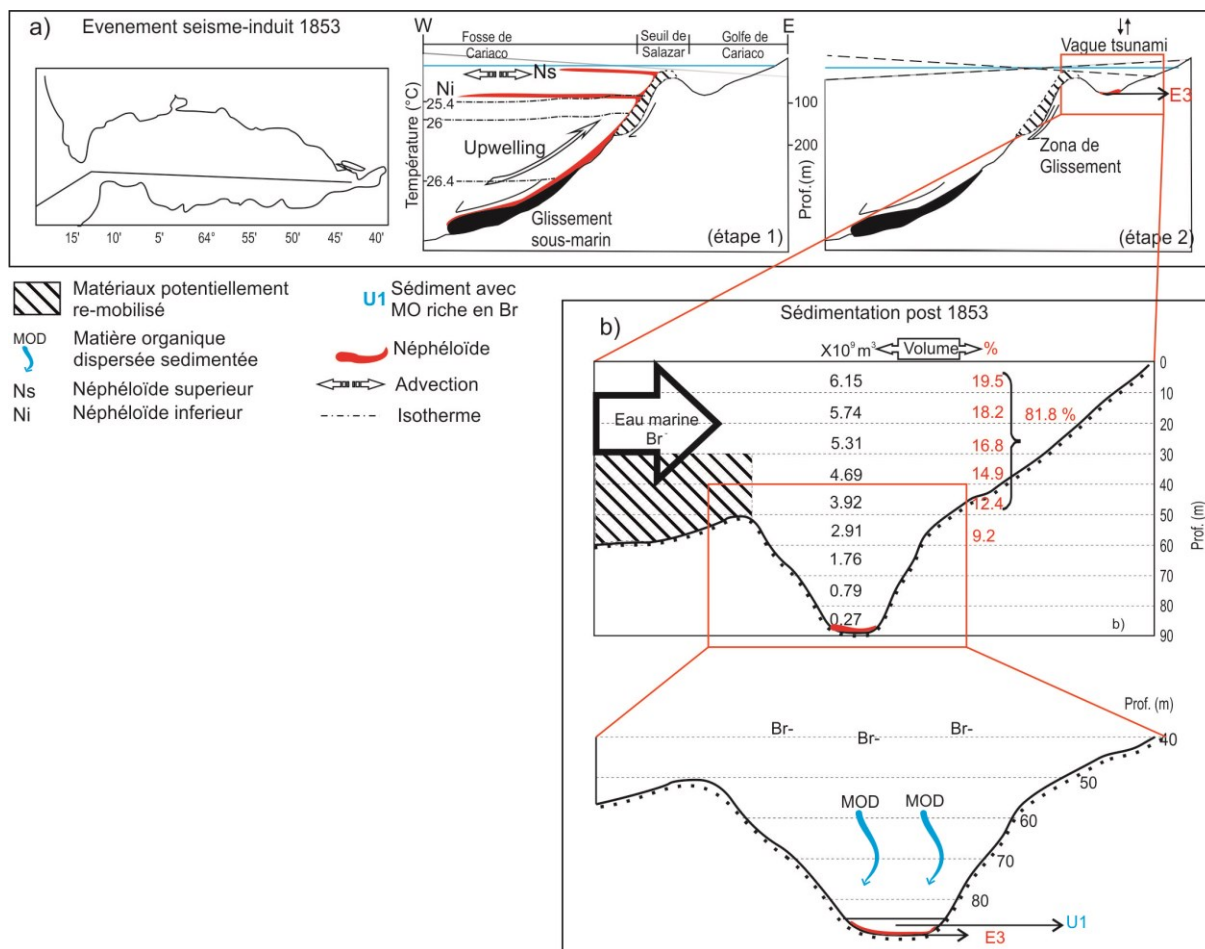


Figure IV. 37. Représentation schématique de l'hypothèse de mise en place du dépôt E3 surmonté pour l'unité U1, sous l'impact d'un séisme majeur. a) Section W-E sans échelle. Etapes de déclenchement d'un glissement sous-marin transporté vers la fosse de Cariaco, développement d'une vague de tsunami dans le golfe et dépôt d'E3, b) Détail de la dépression de Guaracayal avec échelle verticale exagérée. Impact possible du matériel glissé en fonction du volume par tranche d'eau (>80%). Stockage de sédiment avec MO dispersée riche en Br⁻ (U1).

La discussion des hypothèses sur les changements post 1850 cal AD dans le registre sédimentaire du golfe de Cariaco, sont présentées dans l'article Aguilar et al. (2015) accepté à la revue CR Géosciences, inséré dans l'annexe 8. Une synthèse sur le potentiel d'enregistrement des événements séismo-induits est présentée dans les conclusions et en forme d'article dans l'annexe 9, en faisant partie de la contribution en espagnol de ce manuscrit de thèse à la recherche dans le domaine de la paléosismologie au Vénézuéla.

9. Conclusions sur l'étude de la sédimentation dans le golfe de Cariaco

Tous les composants des sédiments analysés (silicoclastiques, biogéniques, MO particulaire, etc.) indiquent, dans la partie centrale du Golfe de Cariaco, une prédominance de la décantation de la charge en suspension, y compris la bio-production planctonique et / ou particules bio-induite. Bien que la grille des sites de carottage ait été conçue pour suivre les effets des tremblements de terre historiques, aucune perturbation significative *in situ* ou évidence de remaniement de sédiments, liée aux événements sismiques majeurs déclenchés par le système de failles active d'El Pilar, n'a été directement détectée et caractérisée.

Néanmoins, quelques épisodes discrets de granulométrie grossière, et/ou à dominante silicoclastique, ont été observés dans des sites différents. Parmi eux, près de la pente sud, deux couches détritiques à faible épaisseur ont été analysées et corrélées, ce qui atteste la présence de ces événements dans toute la zone étudiée. Ces «événements» (E1 et E2) ont des caractéristiques d'épisodes de crue en fonction de l'évolution de la texture de la base vers le sommet. Par ailleurs, un troisième «événement» (E3, également détecté dans différentes carottes) affiche des différentes caractéristiques texturales (homogénéité dans la granulométrie) et principalement souligné par une teneur magnétique absente dans la sédimentation autochtone permanente («back ground»). Cet événement E3 précède une augmentation brutale et nette du contenu en Br, augmentation considérée comme la signature d'une influence marine plus ouverte dans le Golfe. Ce changement géochimique général, qui a eu lieu autour de 1850 AD, peut avoir deux explications principales: i) des modifications anthropiques dans le bassin versant, ii) le changement naturel dans l'hydrologie et l'hydrodynamique. Les chroniques historiques (d'après Altez et Audemard, 2008) ne mentionnent aucun changement (population, activités, etc.) au cours de la période concernée; ce qui exclut la première possibilité. Pour la deuxième proposition, nous pouvons également envisager deux causes: i) un renforcement des vents lié à une fluctuation climatique, ii) une modification de la morphologie de l'entrée du Golfe. En ce qui concerne les éventuelles modifications climatiques, les références paléoclimatiques du nord-ouest du Venezuela (Haug *et al.*, 2001) indiquent de forts vents alizés de l'Est pendant le Petit Age Glaciaire, se terminant précisément aux environs de 1850 AD ; on ne peut donc non plus invoquer une modification climatique.

Nous proposons donc de relier le changement détecté à une augmentation de la connexion entre la Fosse de Cariaco et le Golfe, en particulier à travers l'alimentation

profonde entraînée par l'upwelling. Nous avons concentré notre hypothèse explicative sur le rôle de la morphologie subaquatique comme un guide majeur pour la connexion.

La moitié sud de l'entrée du Golfe correspond à la limite abrupte ouest du delta du Fleuve Manzanares. Cette limite correspond à un front deltaïque avec un important potentiel d'effondrement confirmé par des profils sismiques à haute résolution. Celui de la figure III.14 montre l'existence d'énormes glissements récents qui peuvent modifier de manière significative la morphologie de la connexion entre le Golfe et la Fosse. Le port de Cumaná, qui est construit sur le bord nord-ouest du delta du Manzanares, a subi des effondrements locaux durant les derniers tremblements de terre majeurs (par exemple en 1997 González *et al.*, 2004).

Des charges sédimentaires fines (suspensions de longue durée) ont été signalées dans la partie profonde de la Fosse de Cariaco après le séisme Cariaco 1997 par (Thunell *et al.*, 1999; Lorenzoni *et al.*, 2012). Ces auteurs relient ce processus aux glissements déclenchés sur la pente Est de la Fosse. Nous interprétons ce phénomène comme l'«extraction» de la fraction fine des sédiments remobilisés par gravité selon le modèle de genèse des "homogénites" (Beck *et al.*, 2007). L'abondance de fraction fine et la durée de la suspension seraient liées au tsunami et à sa possible réflexion (avec possibilité d'un effet de seiche) compte tenu de la configuration du site.

Les rapports historiques concernant la ville de Cumaná et ses alentours soulignent l'apparition de plusieurs séismes majeurs suivis par des vagues de tsunami; les plus récents sont considérés comme induits par les glissements de terrain subaquatiques plutôt que par l'effet tectonique direct. Selon le cadre chronologique des carottes analysées, le changement détecté correspond à un de ces événements: le tremblement de terre de 1853 à Cumaná, déclenché probablement par un ou plusieurs glissements de terrain subaquatique massifs, eux-mêmes responsables d'un changement morphologique (ouverture, approfondissement) dans le seuil entre le Golfe et la Fosse. Le changement observé dans les sédiments (textural et géochimique) peut ainsi représenter un impact d'un séisme historique majeur, à travers de modifications hydrologiques; la charge en suspension est donc aussi modifiée.

En termes de risques géologiques pour la ville de Cumaná et ses environs, la combinaison des glissements de terrain sous-marins et des tsunamis sur le versant ouest du delta du Fleuve Manzanares peut représenter un risque supplémentaire qui devrait être pris en compte en plus de la menace directe par les secousses sismiques.

CHAPITRE V: Enregistrement sédimentaire du Pléistocène supérieur-Holocène dans l'arc intraocéanique des Petites Antilles

1. Introduction

L'Arc des Petites Antilles est un archipel constitué de 30 îles volcaniques (certaines d'entre elles actives), résultat de la subduction de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (e.g. Picard *et al.*, 2006). L'activité volcanique, aussi bien que l'activité sismique profonde (subduction) et superficielle (failles crustales intra-arc), font de cet arc une zone à risque sismique importante et potentiellement tsunamigénique.

Bien que la sismicité instrumentale n'ait enregistré que trois séismes majeurs (1974 à Antigua, 1985 dans le segment de faille Nevis-Redonda et 2004 aux Saintes), la base de données historique confirme l'impact de tremblements de terre destructeurs, notamment dans les Antilles françaises où le risque sismique est plus significatif.

Motivé par l'occurrence du séisme des Saintes en 2004 et dans le but d'étudier la cinématique du système de failles normales superficielles situées sur la partie externe de l'arc (responsable de ce dernier séisme), un ensemble de 17 carottes Küllenberg a été prélevé pour tenter de reconstruire l'histoire sismique Pléistocène supérieur-Holocène et contribuer à l'évaluation du risque dans l'arc antillais, dans le cadre de la campagne GWADASEIS.

Dans cette thèse, nous avons travaillé sur la caractérisation granulométrique et géochimique des dépôts de type turbidites dans 4 sondages (parmi les 17 prélevés), comme une contribution à la caractérisation sédimentologique des écoulements gravitaires subaquatiques dans les zones de subduction. Notre but était d'établir une comparaison entre cette structure active et le cadre, très différent, du Golfe de Cariaco.

Nous présenterons, premièrement, une succincte revue bibliographique du contexte sismique de la limite de subduction Est-Caraïbe, aussi bien que la dynamique sédimentaire et océanographique qui règne sur la zone. Nous présenterons par la suite, dans les chapitres suivants, les résultats de la caractérisation du remplissage sédimentaire de la zone de l'arc et une comparaison selon les résultats obtenus dans le Golfe de Cariaco.

2. Activité sismique

La distribution de la sismicité historique et instrumentale le long de l'arc atteste d'une activité généralisée, notamment concentrée dans la partie nord où les événements enregistrés sont plus nombreux (Feuillet *et al.*, 2002). La Figure V. 1 montre plusieurs mécanismes au foyer de séismes entre 1950 et 2001, en indiquant une surface de glissement NNO approximativement parallèle à la fosse avant-arc, en lien avec le pendage ouest du *slab*, alors, clairement liée à la zone de subduction. En outre, il y a un important enregistrement d'activité sismique crustale (<20-30 km), en particulier dans le Nord.

Dorel (1981) avait déjà remarqué cette distribution spatiale en proposant, ainsi que d'autres auteurs, un lien avec la variation du pendage du *slab* (Girardin et Gaulon, 1983; Wadge et Shepherd, 1984). Bengoubou-Valerius *et al.* (2008) s'intéressent à la variation de l'inclinaison du *slab* le long de l'arc, et à partir de ses observations estiment qu'il n'y a pas de variation significatives par rapport aux 50° de pendage mesuré globalement, du Nord au Sud de l'arc. Feuillet *et al.* (2002) soulignent que le changement de l'angle de plongement du *slab* n'est pas significatif le long de l'arc, en plus ils mettent en évidence que la plupart des séismes superficiels dans l'arc ont la tendance à montrer des mécanismes de composant normale ou décrochante sur des plans NE-SW et E-W. Leur travaux confirment que ce système de failles accommode la composante extensive liée au décrochement sénestre de la convergence oblique, entre les plaques Amérique du Nord-Caraïbe et c'est le responsable de plusieurs séismes destructeurs enregistrés dans la région avec $M_s > 6$ (Tableau V. 1)

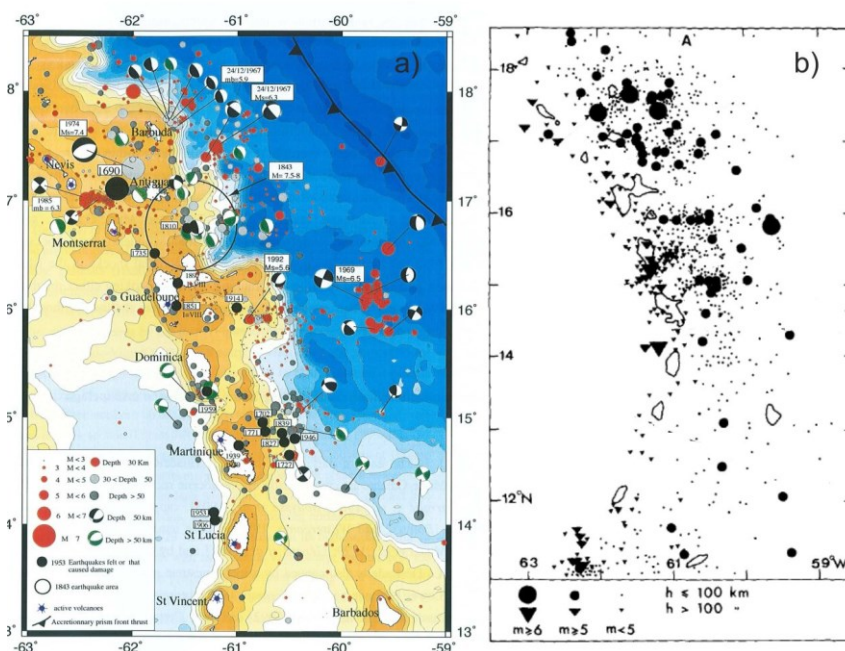


Figure V. 1 a) Sismicité instrumentale et historique entre 1950-2001 dans l'arc des Petites Antilles (d'après Feuillet *et al.*, 2002), b) Distribution d'épicentres des séismes 1950 à 1978 sauf l'activité crustale (<30km) (Dorel, 1981).

Tableau V. 1. Séismes historiques liés au système de failles en échelon dans l'arc interne proche de la Guadeloupe (d'après Feuillet *et al.*, 2011).

Date	Maximum MSK	Magnitude	Latitude (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Système de faille associée
1690-04-16	IX	7.0	17.02 ^b	62.28 ^b	15 ^b	Segment de faille Montserrat-Havers/Redonda
1839-01-11	IX	8.0	14.80 ^c	60.30 ^c	30 ^c	Est de Martinique (megathrust)
1843-02-08	IX	8.5	16.73 ^c	61.17 ^c	40 ^c	Nord-est de la Guadeloupe (megathrust)
1851-05-16	VII	6.0	16.00 ^d	61.52 ^d	15 ^b	Faille Mome-Piton
1897-04-29	VIII	6.5	16.42 ^c	61.93 ^c	15 ^b	Segment de faille Bouillante-Montserrat
1897-04-29	VIII	5.5	16.18 ^d	61.55 ^d	15 ^b	Faille Gosier
1935-11-10	VIII	6.2	16.79 ^b	62.33 ^b	15 ^b	Segment de faille Montserrat-Havers
1950-12-29	VIII	6.0	17.00 ^d	62.50 ^d	15 ^b	Segment de faille Nevis-St./kitts
1961-11-02	VII	5.5	17.21 ^f	62.68 ^f	10 ^b	Segment de faille Nevis-St./kitts
1974-10-08	VIII	7.4	17.37 ^g	61.92 ^g	30 ^g	Un autre système de faille
1985-03-16	VI	6.3	17.02 ^h	62.28 ^h	8 ^h	Segment de faille Redonda-Nevis
2004-11-21	VIII	6.3	15.75 ⁱ	61.54 ⁱ	10 ⁱ	Faille Roseau

^bFeuillet *et al* 2011, ^cFeuillard 1985), ^dBernard et Lambert (1988), ^eRobson (1964), ^fRobson *et al.* (1962), ^gMcCann *et al.* (1982), ^hGirardin *et al.* (1991), ⁱBazin *et al.* (2010).

3. Activité sismique quaternaire: rappel des études précédentes

L'enregistrement historique de la sismicité de l'arc des Antilles commence à la deuxième moitié du XVII^{ème} siècle, selon lequel le plus grand séisme rapporté dans la région a eu lieu le 2 août 1843, entre la Guadeloupe et Antigua, avec une magnitude estimée $M=7,5$ à 8 (Bernard et Lambert, 1988). Le dernier séisme destructeur s'est produit en 2004 aux Saintes (archipel de Guadeloupe) avec $M= 6,3$. Malheureusement, le catalogue sismique de la région couvre une fenêtre temporelle très étroite et l'estimation du temps de récurrence des événements forts ($M_s > 6$) est encore relativement approximative.

Feuillet *et al.* (2004) proposent une quantification du risque sismique dans le contexte Antillais. Compte tenu de la vitesse de glissement de l'une des plus importantes failles proche de la Guadalupe (Morne-Piton), ils proposent que cette faille pourrait produire des séismes avec une magnitude maximale $M \sim 6.5$ avec une récurrence de 1400 - 3300 ans, et pour les événements de $M \sim 5.5$, comme celui de 1851, un taux de récurrence de 400 à 1000 ans.

Plus récemment Beck *et al.* (2012) a étudié le remplissage sédimentaire proche de l'arc, aux fins d'interprétation paléosismiques avec une approche sédimentologique à partir de données dérivées de la campagne d'acquisition GWADASEIS 2009. L'imagerie sismique à haute résolution acquise entre Nevis et Montserrat, montre, dans une succession d'environ 32 m de sédiment, plusieurs unités homogènes dans une fenêtre de temps de 34.000 ans. Certaines de ces unités (homogénites) correspondent à des événements directement associés au déplacement d'une faille locale (Figure V. 2). L'accumulation de ces dépôts au pied du plan de faille a conduit à considérer que la sédimentation syntectonique dans ce domaine n'est pas continue. Sur la base de nombreuses turbidites/homogénites identifiées sur les profils sismiques, le temps de récurrence estimé a été de 6500-7000 ans pour les événements liés à la composant verticale de la faille et 500-800 ans pour des événements que ne sont pas forcément liés à une origine locale.

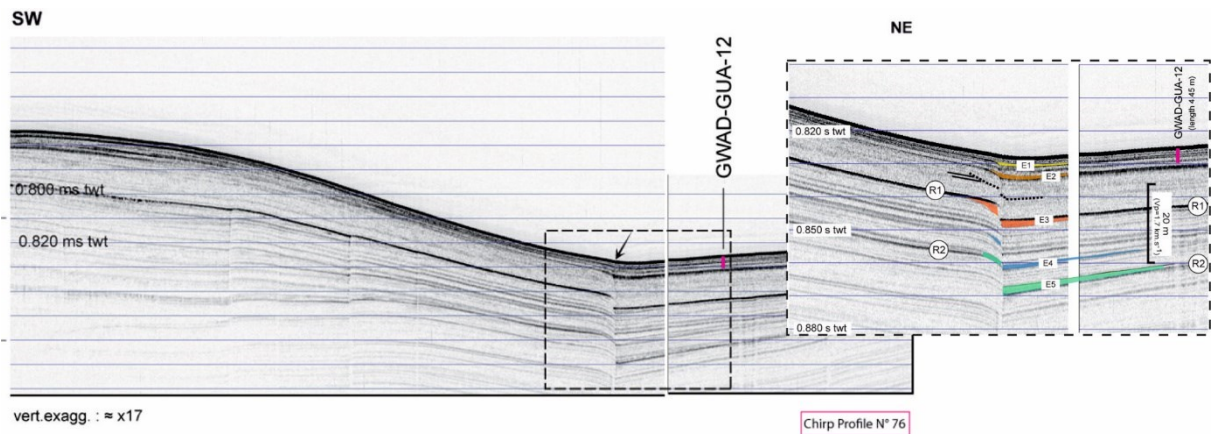


Figure V. 2. Profil 76 acquis pendant la Campagne GWADASEIS à travers le site de prélèvement de la carotte GWAD-GUA-12. Le détail dans l'insert montre la compensation du décalage des failles verticales par des dépôts (homogènes) (d'après Beck *et al.*, 2012)

Dans le groupe de carottes longues prélevées pendant la campagne GWADASEIS, (Beck *et al.*, 2012) ont identifié aussi un événement majeur après 1970, lié plus probablement à l'événement sismique de 1974 à l'île de Redonda. Il correspond à un dépôt silto-sableux calcaire homogène, qui surmonte l'interface eau/sédiment caractérisée par un intervalle RedOx. L'activité du ^{210}Pb et du ^{137}Cs mesurée dans ce niveau montre que son sommet est post-1970 (Figure V. 3).

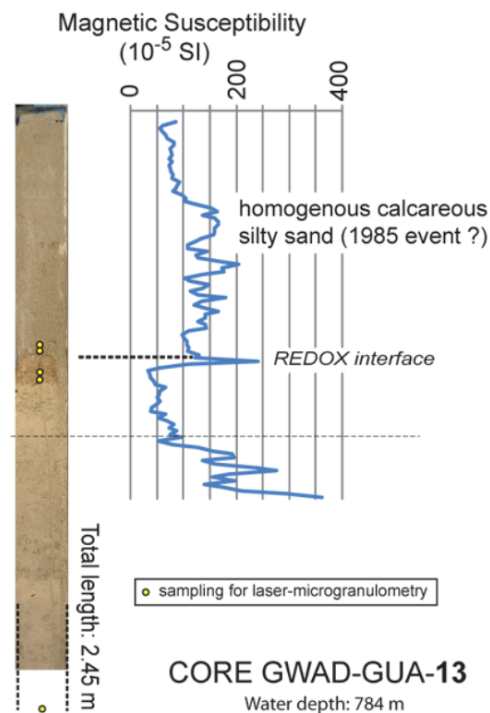


Figure V. 3. Interface RedOx préservée sous un dépôt homogène lié soit au séisme de 1985 soit plus probablement à celui de 1974 à l'île Redonda, identifiée dans la carotte GWAD-GUA-13 prélevé pendant la Campagne GWADASEIS (Beck *et al.*, 2012).

4. Dynamique sédimentaire

D'après Wright (1984), dans le domaine de l'arc insulaire des Antilles il y a trois principales sources de sédiments: (1) l'arc actif avec des sédiments volcanogéniques sous la forme de débris pyroclastiques et de cendres; (2) les rivières de l'Amérique du Sud qui transportent de matériaux terrigènes et (3) la production autochtone de matériau calcaire biogénique. La sédimentation dans le contexte Antilles peut-être divisé en:

- *Sédimentation Insulaire*: il s'agit de la sédimentation sur la plateforme de l'arc et aux alentours, composée principalement de particules de taille des sables. Proche de la zone côtière, le sédiment d'origine volcanoclastique peut représenter plus de 50%, un pourcentage que diminue avec la distance vers les bancs récifaux où la fraction calcaire peut représenter entre 80-90%.
- *Sédimentation hémipélagique*: composée d'une boue calcaire pélagique-hémipélagique, brun clair Holocène et avec une quantité faible de terrigènes dispersée (principalement de quartz) et silt volcanogènes (Wright, 1984).
- *Ecoulements gravitaires*: Il s'agit d'un grand volume de dépôts chaotiques sur les pentes ouest de la plate-forme volcanique (Deplus *et al.*, 2001; Le Friant, 2001; Le Friant *et al.*, 2002; Le Friant *et al.*, 2003), confirmés pour des campagnes d'acquisition sismique. Les dépôts correspondent à des grands lobes répartis à l'Ouest de la plateforme de l'arc, interprétés comme des dépôts grossiers et hétérométriques (Figure V. 4). Ce type de sédimentation comprend: des dépôts d'avalanche de débris, des dépôts de flux de débris (debris-flow) et des turbidites volcanoclastiques.

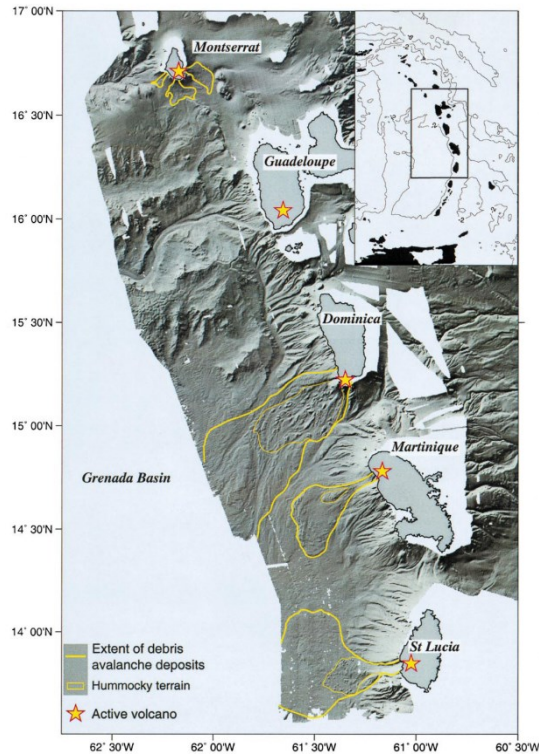


Figure V. 4 Limites des écoulements gravitaires sur le fond de la mer proche à l'arc de Petites Antilles (d'après Deplus *et al.*, 2001).

Wright (1984) propose une carte de distribution de faciès (Figure V. 5), où la distance de la source terrigène joue un rôle majeur. Les lithofaciès sont définis en fonction de leurs caractéristiques lithologiques et leurs environnements de dépôt:

(I) *Argiles pélagiques*: mise en place dans la partie profonde du bassin, au-dessous du niveau de compensation des carbonates (Carbonate Compensation Depth, CCD), lointaine de la source de sédiments terrigènes et composée d'argiles dispersées avec un faible pourcentage de cendres et de silts terrigènes mélangés avec des fragments de tests siliceux.

(II) *Boue calcaire marneuse*: sédiment typique de rides océaniques installés en position de pente, constitués de microfossiles calcaires (30-60%) et moins de 30% de cendres, de silt terrigène et d'argiles.

(III) *Boue à foraminifères*: faciès localisé sur le rides océaniques et composé de microfossiles calcaires (60-100%) avec un contenu faible de cendres et de particules terrigènes de taille des silts.

(IV) *Boue calcaire volcanique*: restreint à la plateforme superficielle de la partie nord de l'arc, ce faciès est constitué d'entre 60 et 100% de microfossiles calcaires et de 0 à 40% de silt volcaniques.

(V) *Mélange de Coquilles calcaires*: Il s'agit d'un faciès entièrement composé de fragments de coraux et coquilles, limité aux récifs locaux sur la plateforme de l'arc.

(VI) *Silt volcanique calcaire*: correspond aux sédiments du bassin arrière-arc, près de la chaîne d'îles volcaniques. Il est composé de 70-90% de sable et silt volcanique et d'entre 10 et 30% des microfossiles calcaires.

(VII) *Boue silteuse calcaire*: caractéristiques de la région d'arrière-arc et avant-arc à proximité de la source de sédiments continentaux avec une composition similaire de microfossiles calcaires et silt volcanique (10-30%) et une teneur d'argiles de 40%.

(VIII) *Boue calcaire*: sédiment mise en place dans la zone abyssale, adjacente au continent, au-dessus du CCD. Constitué d'un pourcentage entre 10 et 30% des microfossiles calcaires; moins de 10-25% de silt terrigènes et plus de 60% d'argiles.

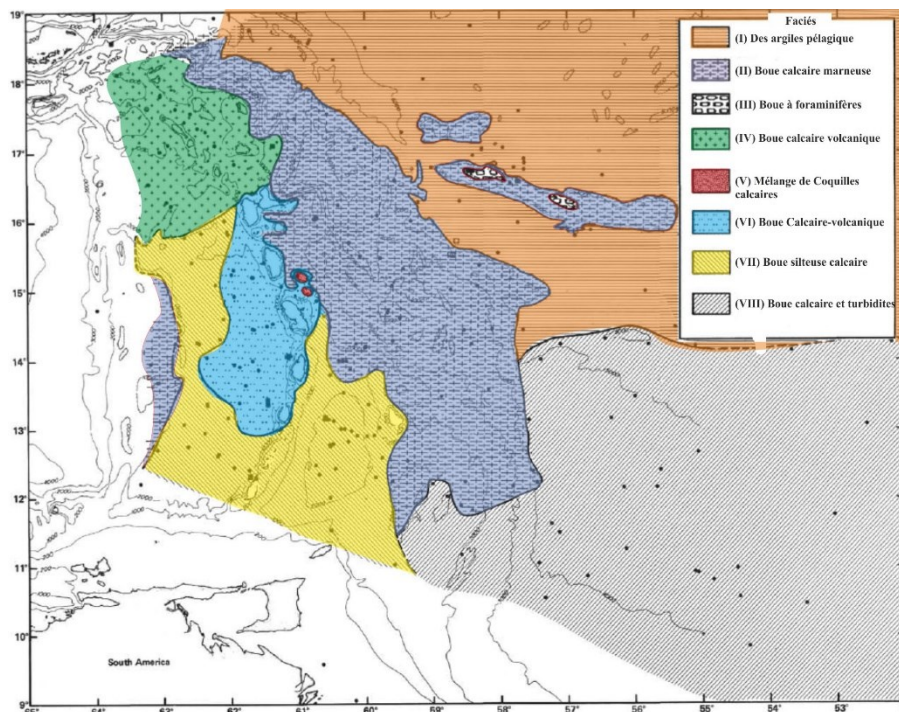


Figure V. 5 Carte de distribution de faciès dans l'arc de Petites Antilles (Wright, 1984).

Les processus responsables de la distribution de la sédimentation dans l'arc des Petites Antilles, sont prises en compte pour aboutir la carte de distribution des faciès proposés par Wright (1984) ; ils sont synthétisés dans le modèle de dépôt illustré dans la Figure V. 6. Ce modèle est cohérent avec la dynamique et les mécanismes de transport proposés plus récemment par Picard *et al.* (2006) et précédemment par Sigurdsson *et al.* (1980).

Dans ce modèle, les accumulations épaisses de sédiment sont limitées au bassin arrière-arc, avant-arc (Bassins de Grenade et Tobago respectivement) et la plaine abyssale adjacente au talus continental de l'Amérique du Sud. La fraction détritique d'origine continentale, notamment la fraction sablo-silteuse, reste limitée à la plateforme nord de l'Amérique de Sud. Seuls la fraction de silt fin et des argiles sont transportés par les courants océaniques superficiels au-delà de la plateforme vers la plaie abyssale, où la teneur en terrigènes est soumise à un effet de dilution par rapport au contenu de boue carbonatées.

De son côté, la composante carbonatée du sédiment est abondante, tant dans la zone pélagique sur le CCD que dans la plateforme de l'arc et aux alentours, particulièrement dans les dépôts d'écoulements gravitaires, proche aux canyons sous-marins.

Les produits volcanogéniques sont de deux types: 1) Panaches de cendres, dont les particules sont dispersées dans le sédiment hémipélagique, mélangés avec le sédiment biogénique ou éventuellement largement répandue dans le cas des éruptions majeures vers le bassin avant-arc et la plaine abyssale et 2) Détritiques volcanogènes grossiers, qui proviennent de l'arc insulaire, dont le principal mécanisme de transport sont les écoulements gravitaires pyroclastiques et les turbidites, avec un emplacement préférentiel vers le bassin arrière-arc à l'Ouest.

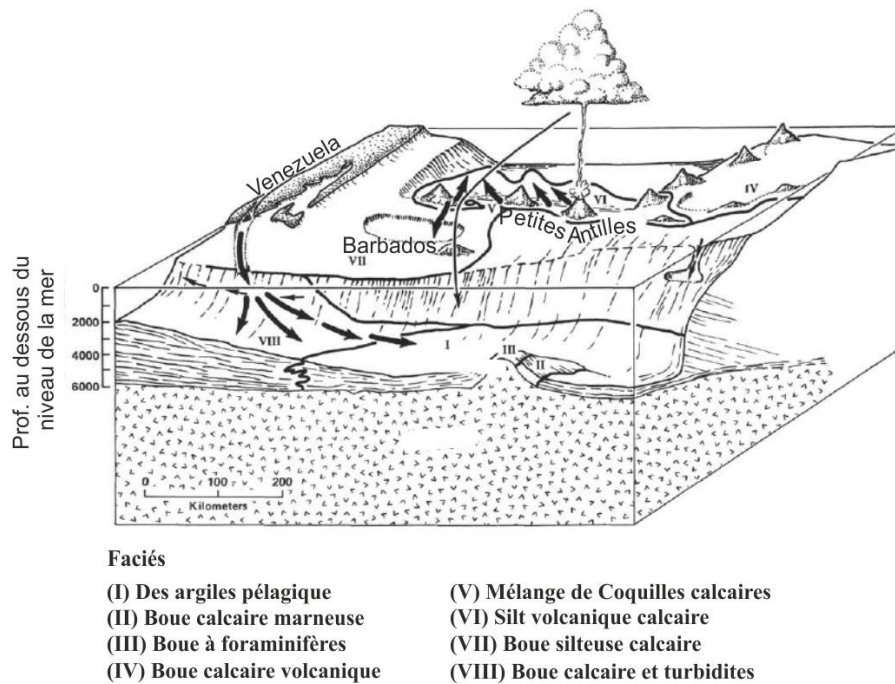


Figure V. 6 Modèle de distribution de la sédimentation dans l'arc de Petites Antilles (d'après Wright, 1984).

Sigurdsson *et al.* (1980) avaient déjà souligné sur la distribution asymétrique de la fraction volcanogénique du sédiment Antilles. Selon ces auteurs, la composante volcanique des sédiments sur la plaine abyssale Atlantique représente 4% du total et 99% de cette fraction correspond à des cendres, tandis que du 34% du sédiment volcanogénique accumulé vers le bassin arrière-arc, 98% sont des détritiques transportés par des écoulements gravitaires.

Les raisons de cette distribution différentielle sont résumées dans le schéma de la Figure V. 7 où Sigurdsson *et al.* (1980) précisent que l'asymétrie de la distribution des cendres est contrôlée pour les forts vents d'Ouest, qui dominent au niveau de la troposphère où les panaches de cendres se perchent et après se déplacent vers l'Atlantique. Pour ce qui concerne à la fraction volcanique grossière, transportée par des écoulements gravitaires, son absence du côté Atlantique est attribuée à la forte pente du flanc ouest de l'arc ($\sim 9^\circ$) qui a un potentiel de déstabilisation plus élevé, au placement de l'arc volcanique active vers l'ouest de la plateforme de l'arc et à la circulation du courant Nord-Equatorial et de l'Ouest généré par l'océan Atlantique à travers les passages.

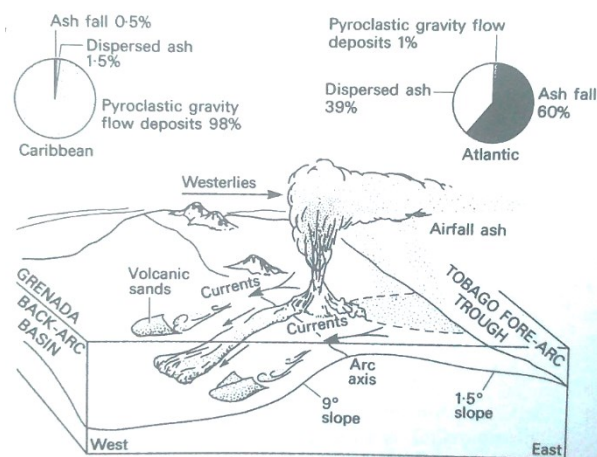


Figure V. 7 Bloc diagramme en illustrant la distribution asymétrique des sédiments volcanogéniques dans l'arc de Petites Antilles (Sigurdsson *et al.*, 1980).

5. Circulation profonde des masses d'eau

Les apports sédimentaires aux alentours de l'Arc subissent l'emprise de deux systèmes de courants superficiels qui opèrent dans la région et exercent une forte influence sur la distribution des sédiments dans la zone: le courant Equatorial et le courant de Guyane (Wright, 1984).

De son côté, le courant Equatorial transporte des cendres vers l'Ouest et entraîne aussi des sables volcaniques depuis les zones peu profondes de l'Arc vers le Bassin de Grenada (Sigurdsson *et al.*, 1980; Wright, 1984). Les données des campagnes d'observation hydrographiques de Wüst (1963) et Gordon (1967), et plus récemment, les modèles numériques de Johns *et al.* (2002), indiquent que les masses d'eau dans l'Arc se déplacent essentiellement à travers les passages de Grenade, Saint-Vincent et Sainte-Lucie, avec une vitesse de 20 à 30 cm /s (Metcalf *et al.*, 1977).

D'autre part, le courant de Guyane actuel porte des argiles et détritiques silteux provenant des rivières d'Amérique du Sud. En fait, le courant est fortement influencé par les décharges détritiques de l'Amazone et de l'Orénoque (Morrison et Smith, 1990), qui sont transportées le long du plateau continental en Amérique du Sud vers la région des Petites Antilles (Wright, 1984). Des précisions sur l'impact de ces courants sur la distribution des sédiments dans la plateforme de l'arc restent encore peu comprises (Picard *et al.*, 2006).

CHAPITRE VI: Étude de la sédimentation Holocène-Pléistocène entre les îles Nevis et Redonde et la dépression de Kahouanne entre la Guadalupe et Montserrat.

1. Introduction

En suivant l'approche multi-paramètres sur la base des analyses granulométriques, de susceptibilité magnétique, scanner aux rayons X et FRX, utilisées pour l'étude du remplissage sédimentaire du Golfe de Cariaco, nous avons fait une caractérisation texturale et géochimique des sédiments prélevés dans l'arc des Petites Antilles lors de la campagne GWADASEIS (2009).

Parmi les 17 carottes longues prélevées, Beck *et al.* (2007) ont étudié de manière préliminaire l'archive sédimentaire de la carotte GWAD-GUA-12 ainsi que le sommet (<50cm) des sondages GWAD-GUA/ 6, 11, 12, 13 et 14, combiné avec les profils sismiques à haute résolution, aux fins d'identifier des escarpements de failles co-sismiques et de mieux comprendre les processus de transport et les dépôts de masse associées à des séismes (notamment le séisme historique AD 1974, Mw= 7,4). La localisation des 3 carottes Küllenberg récoltées pendant cette même campagne et sujet de cette étude est répertoriée dans les Tableau VI. 1 et sur la Figure VI. 1.

Tableau VI. 1 Localisation des carottes prélevées dans l'arc des Petites Antilles dans le cadre de la campagne GWADASEIS.

Carotte	Secteur	Latitude	longitude	Prof. d'eau (m)	Longueur (m)	Tronçons
GWAD-GUA12	Dépression de Kallinago	17°11.787	62°26.487	602	4.5	3
GWAD-GUA13	Vallée Redonde	17°01.045	62°26.573	784	3	2
GWAD-GUA15	Dépression Kahouanne	16°28.312	61°53.770	1167	5.25	5

Nous avons étudié d'abord les carottes GWADGUA 12 et 13, dont la relativement petite proximité géographique et la différence de profondeur entre les deux (185 m) nous a permis d'établir une corrélation entre l'enregistrement sédimentaire de la partie nord de l'arc des Antilles et de proposer un modèle de mis en place des dépôts instantanés conservés dans cette zone en suivant l'approche de Beck *et al.* (2007). Le sondage GWADGUA 15, placé dans le secteur nord-central de l'arc, est le plus long et présente un nombre plus élevé de

turbidites qui permet d'augmenter le catalogue de caractéristiques texturales et géochimiques des dépôts de courants de turbidité dans des contextes insulaires.

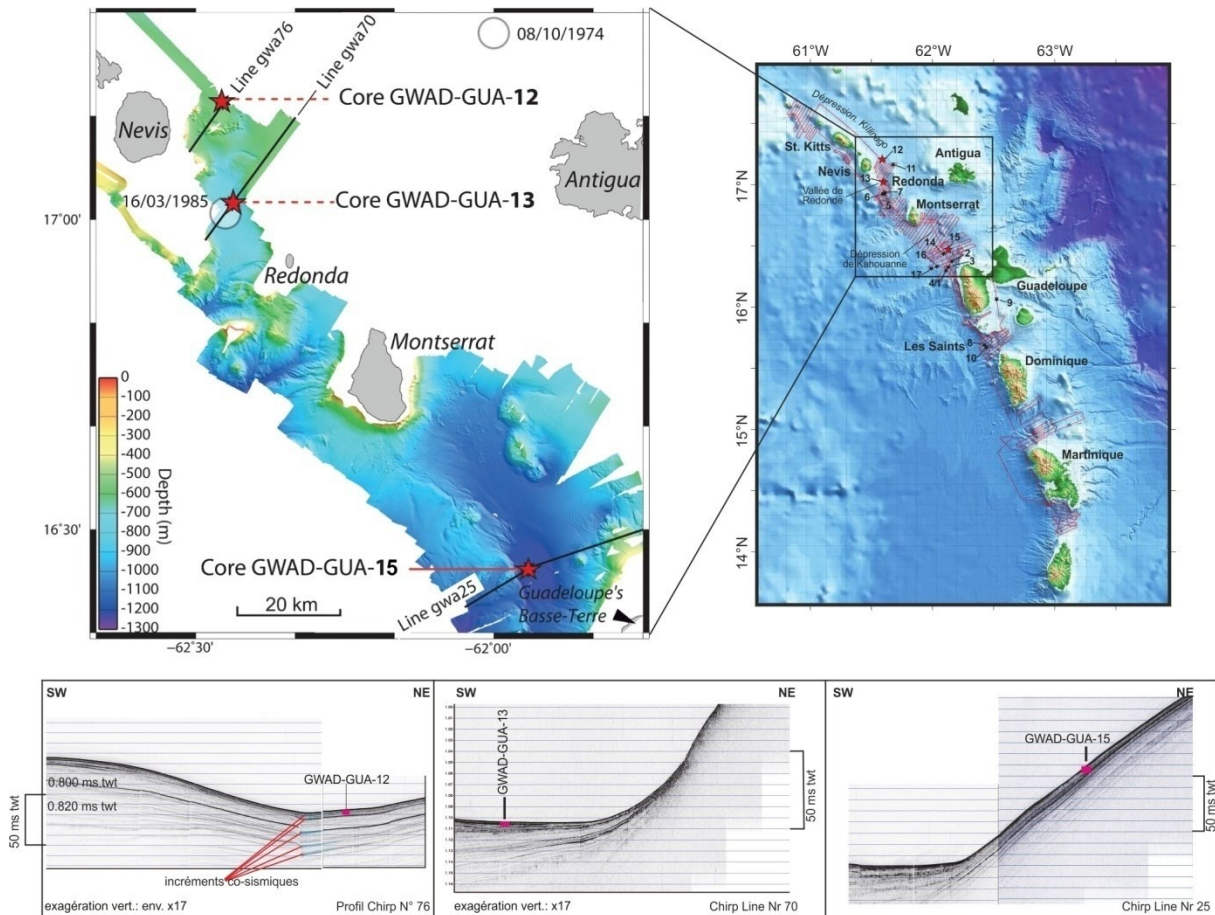


Figure VI. 1 Localisation des carottes prélevées dans l'Arc de Petites Antilles dans le cadre de la campagne GWADASEIS. Carte bathymétrique entre Nevis et les îles de la Guadeloupe (zone encadrée). Données bathymétriques dérivés de la campagne d'acquisition sismique GWADASEIS (d'après Beck *et al.*, 2007). Localisation des profils sismiques et sites de carottage. Profils 76, 70 et 25 en montrant l'emplacement de prélèvement des sondages sujet de cette étude, les flèches rouges (profil 76) montrent la compensation des décalages de la faille par des dépôts acoustiquement transparents (en bleu).

2. Définition de faciès des carottes GWADGUA-12, GWADGUA-13 et GWADGUA-15

A partir de la description visuelle (textures, structure, contacts et couleurs) de ces trois carottes, combinées avec les images SCOPIX de sections présélectionnées et l'observation de frottis, ont été définis 8 faciès (Figure VI. 2). L'ensemble de faciès identifiés a été divisé en deux: ceux correspondant à la sédimentation hémipélagique et les faciès associés à des événements discrets. Les faciès de la carotte 15 se distinguent de ceux de celles collectées dans le Nord par une augmentation nette de la fraction terrigénique.

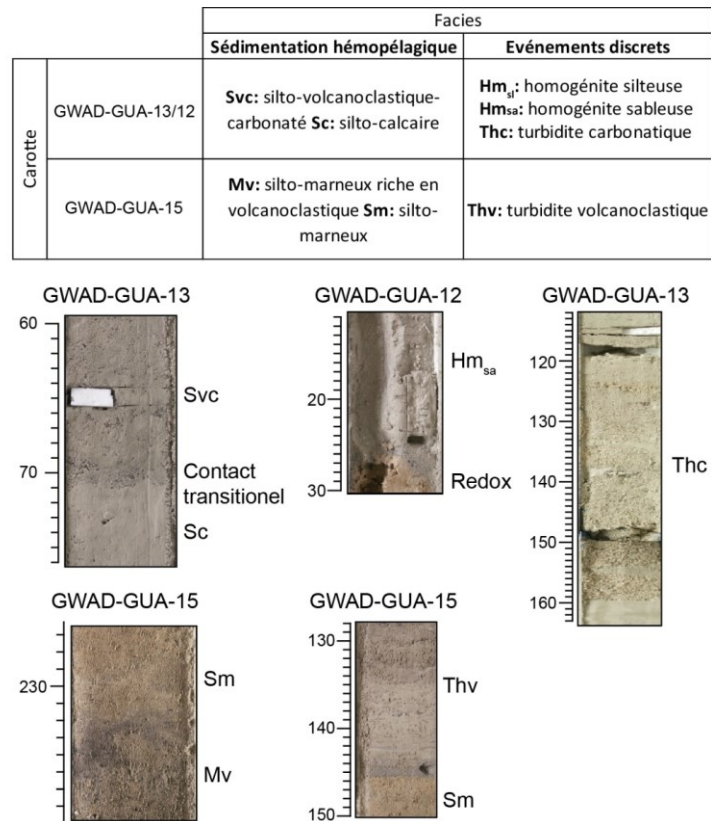


Figure VI. 2 Différents faciès définis dans les carottes GWAD-GUA-12/13 et 15.

2.1. Carottes GWAD-GUA-12 et GWAD-GUA-13

Ces sondages ont été prélevés entre les îles Redonde et Nevis, séparés d'environ 20 km le long d'une pente douce. La carotte 12 est localisée à l'amont, dans la Dépression de Kallinago et séparée par un dénivelé de 182 m de la carotte 13, placée à l'aval dans la vallée de Redonda. Nous avons identifiés les faciès suivants (Figure VI. 5):

Faciès liées aux événements discrets

Faciès Hm: Il s'agit de faciès avec une absence totale de structures sédimentaires internes. En fonction de la taille de grain on peut reconnaître deux types:

Hm_{sa} nommé « Homogénite sableuse du sommet » par Beck *et al.* (2012). Il s'agit d'un dépôt sableux de texture et d'apparence homogène. Ce dépôt présente un granoclassement normal, dont la taille de grain moyenne diminue des sables moyens vers les fins de la base au sommet, avec un classement de bon à modéré et une asymétrie négative. Leur épaisseur varie entre 20 et 40 cm avec une couleur grise olive clair (5Y 6/2). Les frottis (Figure VI. 3) révèlent une composition dominée par les composantes biogéniques

(principalement foraminifères planctoniques) et une fraction mineure de grains d'origine volcaniques (minéraux ferromagnésiens et feldspaths). La teneur en particules de taille silt augmente légèrement vers le sommet avec un maximum jusqu'à 30% et la teneur en argiles est d'environ 10%. La limite basale de ces dépôts est nette, avec une boue brunâtre hémipélagique accouplée juste au-dessous, dont l'épaisseur varie de 1 à 10 cm. Ce niveau correspond au front RedOx qui devrait normalement être à l'interface avec l'eau, mais qui a été recouvert récemment et instantanément par le niveau sus-jacent (Beck *et al.*, 2012). La mise en place de ces dépôts est attribuée aux processus de sédimentation de type « homogénite » ou « turbidite+homogénite » induits par l'association séisme/tsunami avec effets de réflexions (parfois effet de seiche *sensu stricto*). Ces processus ont été définis dans d'autres bassins maritimes ou lacustres (Chapron *et al.*, 1999; Beck *et al.*, 2007; Beck, 2009).

Hm_{sl}: Il correspond à un faciès silteux de couleur jaune grisâtre (5Y 8/4), avec une taille de grain moyenne constante de 25 µm tout le long de l'unité, composé d'un pourcentage quasi constant d'argile (16%, $\sigma=3$), silt (53%, $\sigma=5$) et de sable (31%, $\sigma=6$). Le classement est mauvais et varie entre 4 et 4,5, les index d'asymétrie et kurtosis correspondent à une distribution granulométrique générale asymétrique vers les fins et leptokurtique. La photomicrographie de la Figure VI. 3b (faciès Hm_{sl}) montre une composition dominée par la fraction biogénique carbonatée (nanoplancton calcaire) et siliceuse (spicules, silicoflagellés et rares radiolaires). Cette homogénéité coïncide avec la constance de la susceptibilité magnétique avec une fluctuation minimale, proche aux valeurs les plus faibles ($50-20 \times 10^{-5}$).

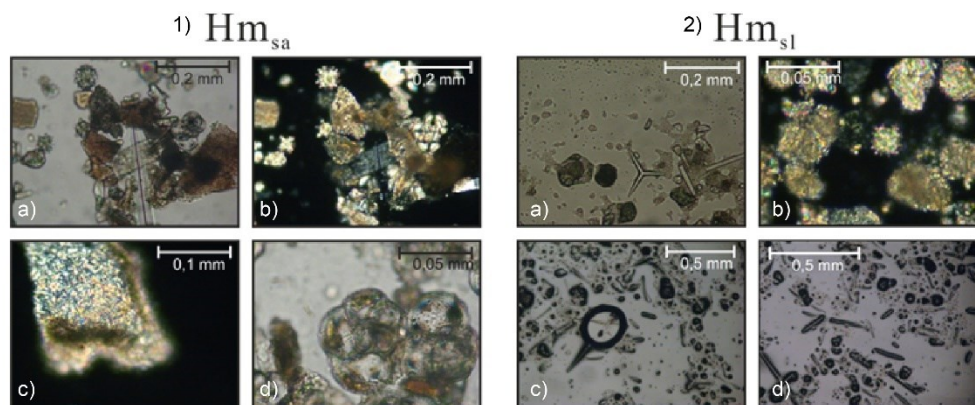


Figure VI. 3. Photomicrographies des frottis prélevés du sédiment appartenant aux faciès homogènes, liés à la mise en place de dépôts associés à des événements discrets. 1) Evidance de la présence de: Foraminifères mélangés avec de fragments lithiques d'origine volcanique dans le faciès Hm_{sa} (a et b analyseurs parallèles et croisés respectivement) ; c) Grain de feldspath de forme rectangulaire, non maclé, avec vacuoles (micropitting) and d) Nanoplancton calcaire. 2) Mélange de la fraction biogénique calcaire et siliceuse dans le faciès Hm_{sl} (a et b analyseurs parallèles et croisés respectivement), diversité de spicules et silicoflagellés (c et d).

Faciès Thc: il correspond à une turbidite carbonatée de couleur clair grise jaunâtre (5Y 7/2). Il s'agit d'un niveau épais de sables très grossiers à granoclassement normal, dont la granulométrie moyenne atteint 600 µm à la base et reprend vers le sommet à silt moyen. L'imagerie SCOPIX révèle des niveaux de micro-lamination parallèle et « flaser » en surmontant la partie grossière de la base riche en détritiques carbonatés (coquilles de ptéropodes, bivalves et fragments de coraux). Ce niveau présente un granoclassement normal global dans lequel s'intercale un granoclassement inverse (normal, inverse, puis normal) associé au passage silteux. Le contact basal de cette séquence est érosif. La limite sommitale est souvent accompagnée de traces de bioturbation et définie à partir de l'interprétation des données de ASM en suivant l'approche méthodologique de Campos *et al.* (2013).

Faciès associés à la sédimentation hémipélagique

Faciès Svc: Il s'agit d'un faciès silteux-sableux couleur jaune grisâtre (5Y 8/4), dont la teneur en particules volcanoclastiques (minéraux ferromagnésiens et feldspaths, Figure VI. 4a) domine sur la composante carbonatée. Ce faciès montre une distribution granulométrique symétrique très mal classée. La fraction biogénique est présente en proportion mineure, constituée de débris de coquilles dispersés, spicules et Foraminifères planctoniques. La proportion d'argiles est quasi-constante et la teneur en silt varie entre 25 et 50%. Ces niveaux peuvent présenter des passages sableux riches en minéraux ferromagnésiens de quelques millimètres d'épaisseur, laminaires ou lenticulaires (signalés par la susceptibilité magnétique). Leur contact basal est transitionnel.

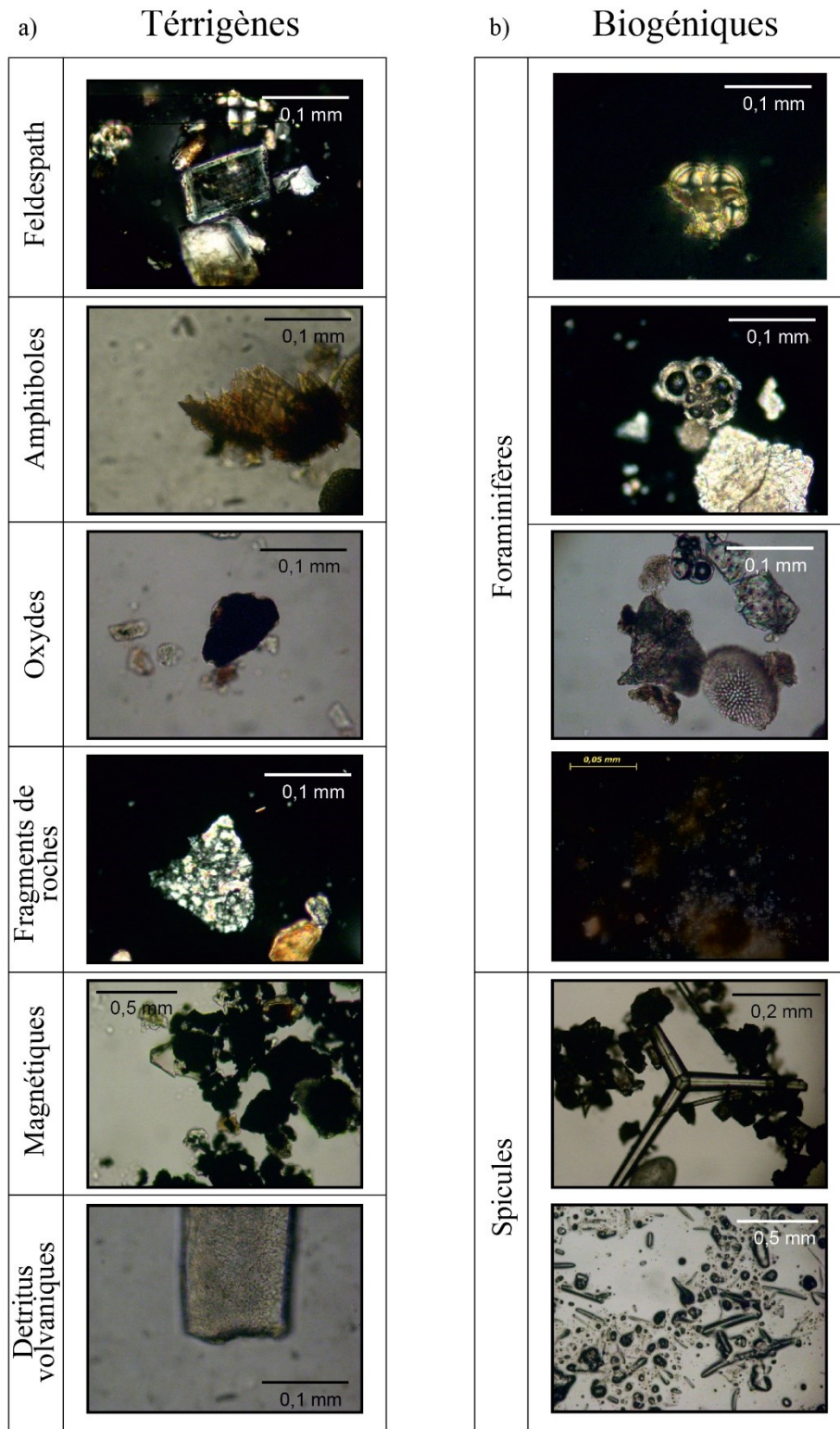


Figure VI. 4. Microphotographies des composantes principales des faciès hémipélagiques des carottes GWAD-GUA-12 et 13. a) La partie détritique est constituée de fragments de feldspath, amphiboles, oxyde, fragment de roches volcaniques minéraux magnétiques et verre volcanique, b) la fraction biogénique est composée principalement de fragments de coquilles carbonatées, nanoplancton et spicules.

Faciès Sc: Il correspond à un silt-sableux calcaire de couleur claire grise jaunâtre (5Y 7/2). La fraction silteuse (entre 30-54%) est composée d'abondants Foraminifères et de nanoplancton calcaire avec une proportion mineure de débris carbonatés (Figure VI. 4b), de particules volcanoclastiques (cristaux de feldspath et verre) et traces de la fraction détritique terrigène argileuse. Ce faciès ne montre pas un granoclassement spécifique, les fluctuations dans la taille de grain sont liées généralement aux passages sableux riches en minéraux ferromagnésiens ou en fragments de coquilles. Le contact basal est transitionnel, au sommet la bioturbation est fréquente.

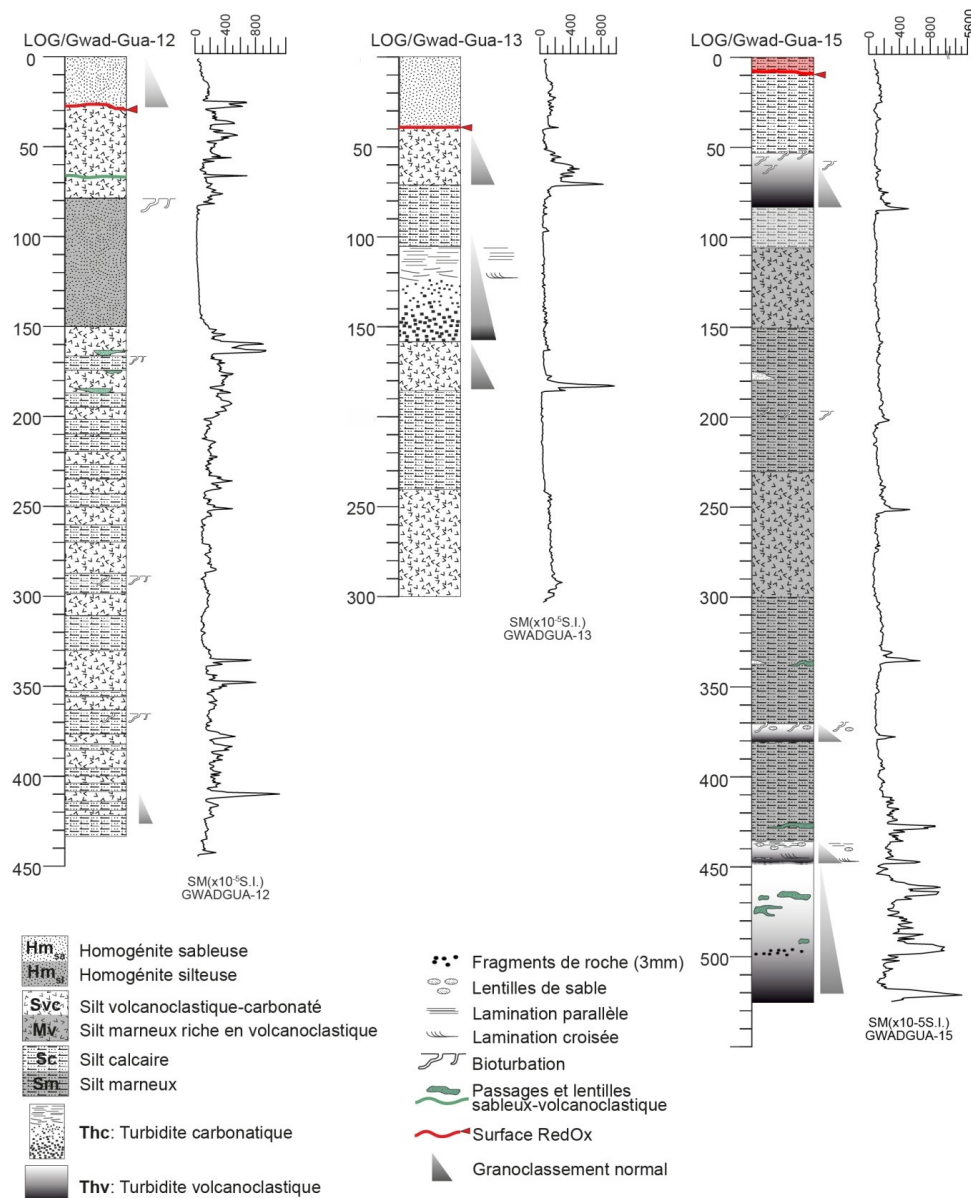


Figure VI. 5. Log synthétique, faciès et profils de susceptibilité magnétique des carottes GUAD-GWA-12, 13 et 15. Le niveau corréléable associé à la surface RedOx est signalé en rouge.

2.2. Carottes GWAD-GUA-15

La carotte GWADGUA-15 est située dans la dépression de Kahouanne entre Guadeloupe et Montserrat et se trouve à environ 120 km des autres deux sondages. Elle présente une teneur significativement plus élevée en terrigènes. En fonction de ses caractéristiques sédimentologiques les faciès identifiés (Figure VI. 5 précédente) sont décrits à continuation:

2.2.1. Faciès liées aux événements discrets:

Ces faciès présentent en général les caractéristiques texturales et les structures typiques des dépôts turbiditiques nommés Thc. La différence de ces derniers avec les turbidites identifiés sur la carotte GWADGUA-15 concerne à la composition minéralogique du sédiment. Donc, nous utilisons pour ce sondage le terme de faciès Thv pour faire référence au domaine de particules volcanoclastiques dans la fraction la plus grossière, composée de verre volcanique, feldspath et d'amphiboles.

2.2.2. Faciès associés à la sédimentation hémipélagique:

Le faciès Sc (silt calcaire) définie dans les carottes GWADGUA12 et 13 est aussi présent dans ce sondage.

Faciès Sm (silteux marneux): sédiment dont la composition est principalement silteuse et de couleur brune jaunâtre (10YR 5/4) à grise claire (N7). Ce faciès de texture homogène et de limite basale transitionnelle est composé d'un pourcentage d'argile de 20% ($\sigma=8$) et sable d'environ 30% ($\sigma=16$) avec une distribution granulométrique d'asymétrie fine. La fraction carbonatée est dominée par nannoplancton et des débris de coquilles. La fraction terrigène de ce faciès présente abondants micas, quartz et des traces de feldspath. La teneur en particules volcanoclastiques est faible.

Faciès Mv (marneux riche en volcanoclastiques): silt volcanique riche en particules carbonatées de couleur qui varie d'un teinte foncé gris olive (5Y4 / 1) à un gris clair (5Y7/1). La texture de ce faciès est similaire à celle du faciès Smc, aussi bien que la composition de la fraction terrigène. La fraction calcaire est dominée par les débris de coquilles.

3. Control chronologique.

Pour estimer la fenêtre de temps dans laquelle a été mise en place la séquence sédimentaire étudiée dans les carottes des Antilles, nous nous sommes servis d'un ensemble de cinq datations ^{14}C AMS dérivées de foraminifères prélevés de la carotte GWADGUA-14. Cette carotte ne fait pas partie de cette étude, mais la caractérisation sédimentologique générale, aussi bien que les données de susceptibilité magnétique, ont été fournies par les rapports préliminaires pendant la mission d'acquisition.

Pour les premiers 50 cm, le control chronologique a été fait à partir des profils de radio-isotopes naturels (^{210}Pb) et artificiels (^{137}Cs), considérés plus précis pour dater les sédiments entre les 100 à 150 dernières années (Engstrom et Swain, 1987; Lima *et al.*, 2005; Tylmann, 2005). Dans cette section superficielle a été identifié l'équivalent à un front diagénétique, localisé à la limite oxiqne /suboxiqne de la colonne sédimentaire, recouvert et bloqué par une couche sablo-silteuse homogène et distribuée régionalement. Ce niveau est relié à l'événement sismique de 1974. L'âge attribué à la base de ce niveau brun-rougeâtre est 1962/1963 (Figure VI. 6a et b). Le très fort index de corrélation positive ($R^2=0,9$) au-dessous de la surface RedOx indique un constant apport sédimentaire et permet de calculer un taux de sédimentation de 0,53 mm/an.

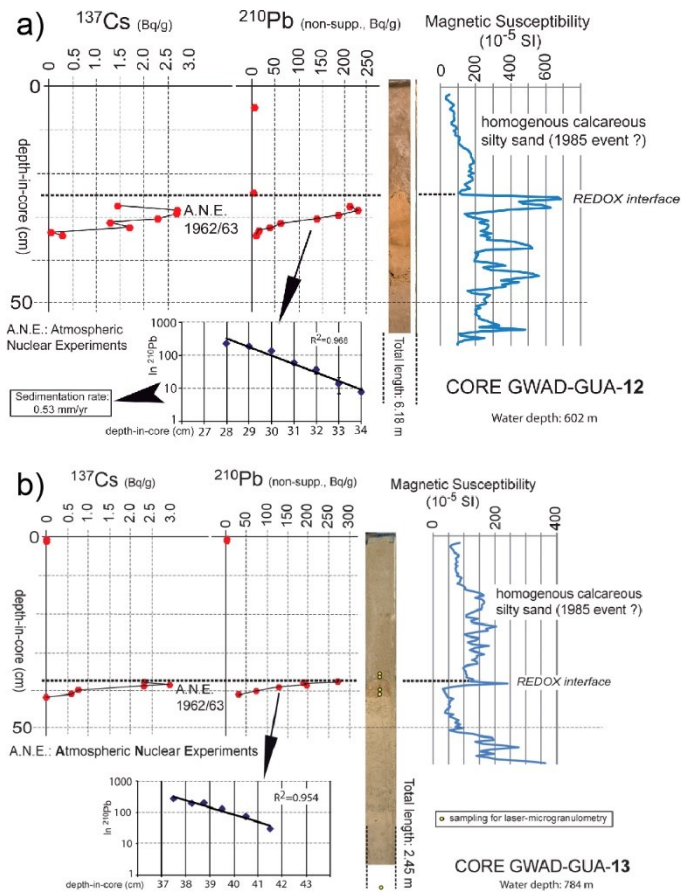


Figure VI. 6. Profils de radionucléides et susceptibilité magnétique des carottes GWAD-GUA 12 et 13 sur les premiers 50 cm de la séquence (d'après Beck *et al.*, 2012).

Les âges radiocarbone conventionnels par AMS ont été obtenus sur des échantillons de Foraminifères planctoniques et calibrés avec la courbe Marine 13 (Reimer *et al.*, 2013). L'absence de valeurs de correction d'effet réservoir dans la région de l'arc des Petites Antilles a conduit à effectuer l'étalonnage sans prendre en compte cette correction. Nous avons utilisé pour aboutir le modèle linéaire d'âge le système de calibration « clam » 2.2 (Blaauw, 2010).

A partir de la caractérisation sédimentologique des carottes, trois surfaces érosives associées à des événements instantanés ont été signalées. Afin d'estimer un taux de sédimentation, les dépôts instantanés discrets ont été supprimés et sont représentés sur le graphique par des barres grises.

Pour les premiers 130 cm le taux de sédimentation obtenu est de 0,5 mm/an avec un écart type de 0,07%. Cette valeur correspond à celle proposée par Beck *et al.* (2012) obtenue à partir de la mesure de l'activité de radionucléides dans les premiers 50 cm de la séquence sédimentaire dans les carottes GWADGUA-13 et 12 (Figure VI. 7). Pour les sédiments en dessous - de 130 cm jusqu'à la base - une valeur de 0,01 mm/an a été obtenue.

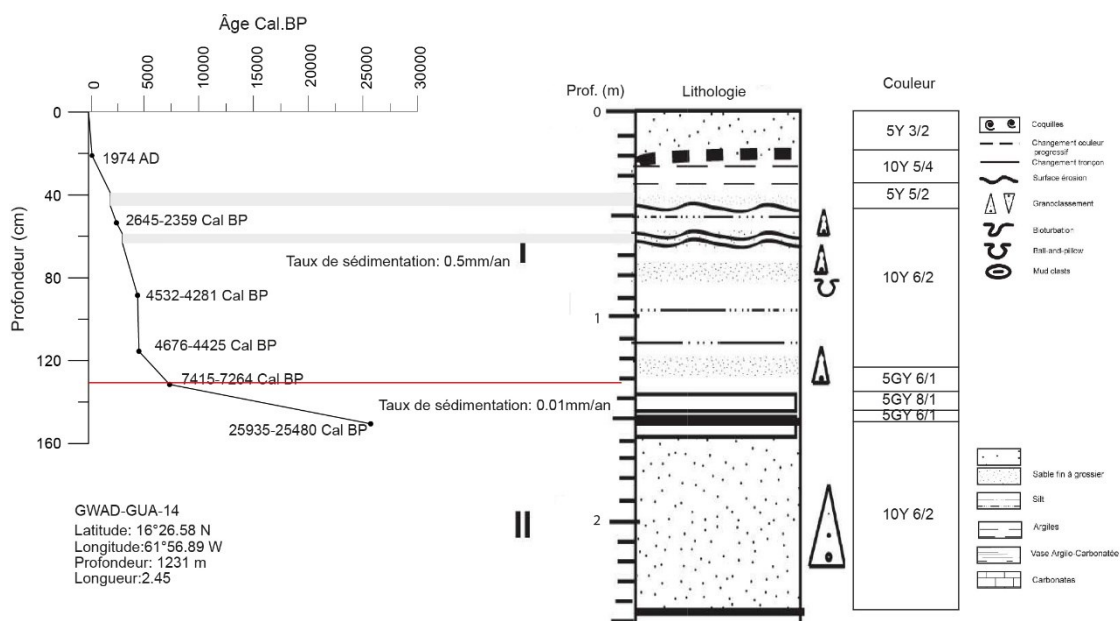


Figure VI. 7. Graphe âge/profondeur de la carotte GUAD-GWA-14. Caractérisation sédimentologique dérivée de la description préliminaire des carottes pendant la campagne d'acquisition GWADASEIS.

Tableau VI. 2. Datation 14 C AMS du sondage GWADGUA-14. Calibration effectuées avec le système « clam 2.2 » (Blaauw, 2010) et la courbe de calibration Marine13 (Reimer *et al.*, 2013).

Code Lab.	Echantillon	Prof. (cm)	Âge BP	Age cal. BP (2σ)	Materiel
SacA35719	GWADGUA-14 54-53	54-53	2765±30	2645-2359	Foraminifères
SacA35720	GWADGUA-14 88-89	88-89	4295±40	4532-4281	Foraminifères
SacA35721	GWADGUA-14 115-116	115-116	4395±30	4676-4425	Foraminifères
SacA35722	GWADGUA-14 131-132	131-132	6820±35	7415-7264	Foraminifères
SacA35723	GWADGUA-14 151-152	151-152	21790±110	25935-25480	Foraminifères

4. Corrélation entre carottes

Dû à l'absence d'âges radiocarbone, le contrôle chronologique sur l'enregistrement sédimentaire des carottes GWADGUA/12, 13 y 15 a été estimé par corrélation, en utilisant les données de susceptibilité magnétique et les résultats de la caractérisation sédimentologique.

La Figure VI. 8 illustre la corrélation réalisée entre les 4 carottes. Les niveaux de corrélation ont été définis d'abord en fonction de leur proximité. Les sondages GWADGUA-14 et 15 ont été prélevés au Nord de la Guadalupe dans la dépression Kahouanne avec une distance entre eux de 5 km. Les carottes GWADGUA-12 et 13 ont été collectées entre les îles Redonde et Nevis, écartées environ 120 km du couple de sondages précédemment mentionnés. La corrélation globale a été faite sur la base de celle proposée par Beck *et al.* (2012) où l'interface RedOx datée à 1962 et placée dans le premiers 50 cm de la séquence sédimentaire qui est surmontée pour une « homogénite silto-sableuse » probablement liée au séisme de 1974 (le dépôt est absent dans la carotte GUADGUA-15).

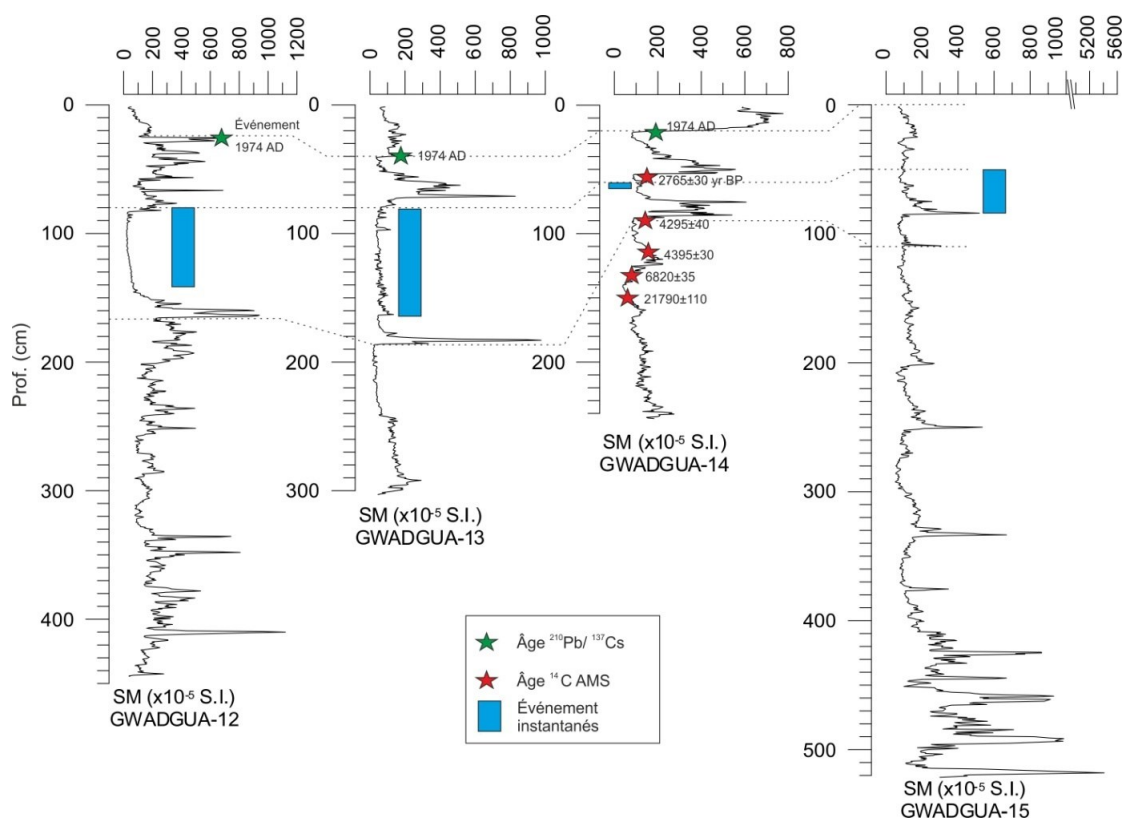


Figure VI. 8. Corrélation proposée entre les carottes étudiées (GUAD-GUA-12,13 et 15) et la carotte datée GWAD-GUA-14. La corrélation a été justifiée sur la base de la caractérisation sédimentologique et les profils de susceptibilité magnétique. La barre en bleu correspond à une turbidite potentiellement corrélable. En vert, le contrôle chronologique à partir des datations $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$. En rouge, les âges ^{14}C non calibrés.

5. Analyse multi-paramètres

Un échantillonnage à échelle centimétrique nous a permis de faire une caractérisation texturale de l'archive sédimentaire de chaque carotte. Les paramètres dérivés de l'analyse granulométrique à haute résolution (grain moyen, classement, asymétrie et kurtosis), pourcentage de la fraction argile, silt et sable, aussi bien que les modèles d'évolution de la

taille de grain sur les diagrammes de Passega et Classement *vs.* Asymétrie, ont été utilisés pour interpréter les processus de mise en place des différents dépôts sédimentaires définis. La matière organique et la fraction carbonatée n'ont pas été supprimées pour ces mesures, l'observation au microscope de frottis on a considéré que la première est négligeable et que la seconde est utilisable en terme d'interprétation de la dynamique des dépôts.

La définition de facies et l'identification de dépôts instantanées a été raffinées avec l'exploitation des données de susceptibilité magnétique (SM) utilisées pour identifier les niveaux enrichis en matériaux volcanoclastique, l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) testée en tant qu'une méthode pour distinguer les homogénites des hemipélagites en suivant la méthodologie proposée par Campos *et al.* (2013) et finalement avec les profils de fluorescence X semi-quantitative à haute résolution (XRF scan) qui ont permis la caractérisation de la composition chimique des intervalles d'intérêt par rapport à la sédimentation hémipélagique.

Dans le texte on fait référence à des *unités* comme un ensemble de facies. Les *intervalles* correspondent aux dépôts instantanés d'intérêt (soient des homogénites ou des turbidites). Les *sections* sont les portions où les mesures des propriétés magnétiques ont été faites.

5.1. Carotte GWADGUA-12

5.1.1. Caractérisation de l'évolution texturale

Le remplissage sédimentaire hémipélagique archivé dans la carotte GWADGUA-12 correspond à un mélange silto-sableux qui varie de silt grossier à sable fin. L'ensemble présente une taille de grain moyenne de 66 μm ($\sigma=24$) avec un classement mauvais entre 3,5-4, composé d'une intercalation de couches claires et foncées avec un contact transitionnel, dont la couleur semble être contrôlée par le domaine de particules d'origine volcanoclastique par rapport à la fraction biogénique carbonatée. Globalement dans la séquence, les particules de la taille argile représentent moins du 10%, le pourcentage de silt est plus variable. Entre 450 et 300 cm de profondeur, le pourcentage de silt peut atteindre le 50% ; dans l'intervalle où l'épaisseur des lits est plus régulière (entre 150 et 300 cm) la teneur en silt est d'environ 23%. Les courbes de distribution granulométrique de ces sédiments montrent une asymétrie globalement négative avec une morphologie leptokurtique avec tendance mesocurtique dans les passages de sable fin.

La co-variation entre la SM et le grain moyen suggère que la variation dans la teneur en minéraux ferro- et paramagnétiques peut fonctionner comme un traceur de la taille de grain (Figure VI. 9). Ces deux paramètres et la courbe de classement dévoilent des changements importants dans la partie superficielle de la carotte (par-dessus de 150 cm), où peuvent être définis trois intervalles en fonction de la variation de la texture:

Intervalle A. Il s'étend entre les 150 et 80 cm de profondeur et s'agit d'une section carbonatée silteuse de structure très homogène, composée d'un pourcentage quasi constant d'argile (16%, $\sigma=3$), silt (53%, $\sigma=5$) et de sable (31%, $\sigma=6$) tout au long de l'unité. Le classement est mauvais et varie entre 4 et 4,5, les index d'asymétrie et kurtosis correspondent avec une distribution granulométrique générale asymétrique vers les fins et leptokurtique. Le contact inférieur est défini par un changement progressive de la couleur, et le sommet légèrement bioturbé. Cette homogénéité indiquée s'ajuste avec la tendance de la susceptibilité magnétique, avec une fluctuation minimale proche des valeurs plus faibles ($50-20 \times 10^{-5}$). On l'interprète comme une homogénite massive liée à un courant de turbidité et correspond au faciès Hm_{sl}.

Intervalle B. Il s'étend entre les 80 et 30 cm de profondeur, constitué principalement de particules silteuses ($\sim 55 \mu\text{m}$), dominé par les composants volcanoclastiques. La taille de grain moyen augmente légèrement et progressivement vers le sommet et atteint $110 \mu\text{m}$. Le pourcentage de sable reste globalement dans le 20% de l'ensemble, tandis que de la base au sommet les silts passent progressivement de 60 à 34 % et les sables de 20 à 70 %. Ce dépôt de granoclassement inverse est très mal classé à la base et bien classé au sommet (les derniers 10 cm). L'ensemble a une distribution granulométrique symétrique mésokurtique. L'intercalation d'un niveau de tephres enrichi en cristaux (d'environ 1 mm) à 12 cm au-dessus de la base de cet intervalle, nous conduit à proposer qu'il s'agit d'un dépôt lié aux émissions de matériel volcanique.

Intervalle C. Il correspond aux derniers 30 cm du terme sommital. Dans ce dépôt sableux la taille de grain diminue légèrement de la base au sommet de 100 à $60 \mu\text{m}$, avec une taille moyenne dans l'ensemble de $70 \mu\text{m}$. La teneur en silt augmente progressivement de 24 jusqu'à 40% vers le sommet. La proportion d'argile reste constante le long de la section (10%). Il s'agit d'une section homogène, moyennement classée ($\sim 3,1$) avec une distribution granulométrique asymétrique vers les fines (environs $-0,25$) et leptokurtique, identifiée comme le faciès Hm_{sa}.

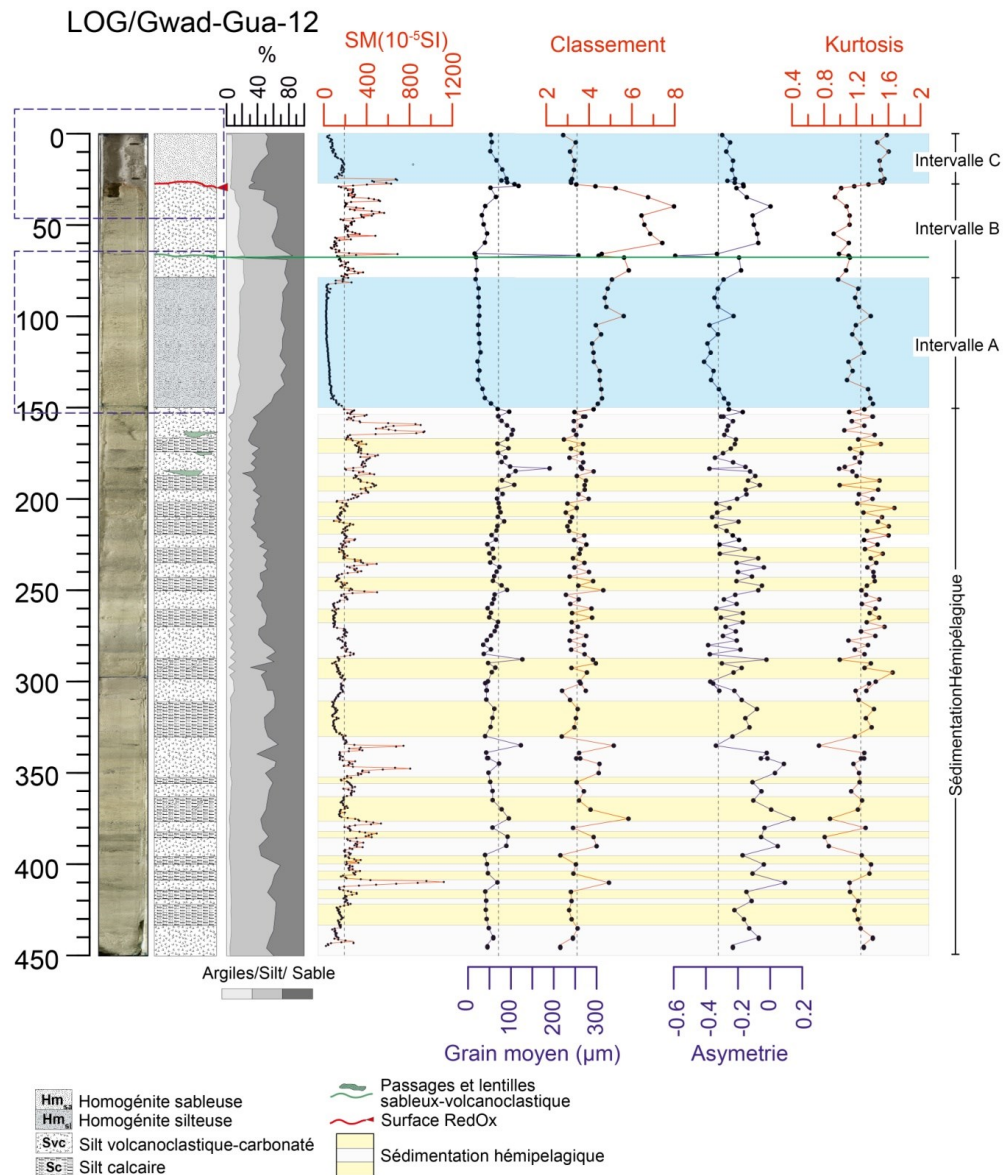


Figure VI. 9. Evolution des paramètres texturaux du sondage GWADGUA-12. Trois intervalles d'intérêt (A, B et C) avec des caractéristiques texturales différentes à la sédimentation hémipelagique sont signalés. Les cadres en tirets indiquent la position stratigraphique des deux intervalles étudiés en détail.

Le diagramme de Passega (1964) utilisé pour illustrer la dynamique du processus de transport de particules dans divers environnements sédimentaires, notamment le mécanisme de mise en place de turbidites classiques (Carrillo, 2006; Van Welden, 2007; Campos *et al.*, 2013), montre que les valeurs de Q₅₀ (Mediane) et Q₉₉ des sédiments hémipelagique de l'arc des Antilles (Figure VI. 10) ont des limites bien précises, entre 20 et 100 µm pour la médiane et un Q₉₉ entre 400 et 1000 µm. En étant dans un contexte d'arc insulaire, les sédiments autochtones cumulés dans les pentes sont la source principale de sédiments à retravailler par glissements et écoulements gravitaires. Dans l'ensemble, tous les échantillons ont plus de 50% de particules fines (<125 µm), cela implique que le mécanisme de transport de particules

d'un glissement sous-marin dans ce domaine est principalement par suspension et la base grossière de la turbidite classique reste à grain relativement fin.

Pour faire ressortir l'évolution des dépôts discrets (« événementiels ») considérés, intercalés dans la séquence sédimentaire hémipélégique, leurs paramètres texturaux ont été extraits des données associées à la sédimentation normale et en suite étudiés séparément avec les diagrammes CM et Asymétrie vs. Classement.

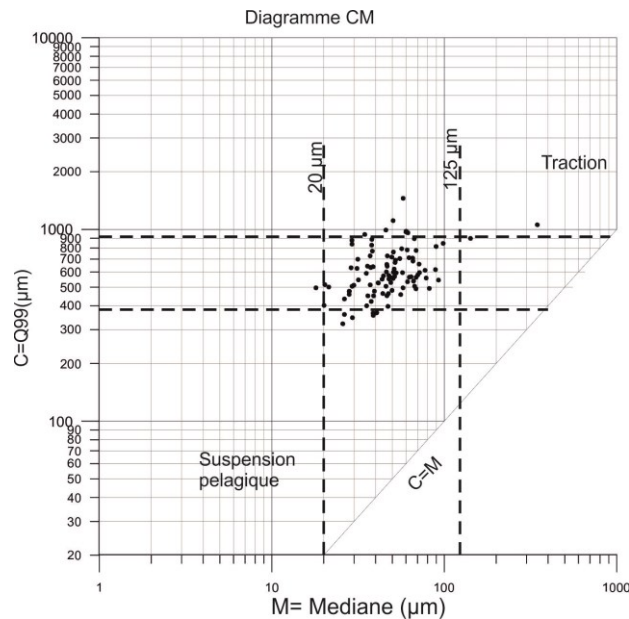


Figure VI. 10. Représentation des percentiles 99 et 50 sur le diagramme de Passega (1957) pour les sédiments du sondage GWADGUA-12

La Figure VI. 11 illustre l'évolution texturale de la base au sommet des intervalles homogènes A et C (extraites de la Figure VI. 9). Dans la partie basale il y a une diminution progressive de la valeur de la médiane, aussi bien que le Q_{99} , l'asymétrie et le classement. Au milieu, le dépôt présente une variation complexe de Q_{99} avec une valeur quasi constante de la médiane, une diminution de l'index d'asymétrie et une faible variabilité du classement. Au sommet la tendance est vers la diminution de tous les paramètres.

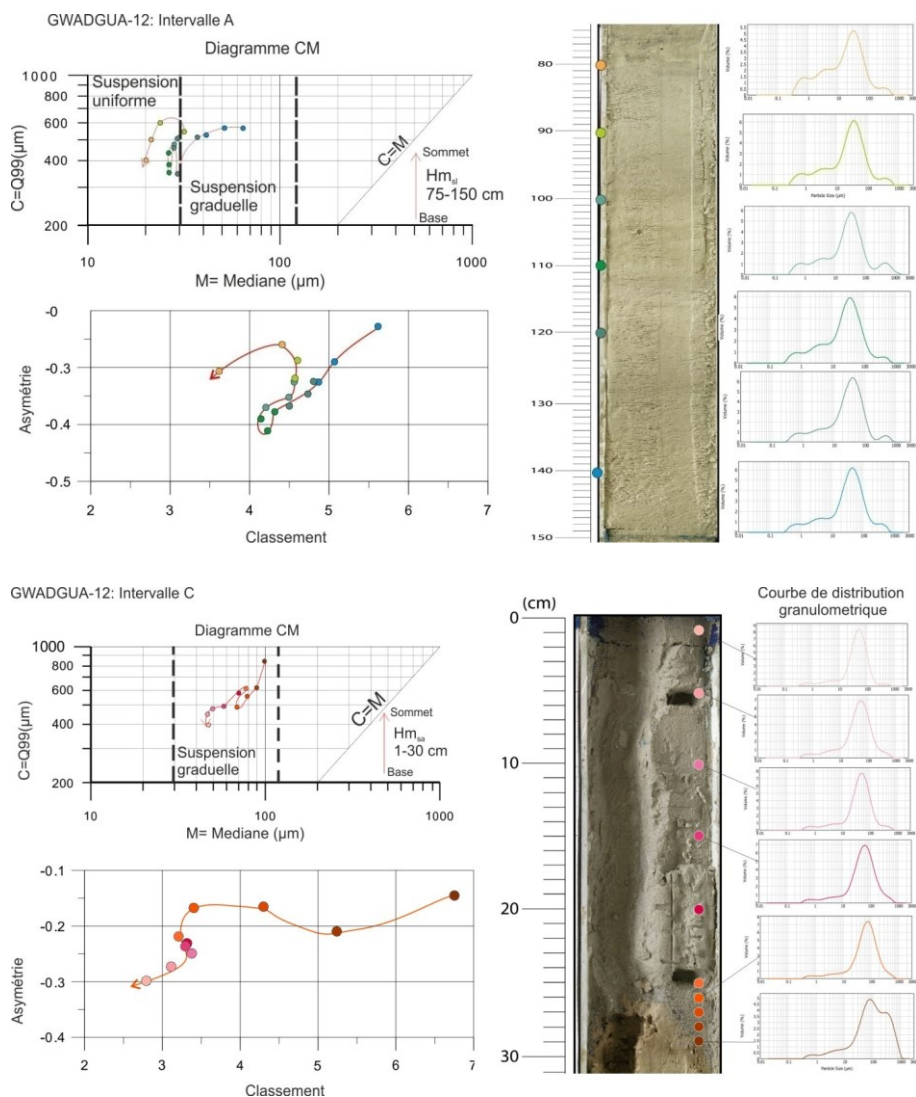


Figure VI. 11. Evolution texturale de la base au sommet des homogénites identifiées dans la carotte GWADGUA-12, intervalles A et C. La position stratigraphique de l'intervalle est indiquée sur la Figure VI. 9.

5.1.2. Propriétés magnétiques

La variation de la teneur en particules magnétiques de la carotte GWADGUA -12 liée aux apports d'origine volcanique a été estimée par le profil de SM représenté dans la Figure VI. 9. La valeur de SM présente une ample dispersion dans l'archive sédimentaire hémipélagique, dont la valeur moyenne est de $236,5 \pm 140 \times 10^{-5}$ S.I et atteint les valeurs les plus élevées dans les niveaux où la fraction de particules volcaniques domine sur sédimentation carbonatée. La liaison entre les pics plus remarquables de SM et les facies plus riches en volcanoclastiques est attribuée à une teneur plus élevée de particules magnétiques. Cette corrélation est illustrée dans la Figure VI. 12, où le contenu relatif de Fe et Ti (cts/s) soutient cette hypothèse.

Pour ce qui concerne aux événements instantanés, l'intervalle « A » montre une homogénéité particulière dans le signal magnétique ; cet intervalle de plus correspond avec les valeurs le plus faibles de SM. Cette unité placée entre 80 et 150 cm de profondeur affiche des valeurs fortement constantes avec une moyenne de $40 \pm 15,53 \times 10^{-5}$ S.I.

L'intervalle «C», au sommet de la carotte, présente une susceptibilité magnétique que co-varie légèrement avec la courbe de taille de grain moyenne. Dans la partie superficielle, la valeur moyenne est de $70 \pm 17 \times 10^{-5}$ S.I (les premières 10 cm) et augmente vers la base jusqu'à $230 \pm 30 \times 10^{-5}$ S.I. Le contact basal du dépôt est souligné pour un niveau de forte SM qui atteint la valeur de 684×10^{-5} S.I et correspond à la surface de boue brun-rougeâtre attribuée au front RedOx recouvert et « bloqué » par l'homogénite. La fraction ferromagnétique est fortement susceptible à l'altération par diagenèse (Crick *et al.*, 1994; Crick *et al.*, 1997), la variation des conditions d'oxydoréduction pourrait induire la précipitation de phases autigéniques de Fe et créer une surface concentrées en minéraux de Fe (Henshaw et Merrill, 1980).

5.1.3. Analyse de fluorescence X semi-quantitative

La caractérisation texturale du sédiment de la carotte GWADGUA-12 a conduit à séparer le régime de sédimentation hémipélagique des dépôts d'événements instantanés. L'analyse géochimique à haute résolution permet de faire une comparaison des compositions des facies allochtones et autochtones.

Une dépression dans la surface analysable du sondage a laissé hors de portée le détecteur dans les premiers 40 cm de sédiment, où est inclus l'intervalle C, dépôt homogène qui n'a pas pu être caractérisé géochimiquement. L'évolution des différents éléments et rapports chimiques sont illustrés dans la Figure VI. 12 et la Figure VI. 13. Globalement les unités géochimiques définies correspondent aux limites établies après la caractérisation texturale.

La Figure VI. 12 montre globalement, que la co-variation entre la courbe de SM et l'évolution en profondeur du grain moyen est suivie par un ensemble d'éléments associés aux phases minéraux, tel que silicates de fer et oxydes, caractéristiques de un arc intraocéanique actif (Si, Al, Fe, Ti). Les éléments Ca et Sr montrent une tendance inverse à la série des éléments cités auparavant, leur corrélation avec la courbe de contenu en % de particules entre 1 et 50 μm suggère qu'ils peuvent être utilisés comme proxies de sédiment riche en

nannoplancton, notamment de Coccolithophorides, dont la taille est contrainte dans cette classe granulométrique (Bolli *et al.*, 1989; Biju-Duval, 1999).

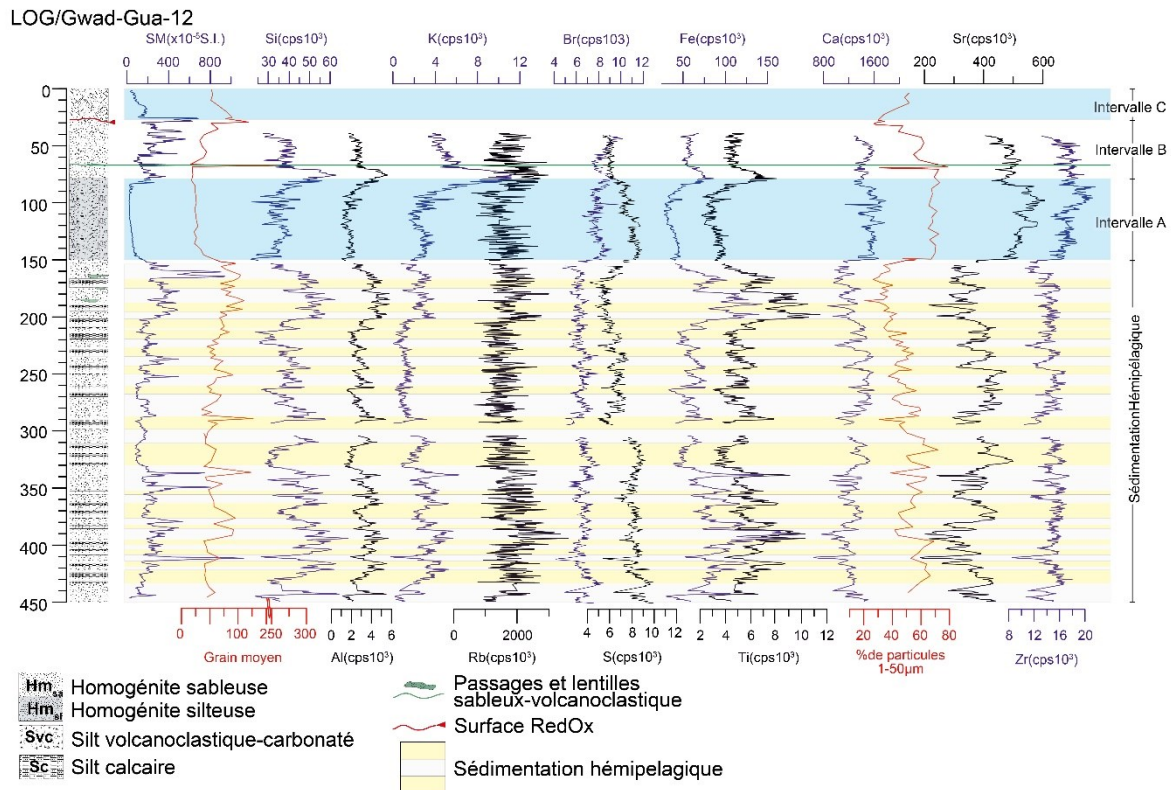


Figure VI. 12. Profils géochimiques de fluorescence X semi-quantitative du sondage GWADGUA-12. Les intervalles A, B et C sont signalés sur l'axe vertical à droite. La corrélation entre les faciès hémipélagiques indiqués sur le Log et les profils géochimiques est soulignée par l'intercalation gris/jaune.

En fonction de la variabilité de la composition chimique, la section peut être divisée en deux (Figure VI. 12): Au-dessus de 150 cm, où les homogénites ont été identifiées, le changement des tendances des éléments est en bloc et les limites sont signalées par la base et le sommet du dépôt instantané inscrit dans la séquence. Au-dessous de 150 cm, où domine la sédimentation hémipélagique, il y a une ample variabilité de tous les éléments avec une rythmicité associée aux intercalations de couleur définies entre le faciès silto-calcaire et silto-volcanique.

Pour ce qui concerne la section dominée par la sédimentation hémipélagique, Fe et Ca ont une tendance à l'anti-corrélation (intercalation grise et jaune, Figure VI. 12). L'augmentation de Ca dans les niveaux de silt calcaire s'accompagne d'une augmentation de Sr. Dans les niveaux plus riches en particules volcanoclastiques, les éléments Fe et Ti ont tendance à augmenter aussi bien que la suite des éléments associés classiquement aux aluminosilicates (Si, Al et K).

5.1.4. Interprétation de résultats

Les diagrammes de la Figure VI. 13 permettent d'estimer globalement quelles phases minérales constituent le sédiment. La double branche sur le diagramme Fe vs. Ti (Figure VI. 13a) suggère l'existence de deux phases riches en Ti ; une bipartition similaire dans le diagramme K vs Al (Figure VI. 13b) peut être associée à la présence de deux phases avec K: minéraux primaires (feldspaths) et les minéraux secondaires d'altération (argiles). La corrélation positive forte entre les éléments Ca et Sr (Figure VI. 13c) souligne la remarquable origine biogénique du carbonate, fixé par des organismes vivants. Sur le diagramme S vs. Fe (Figure VI. 13d) il est possible de trouver deux populations, une probablement liée aux sulfures de fer (e.g. pyrite) et l'autre aux oxydes de fer, dont la teneur en S est bien plus faible.

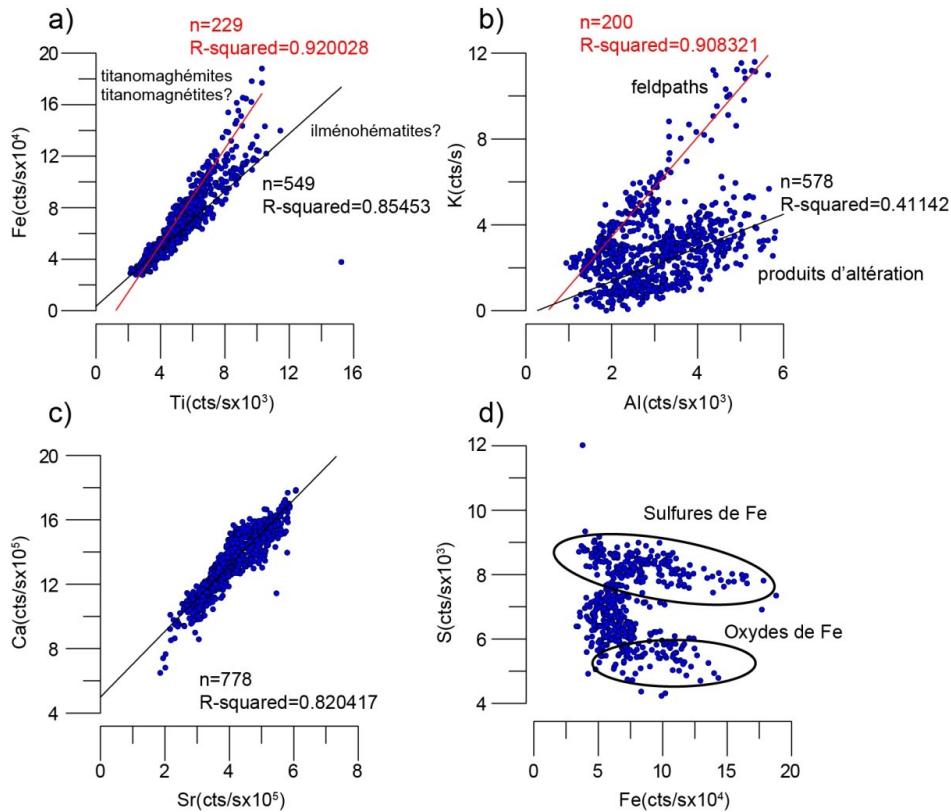


Figure VI. 13. Diagrammes de dispersion dérivés de la base de données géochimiques de la carotte GWADGUA-12 en montrant la minéralogie potentiellement associée aux éléments Fe (a, d), K (b) et Ca (c) dans la sédimentation hémipélagique.

Le comportement inverse du Ca par rapport au Fe et Ti (Figure VI. 14a) suggère une discrimination entre les deux composantes principales du sédiment: les matériaux détritiques soumis au processus de transport le long du fond marin et la fraction minérale endogène carbonatée, celle qui provient de la colonne d'eau apporté par les organismes. La localisation des points correspondants à l'homogénite identifiée dans l'intervalle « A » sur ces

diagrammes binaires, suggère que la fraction carbonatée est principalement d'origine biogénique.

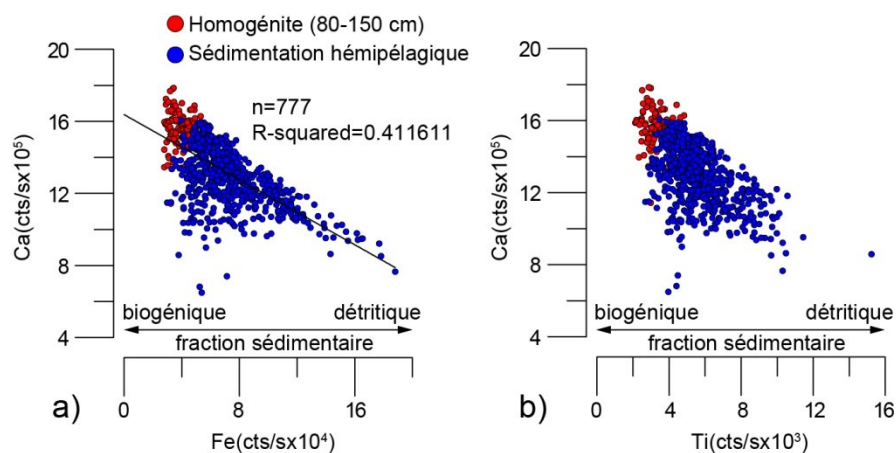


Figure VI. 14. Diagrammes de corrélation Ca vs. Fe.

L'homogénite massive de l'intervalle « A » a une empreinte géochimique distinctive sur les profils élémentaires: une augmentation de Ca et Sr qui surmonte la teneur maximale des niveaux calcaires hémipélagiques et la diminution de tous les éléments liés directement à la fraction minérale détritique non carbonatée (Al, Si, K, Fe, Ti et Zr) (Figure VI. 12). L'inspection sur le frottis confirme l'abondance de nannoplancton. L'augmentation de Br pourrait être liée à la matière organique marine incorporée dans le dépôt.

Le rapport Ca/Fe (Figure VI. 15) montre une forte variabilité dans l'intervalle hémipélagique (150-450 cm), en conservant la rythmicité repérée dans les profils élémentaires de Ca et Fe. La tendance à la baisse du Ca dans le facies de silt volcanoclastique, peut être liée à la dispersion dans le contenu de Foraminifères et le domaine de silicates. Entre les 150 et 200 cm de profondeur, un faible signal dans le rapport Ca/Fe est associé aux lentilles de matière volcanique. Ce modèle sur le profil Ca/Fe d'augmentation dans les facies plus carbonaté et diminution dans les niveaux les plus volcanoclastiques, est répliqué pour les profils Ca/Al, Ca/Si et anti-corrélé avec le rapport Fe/S, dont l'augmentation est liée plutôt probablement aux sulfures, sulfates et/ou silicates de Fe. Les différentes phases minéralogiques probablement associées au rapport Fe/S sont signalées sur le graphique binaire de ces éléments.

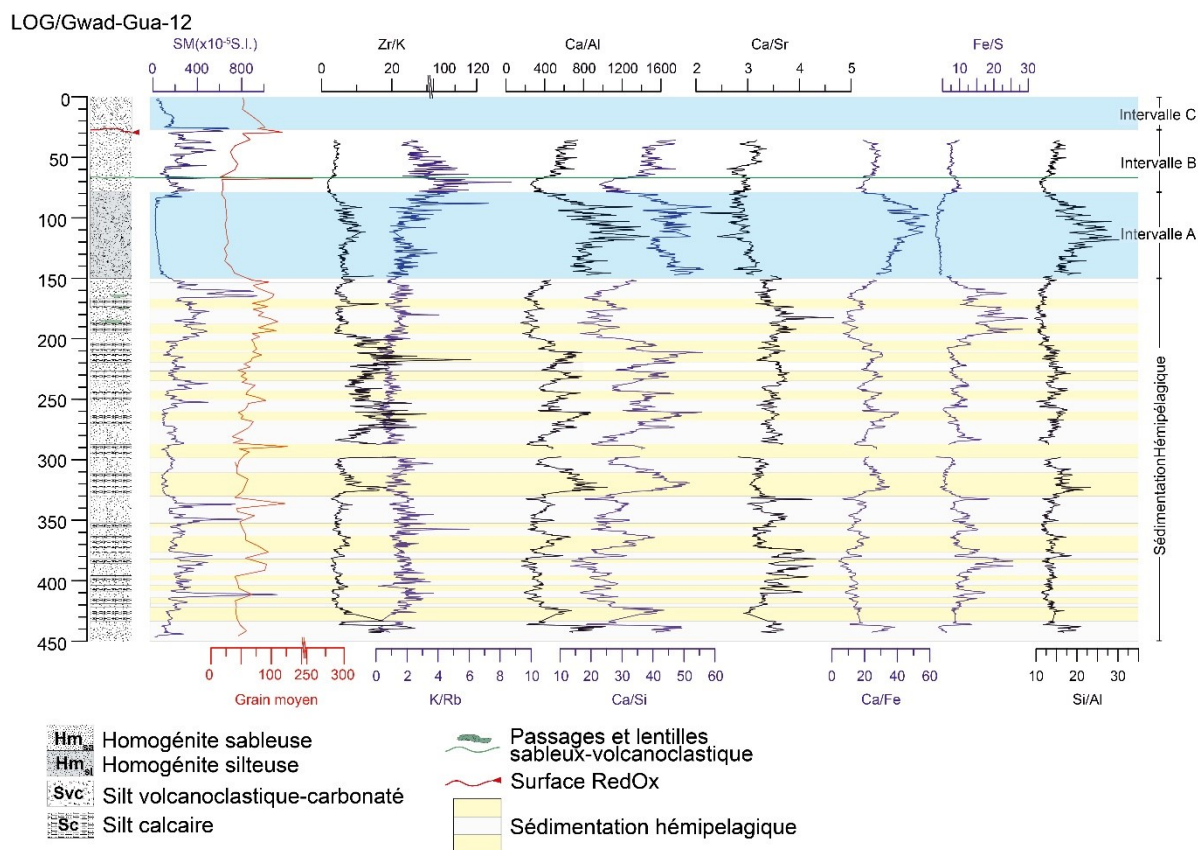


Figure VI. 15. Caractérisation géochimique des fractions biogéniques (carbonate) et silicoclastique, et comparaison avec le profil de susceptibilité magnétique et la taille de grain moyenne pour la carotte GWADGUA-12.

Les rapports Ca/Fe, Ca/Al, Ca/Si et Si/Al, entre 80 et 150 cm de profondeur au sein de l'intervalle « A », ont des valeurs maximales (Figure VI. 15). Ce dépôt est fondamentalement constitué par des particules carbonatées enrichies en Sr et Ca (Figure VI. 16a). L'augmentation de Si/Al (Figure VI. 15) par rapport à la tendance de la fraction sédimentaire hémipélagique dans cette unité, est associée à l'augmentation de la fraction biogénique siliceuse (spicules, silicoflagellés, radiolaires) dont la présence est aussi confirmée par les frotis. Le graphique binaire Si vs. Al dans la Figure VI. 16b, montre l'existence de deux domaines probablement résultant de deux différentes sources de silice. Le sommet de cette homogénite est repéré par un pic significatif du rapport K/Rb (Figure VI. 15), lequel peut être attribué à un niveau enrichi en argiles, caractéristique de la partie fine d'une turbidite classique (Rothwell *et al.*, 2006).

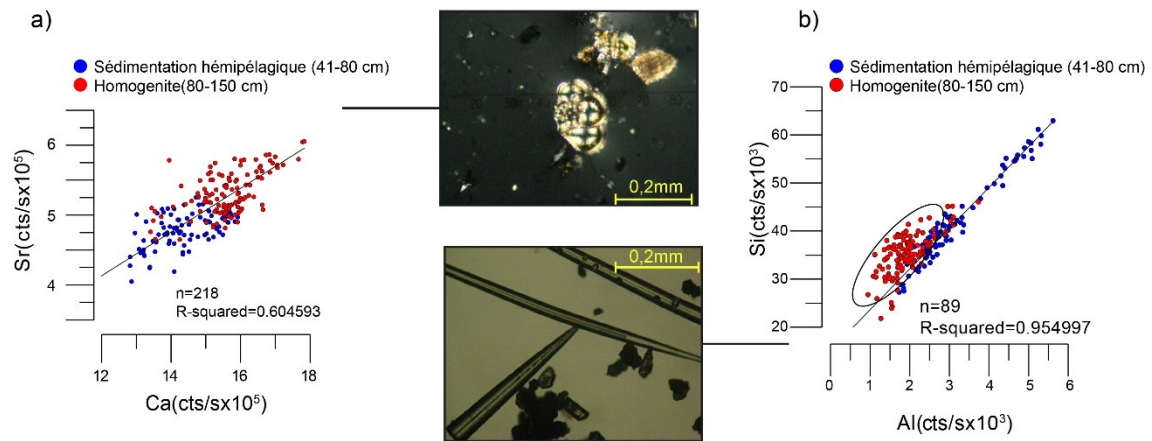


Figure VI. 16. a) Corrélation positive entre les éléments Sr et Ca dans la sédimentation hémipélagique aussi que dans l'homogénite de l'intervalle A du tronçon GWADGUA-12 I (position stratigraphique dans la Figure VI. 15). En rouge, les mesures dans l'homogénite relativement plus riches en Sr. La photomicrographie associée (à droite) illustre l'existence de Foraminifères. b) Le diagramme Si vs. Al montre l'existence de deux populations et suggère deux origines différentes. La droite de forte corrélation positive peut être liée à la fraction silicoclastique. Les échantillons de l'homogénite semblent être associés à la composante siliceuse biogénique illustrée dans la photo des spicules à gauche.

5.2. Carotte GWADGUA-13

5.2.1. Caractérisation de l'évolution granulométrique et texturale

L'évolution des différents paramètres liés à la variation de la granulométrie dans la carotte GWADGUA-13, nous a conduits à diviser la séquence sédimentaire en deux parties principales (Figure VI. 17). La première, sur 160 cm, correspondant à la partie supérieure, où se trouvent des événements discrets qui interrompent la sédimentation hémipélagique. La deuxième correspond à l'unité basale de la séquence et est dominée par deux faciès définis comme le « bruit de fond » sédimentaire, constitués par une intercalation de: 1) sédiment silto-sableux couleur jaune grisâtre (5Y 8/4), dont la teneur en particules volcanoclastiques (minéraux ferromagnésiens et feldspaths) domine sur le composant carbonaté (Faciès Svc) et 2) sédiment silto-sableux calcaire de couleur claire grise jaunâtre, (5Y 7/2) composé abondamment de foraminifères et nannoplancton calcaire avec une proportion mineure de particules détritiques carbonaté, volcanoclastiques (cristaux de feldspath et verre) ainsi que quelques traces de la fraction terrigène argileuse (Faciès Sc). Ces faciès sont présents également dans la carotte GWADGUA-12. Toutefois, leur épaisseur est beaucoup plus importante dans GWADGUA-13, ou elle peut varier entre 30 et 60 cm. Dans les cas du faciès Sc, l'augmentation du signal de susceptibilité magnétique (SM) le long du dépôt est accompagnée par un pic qui dépasse les 800×10^{-5} SI. Cette séquence sédimentaire, entre 160 et 300 cm de profondeur, est caractérisée par une taille de grain moyenne de $30 \mu\text{m}$ ($\sigma=5$)

avec un mauvais classement (5, $\sigma=0,7$), une asymétrie négative (-0.2, $\sigma=0,7$) et des pourcentages d'argiles, silt et sable respectivement de 15 ($\sigma=7$), 45 ($\sigma=6$) et 40 ($\sigma=13$)%.

Dans l'unité 1, *l'intervalle A* (entre 100-160 cm) correspond au faciès Thc qui est une turbidite carbonatée. Il s'agit d'un dépôt de particules grossières qui atteignent une taille allant jusqu'à 600 μm à la base. La majorité de ces particules sont des fragments de coquilles. La granulométrie diminue vers le sommet jusqu'à 50 μm . La teneur en sable peut atteindre 90% dans la partie grossière (basale) de la turbidite. Un terme intermédiaire, où se trouve la zone laminée, montre un pourcentage de sable variant entre 70 et 22%, de silt entre 57 et 23% avec un contenu d'argile autour de 12 % ($\sigma=7$). Les paramètres texturaux ne permettent pas de différencier la sédimentation hémipélagique du terme sommital de la turbidite.

L'intervalle B (premiers 35 cm à partir du sommet) est texturalement divisé en deux avec un contact marqué par une augmentation des index de classement et d'asymétrie. La partie basale constituée de sédiment sableux de taille moyenne = 273 μm ($\sigma=51$), présente un index négatif et quasi-constant d'asymétrie (-0,28, $\sigma=0,02$) et une diminution du classement par rapport la sédimentation hémipélagique (2.1, $\sigma=0,09$). Ces paramètres évoluent vers le sommet avec un granoclassement normal avec une taille de grain moyenne qui diminue vers le sable fin (140 μm , $\sigma=51$), le classement augmente abruptement (jusqu'au 4) et l'index skewness tend à se déplacer vers la symétrie ($Sk=0$) de la base au sommet.

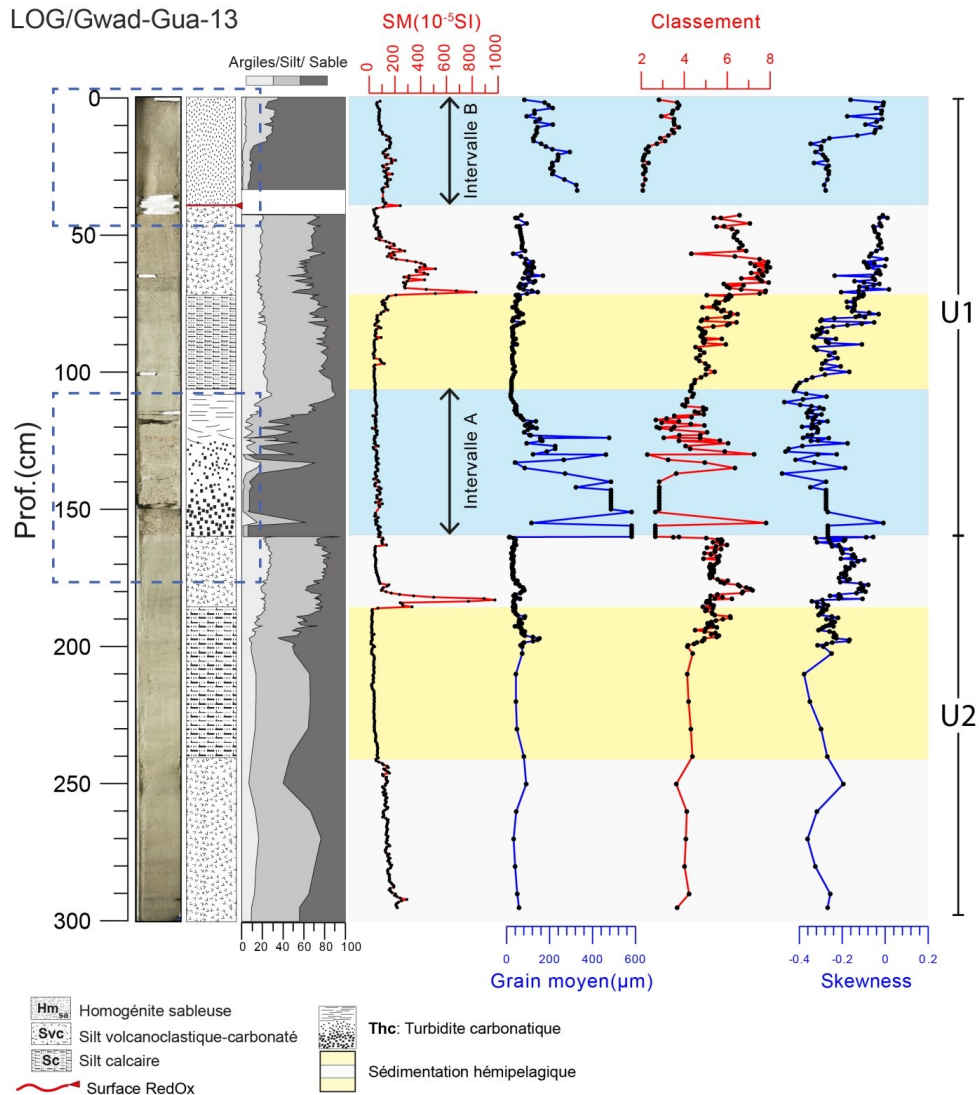


Figure VI. 17. Evolution des paramètres texturaux du sondage GWADGUA-13. Deux intervalles d'intérêt (A, B) avec des caractéristiques texturales différentes à la sédimentation hémipélagique sont signalés. Les cadres tirets indiquent la position stratigraphique des deux intervalles étudiés en détail.

Globalement la sédimentation hémipélagique est constituée de silt grossier (40-50 μm) avec une composante non négligeable d'argiles variant entre 10 et 20%. Les dépôts identifiés en tant que discrets et associés à des événements ponctuels qui interrompent la sédimentation hémipélagique de la carotte GWADGUA-13, ont en commun qu'ils sont constitués par les particules les plus grossières de la séquence, fait signalé par le paramètre Q_{99} dans le diagramme de Passega (1964) de la Figure VI. 18. Sur ce diagramme la limite de 125 μm signalée établit une barrière entre les échantillons dont les particules grossières représentent plus de 50% de la fraction granulométrique et celles composées principalement par les particules fines. Nous observons que le domaine de haute énergie, où le transport par traction s'impose, est occupé exclusivement par les sédiments liés aux dépôts des intervalles A et B.

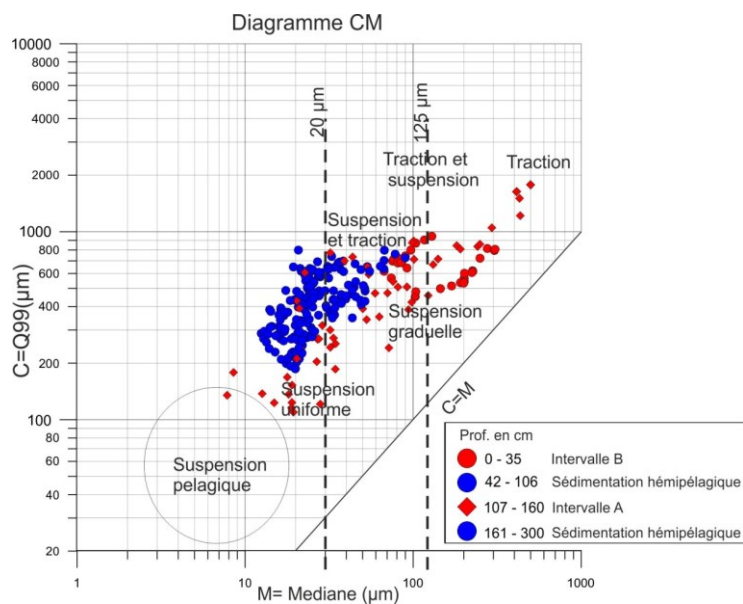


Figure VI. 18. Diagramme de Passega (1964) correspondant au sondage GWADGUAD-13. En bleu les échantillons qui appartiennent à la sédimentation hémipélagique. En rouge les échantillons prélevés des intervalles associés aux événements discrets identifiés par l'inspection visuelle.

L'évolution texturale de l'intervalle « A » a été illustrée avec détail sur les diagrammes CM (Passega, 1964) et Asymétrie vs. Classement. Cet événement est caractérisé par une progressive diminution de la médiane et du Q₉₉ de la base au sommet aussi bien que par une variation complexe du classement et l'asymétrie, avec une séparation bien marquée des trois termes décrits précédemment. La partie inférieure, la plus grossière, montre une ample dispersion dans le diagramme d'Asymétrie vs Classement, tendance qui contraste avec une diminution progressive de Q₉₉ et la médiane sur un parcours quasi- parallèle à la limite CM du diagramme de Passega (Figure VI. 19). Le terme intermédiaire laminé présente une ample dispersion dans tout le domaine de la suspension-traction (dans le diagramme CM) et une tendance à l'oscillation de l'index de classement de la base au sommet entre 3 et 5. Finalement, les échantillons prélevés au terme sommital se placent entre les domaines de la suspension uniforme et pélagique, avec un classement qui s'améliore vers le haut avec un index d'asymétrie qui augmente.

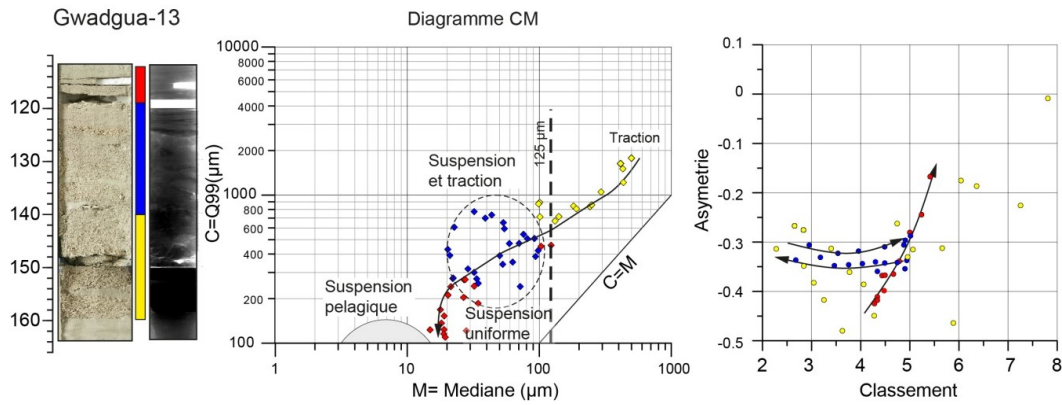


Figure VI. 19. Identification du mécanisme de transport et mise en place des sédiments de l'intervalle « A » du sondage GWADGUA-13. Evolution de l'Asymétrie vs. Classement et de la Médiane vs Q99 (dans le diagramme de Passega, 1964).

L'intervalle « B » décrit comme une homogénite sableuse montre sur les diagrammes CM et Asymétrie vs. Classement une séparation marquée entre les deux parties signalées dans la description des paramètres texturaux. Le terme sommital est placé (dans le diagramme CM) où les échantillons sont composés de plus de 50% de particules fines (médiane < 125 μm) avec un parcours oscillant parallèle à la limite CM du diagramme. Le terme basal a le même comportement oscillatoire dans son parcours, mais se trouve où les échantillons contiennent plus de 50% de particules grossières (médiane > 125 μm). Dans le diagramme Asymétrie vs Classement existe une continuité entre la base et le sommet, avec un mauvais classement de faible variabilité et une évolution de la distribution granulométrique d'asymétrie négative vers une distribution symétrique (Figure VI. 20).

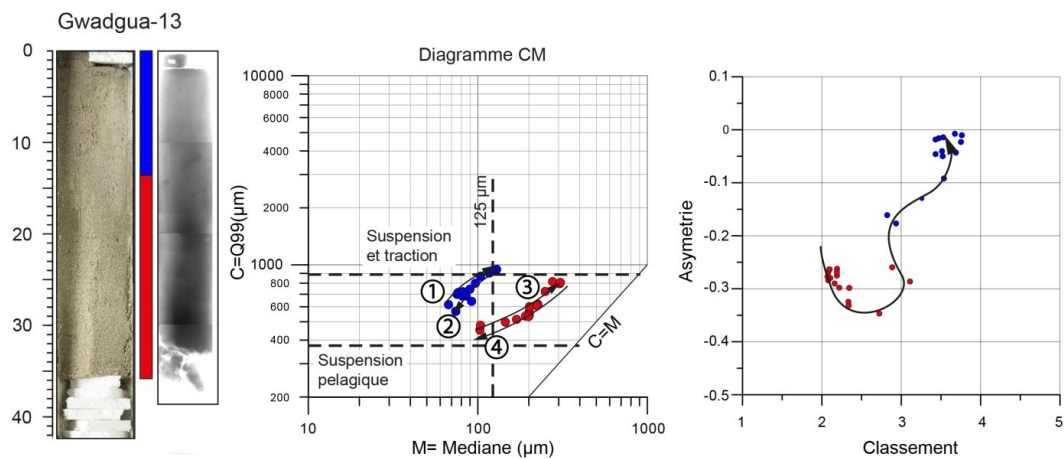


Figure VI. 20. Identification du mécanisme de transport et mise en place des sédiments de l'intervalle « B » du sondage GWADGUA-13. Evolution de l'Asymétrie vs. Classement et de la médiane vs Q99 (dans le diagramme de Passega, 1964). Les parcours complexes sont numérotés en ordre croissant vers le sommet.

5.2.2. Analyse des propriétés magnétiques

5.2.2.1. La Susceptibilité Magnétique (SM)

La variation de la teneur en particules magnétiques liées majoritairement aux apports d'origine volcanique a été estimée grâce au le profil de SM, représenté dans la Figure VI. 21. Les valeurs de SM varient entre $14,2 \times 10^{-5}$ S.I et 976×10^{-5} S.I et semblent être contrôlées par les particules volcaniques dominant largement sur la sédimentation hémipélagique. Les unités définies en fonction de la variation de la SM correspondent bien avec les faciès identifiés précédemment.

Les niveaux stratigraphiques dominés par la fraction carbonatée, signalés dans le Log GWADGUA-13 (Faciès Sc et Thc) de la Figure VI. 21, présentent une valeur de SM presque constante et inférieure à 60×10^{-5} S.I. Dans l'intervalle «b» (entre 240-184 cm) la moyenne de SM est de 35×10^{-5} S.I ($\sigma=13$). L'intervalle «d», (entre 164-76 cm) présente une SM moyenne de 49×10^{-5} S.I ($\sigma=12$).

Dans les niveaux avec des valeurs de susceptibilité les plus fortes, le signal de SM diminue progressivement de la base au sommet. Dans l'intervalle «a» (300-240cm) la SM varie de 150×10^{-5} vers 70×10^{-5} S.I, sur les intervalles « c » et « e » (localisés entre 183-165 et 71-40 respectivement) la SM moyenne diminue de 850×10^{-5} S.I à 60×10^{-5} S.I. Pour la section la plus superficielle entre 0-40 cm de profondeur (Intervalle f) l'écart et plus faible, la SM varie entre 110×10^{-5} S.I à la base et 85×10^{-5} S.I au sommet. Ces intervalles coïncident avec les faciès où une augmentation du pourcentage de particules volcaniques a été identifiée. Le signal magnétique est plus fort à la base de dépôts hémipélagiques du Facès Svc et s'atténue progressivement vers le sommet (Figure VI.5).

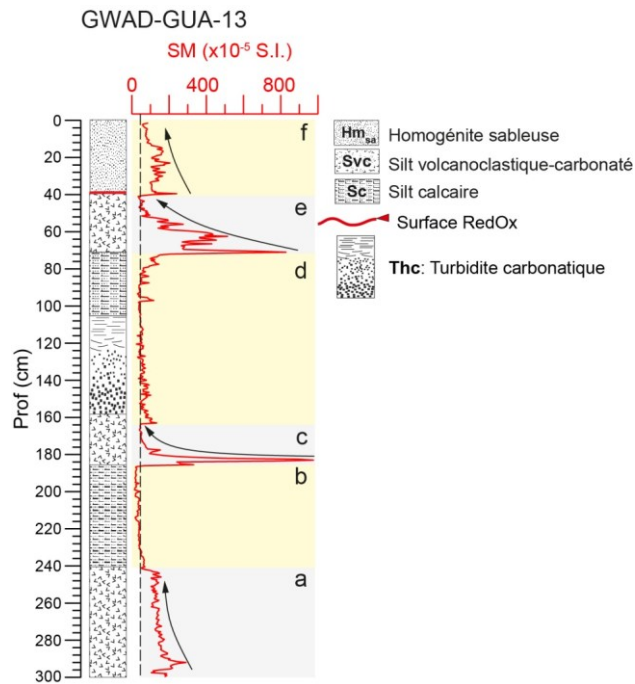


Figure VI. 21. Profil de susceptibilité magnétique (SM) et Log du sondage GWADGUA-13. Unités définies en fonction de l'évolution de la SM de la base au sommet.

L'origine des particules magnétiques est associée au contexte volcanique. Une caractérisation plus détaillée a été réalisée dans la totalité des niveaux avec un signal magnétique important (unités «c» et «e») ainsi que dans la sédimentation hémipélagique sus-jacente. Afin de déterminer le type de matériel magnétique, deux U-channels ont été prélevés dans chaque unité avec l'objectif de réaliser des mesures de la fabrique magnétique et de la variation de la concentration de minéraux magnétiques.

5.2.2.2. Etude de la fabrique magnétique (ASM)

Les paramètres d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), qui dans une première approximation permettent d'estimer l'orientation des grains magnétiques, conduisent aussi à l'identification des arrangements préférentiels dans la fabrique sédimentaire. La direction des axes K1 (Kmax), K2 (Kint) et K3 (kmin) de l'ellipsoïde d'anisotropie permettent l'identification de structures présentes dans les séquences sédimentaires ou les scopix montrent des sections homogènes non laminées. La représentation graphique de ces paramètres, appartenant aux sections A et B est présentée dans la Figure VI. 22. Un arrangement horizontal préférentiel correspondant à la stratification est bien visible. Il démontre un carottage perpendiculaire à la surface de sédimentation n'ayant pas déstructuré la fabrique sédimentaire. L'identification des déformations synsédimentaires ou post-

sédimentaires naturelles loin des zones de bord supérieur et inférieur de l'échantillonnage est donc possible.

Les profils de l'inclinaison de l'axe K3 (Figure VI. 22A), pour les deux sections stratigraphiques prélevées, montrent globalement une verticalité (~ 90), sauf pour la base de la section A qui se situe dans la partie grossière de la turbidite identifiée dans le Facies Thc (sous-chapitre VI.2.1). Cette partie, a été potentiellement légèrement perturbée pendant échantillonnage dû à la faible cohésion des grains. La déviation de l'axe K3 par rapport à la verticale est confirmée par la projection stéréographique (Figure VI. 22B et C). Cette déformation locale est attestée par la réorientation prolata de l'ellipsoïde d'ASM illustrée dans le diagramme *Paramètre de forme vs. Degré d'anisotropie* (T vs P) de la Figure VI. 22.

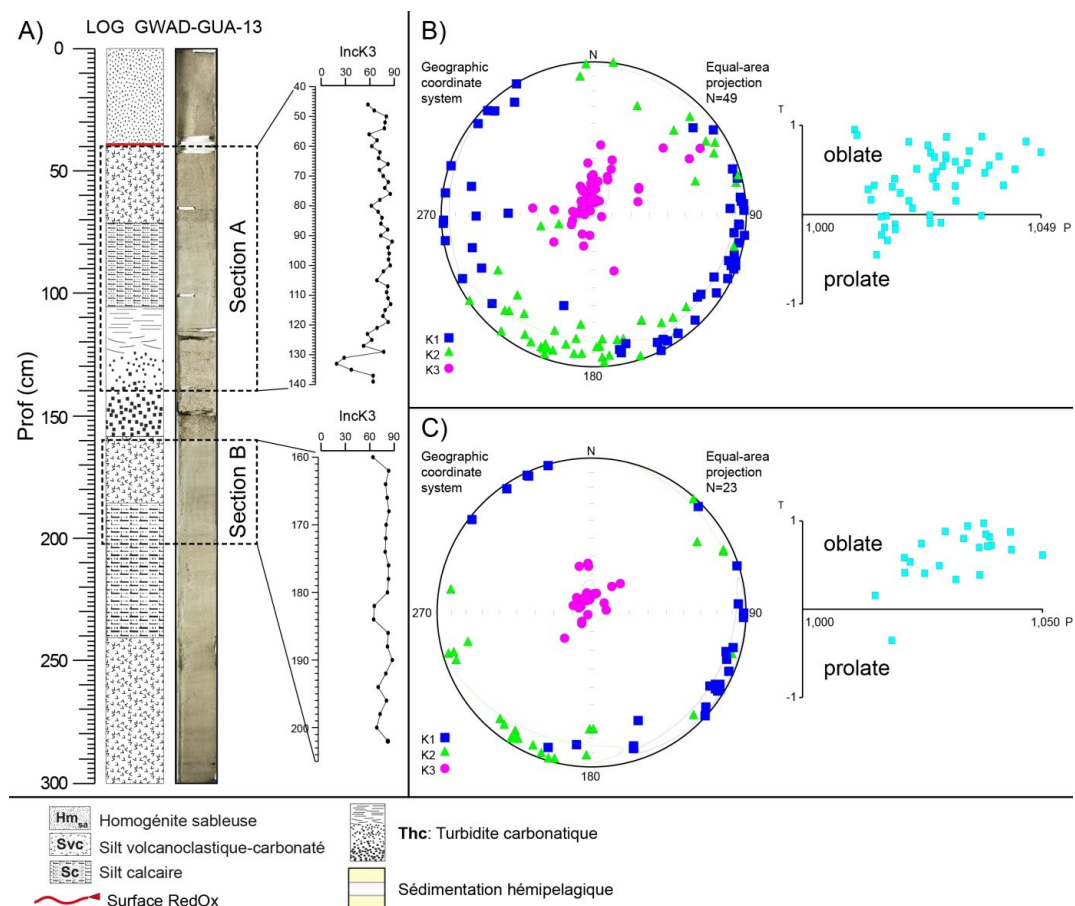


Figure VI. 22. A) Evolution de l'inclinaison de l'axe K3 (k_{min}) de l'ellipsoïde d'ASM mesurée des sections A et B du sondage GWADGUA-13. B) Paramètres d'ASM d'après la section A. Projection stéréographique des axes K1, K2 et K3 et diagramme Forme (T) vs. Degré d'anisotropie (P) qui montre la forme de l'ellipsoïde. C) Paramètres d'ASM de la section B. Projection stéréographique des axes K1, K2 et K3 et diagramme Forme (T) vs. Degré d'anisotropie (P) qui montre la forme de l'ellipsoïde.

La tendance des valeurs de susceptibilité magnétique volumique (K_m) obtenues avec l'instrument Kappabridge AGICO MFK1-FA est cohérente avec les données de SM. Les

sections A et B, comprises entre 45-140 cm et 160-204 cm, respectivement, enregistrent les valeurs moyennes plus fortes de K_m (entre 300 et 420×10^{-5} S.I.).

La section A (Figure VI. 23) peut être divisée en deux: **1)** Un terme basal entre la profondeur 140 et 70 cm, où l'anisotropie est quasi-constante (36×10^{-5} S.I., $\sigma=8$) et le degré d'anisotropie n'est pas significative ($P < 1,05$), sauf pour le niveau entre 114 et 106 cm de profondeur où des microlaminations ont été identifiées. La susceptibilité magnétique est indépendant des paramètres de forme de l'ellipsoïde d'ASM. Les valeurs de linéation plus faibles que la foliation ($L < F$) avec un paramètre de forme supérieur à zéro ($T > 0$) suggère une orientation préférentielle correspondant à la stratification proche de l'horizontale. Les anomalies signalées à l'extrême base (10 dernier cm) de cette section sur le diagramme stéréographique sont attestées par les valeurs de $T < 0$, caractéristique d'un ellipsoïde allongé (prolate). **2)** Le terme sommital a des valeurs de K_m qui atteint jusqu'à 420×10^{-5} S.I. Le degré d'anisotropie P , sur la partie supérieure de cette section, trouve sa valeur la plus importante au niveau du pic de K_m . Pour le reste des paramètres (L , F et T) la tendance est similaire à celle du terme inférieur.

La section B est aussi bipartite. Vers la base, entre 202 et 184 cm, la susceptibilité magnétique volumique (K_m) reste faible et presque constante (17.5×10^{-5} S.I., $\sigma=4$) avec un degré de anisotropie aussi faible ($P < 1,04$). Le terme sommital est défini par un pic de K_m de l'ordre de 310×10^{-5} S.I., qui est accompagné par des valeurs plus fortes de P (1,045) et de F (1,041). Ces valeurs diminuent progressivement vers le haut. La foliation est plus forte que la linéation ($L < F$) et la fabrique globalement oblate ($T > 0$) tout au long de la section.

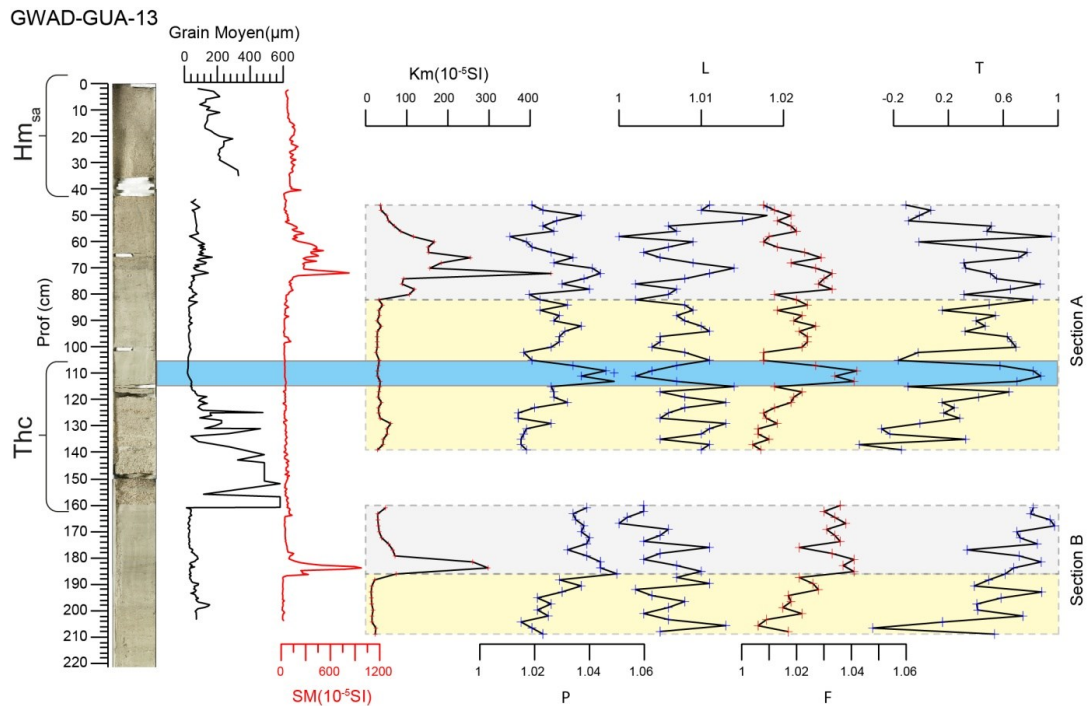


Figure VI. 23. Données d'ASM des sections A et B du sondage GWADGUA-13 (position stratigraphique dans la Figure VI. 22A). Profils du grain moyen et SM. Profils d'anisotropie de susceptibilité magnétique volumique (K_m) et les paramètres d'ASM: degré d'anisotropie (P), linéation (L), foliation (F) et forme (T). Partie sommitale en grise et basale en jaune.

5.2.2.3. Concentration des minéraux magnétiques

L'aimantation rémanente ansthérétique (ARA) et l'aimantation rémanente isotherme (ARI) acquises en laboratoire, peuvent être utilisées comme des paramètres d'estimation de la nature minéralogique, de la taille des grains magnétique aussi que de la concentration relative des composants ferromagnétiques. L'ARA répond de manière préférentielle aux grains fins de magnétite. L'ARI à saturation (ARIS), acquise dans un champ de 1 tesla, fournit une estimation de la concentration des particules ferromagnétiques. L'aimantation rémanente naturelle (ARN) est acquise lors du dépôt ou immédiatement après.

Dans les niveaux sélectionnés (section A et B, Figure VI. 24) l'ARIS, l'ARN et l'ARA sont en phase avec les courbes de SM et K_m , leur corrélation avec la base des niveaux stratigraphiques riches en particules volcanoclastiques pourrait indiquer une ségrégation par densité.

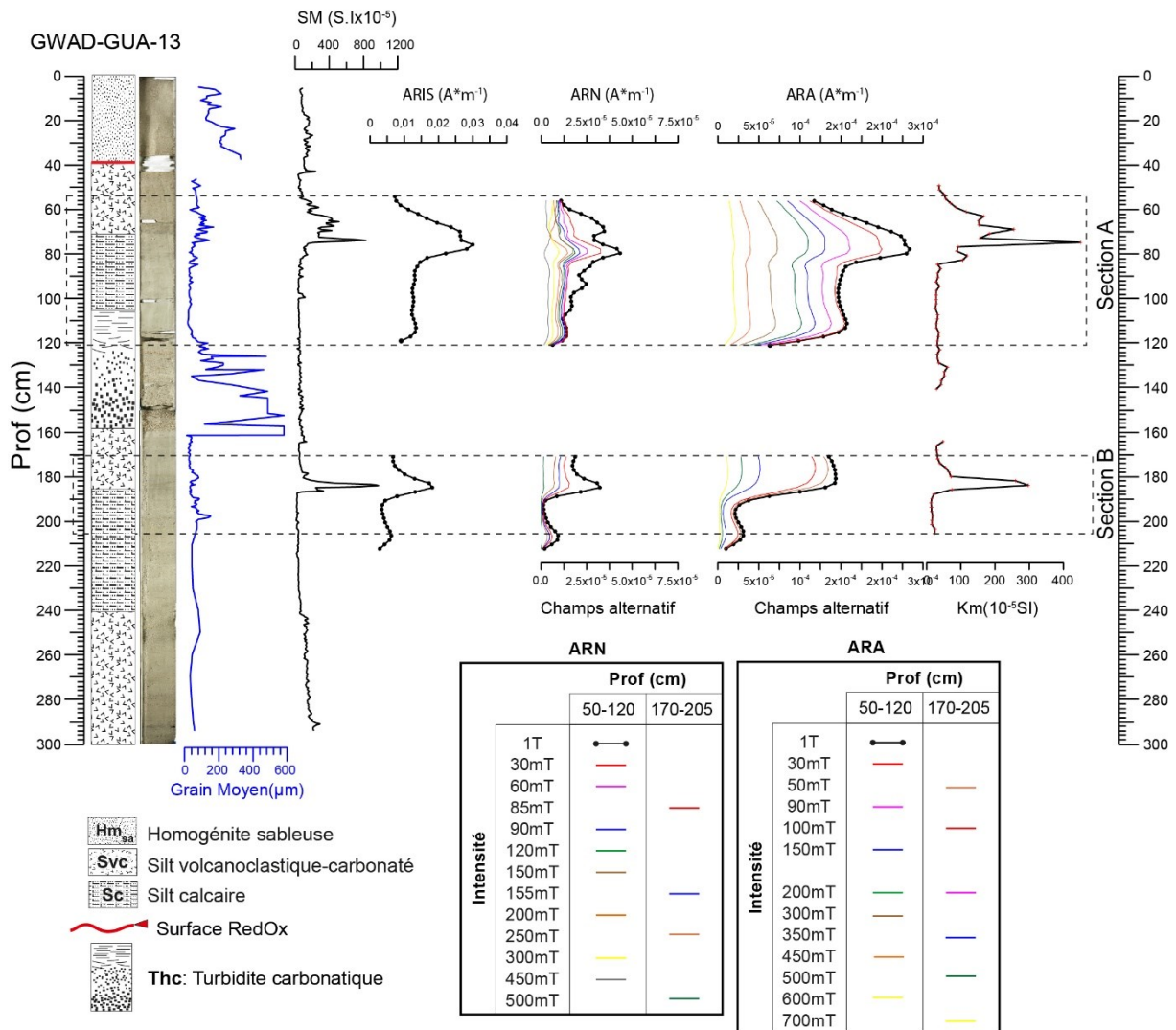


Figure VI. 24. Evolution en profondeur de la taille de grain moyenne comparée avec les profils de SM et les rémanences magnétiques: aimantation rémanente isotherme (ARIS), aimantation rémanente naturelle (ARN) et aimantation rémanente anystherétique (ARA).

Plusieurs paramètres peuvent être utilisés pour caractériser les particules magnétiques. Par exemple, le rapport ARA/ARIs diminue avec les particules magnétiques grossières (Maher, 1988). L'augmentation simultanée dans les courbes de Km, l'ARA et l'ARI suggère une augmentation dans la concentration de la fraction du matériel ferromagnétique (Figure VI. 24). Une concomitante augmentation de Fe (cts/s), Ti (cts/s) suggère une possible minéralogie de la série des titanomagnetites (Figure VI. 25).

Le rapport ARA/Km dans la section A semble avoir une relation inversement proportionnel avec la taille de grain. Dans la partie basale, où augmente le pourcentage de particules de taille argiles et la taille de grain moyenne est la plus petite de toute la carotte, le rapport ARA/Km augmente. Dans la partie sommitale, où la susceptibilité magnétique est

plus forte, le pourcentage d'argile diminue et la taille de grain moyenne augmente légèrement, le rapport ARA/Km diminue de manière importante.

L'évolution en phase des rapports ARA/ARIS et ARA/Km suggère une sensibilité face au changement de la taille de grain des particules magnétiques, avec une taille de grain plus petite dans le faciès de silt calcaire (Sc) qui constitue la base de la section et une taille de grain de particules plus grossières dans le faciès de silt volcanoclastique (Svc) (Figure VI. 25).

Sur la section B la tendance des rapports de rémanences magnétiques est similaires à celles décrites dans la section A. Les rapports ARA/Km et ARA/ARIS sont en phase avec la teneur en argiles et évoluent de manière opposée à la courbe de SM.

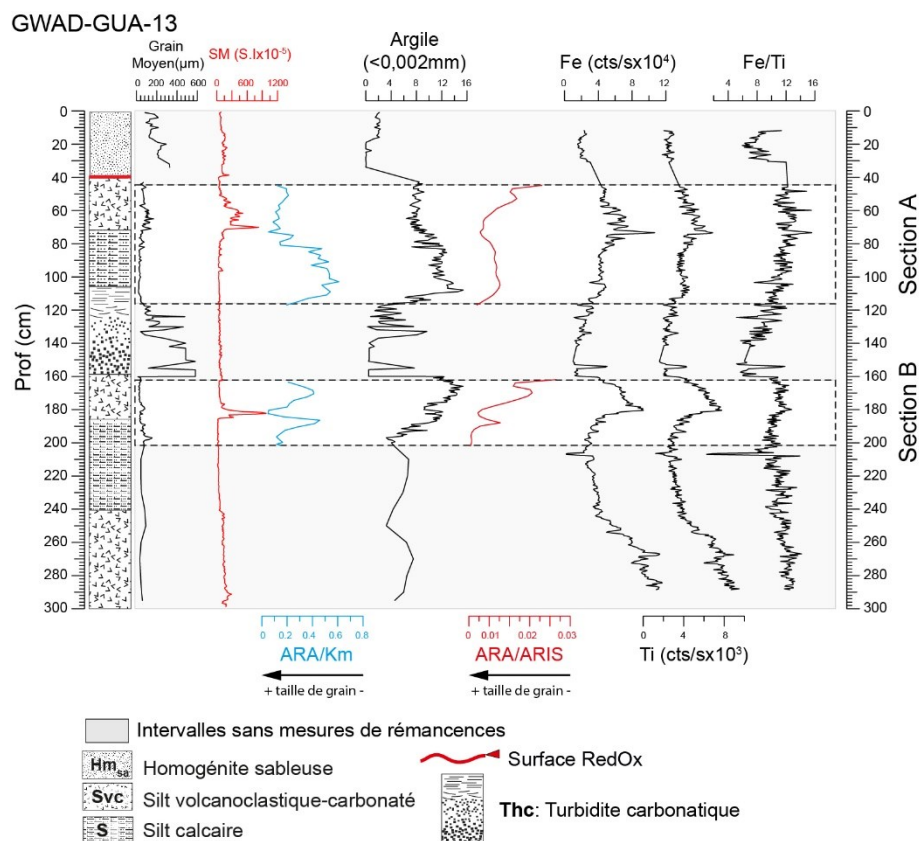


Figure VI. 25. Evolution en profondeur de la taille de grain moyenne, le contenu de argiles les rapports de paramètres magnétiques (ARA/Km et ARA/ARIS) et les courbes élémentaires de FRX semi-quantitatives de Ti, Fe et son rapport (Fe/Ti) dans les sections A et B correspondantes à la sédimentation hémipélagique.

5.2.3. Analyse de fluorescence X semi-quantitative

L'évolution de la composition géochimique des sédiments de la carotte GWADGUA-13 comparée avec les changements de la taille de grain moyenne et la SM associée sont illustrés dans la Figure VI. 26. Les courbes des éléments Si, Al, K, Rb, Fe, Ti, Zr et Zn covarient le long de la carotte. Les couples Ca-Sr et Br-S évoluent en phase aussi. En fonction de la variabilité en profondeur de ces éléments, sept unités ont été définies et leurs limites coïncident globalement avec des changements nets sur les courbes de composition élémentaire. Trois d'entre elles (en gris sur la figure VI. 26), correspondent à des unités où les éléments typiquement associés à la fraction silicoclastiques, lourds et accessoires résistants à l'altération (Si, Al, K, Rb, Fe, Ti et Zr), augmentent. Aucun changement granulométrique particulier n'est signalé, par contre, ces niveaux sont marqués par une augmentation importante de la SM et coïncident avec le faciès hémipélagique riche en particules volcanoclastique (Faciès Svc) et sont localisés aux profondeurs suivantes: 300-240 cm, 160-185 cm et 40-70 cm.

La proportion relativement plus élevée de Ca et Sr par rapport aux éléments de la fraction minérale silicoclastique, définit deux autres unités localisées entre 185-240 cm et 70-106 cm (en jaune sur la figure VI. 10). Une claire corrélation avec le faciès silteux carbonatique souligne le caractère principalement biogénique de sa composition.

Des irrégularités dans la surface mesurable de la carotte GWADGUA-13 n'ont permis qu'un enregistrement partiel. Certaines parties étant trop abimées, les mesures n'ont pas pu être réalisées. Toutefois, la composition géochimique dans les intervalles associés aux dépôts discrets des événements est mise en évidence. L'intervalle A (figure VI. 26) montre des pics individualisés de Sr dans la partie de granulométrie plus grossière. En général, il y a un effet de dilution du signal géochimique, probablement à cause de la rugosité de la texture, marquée notamment par de valeur de K indétectables. Vers le sommet, avec la diminution de la taille de grain, il y a une augmentation progressive de la concentration des différents éléments (sauf Zr et Sr). La limite sommitale est marquée par un pic de K (Figure VI. 26). L'intervalle B a des cts/s de K au-dessous du niveau de détection. Pour le reste des éléments, les concentrations sont similaires à celles enregistrées dans la partie grossière de la turbidite de l'intervalle A, sauf le Sr et Zr, qui montrent une diminution progressive de la base au sommet.

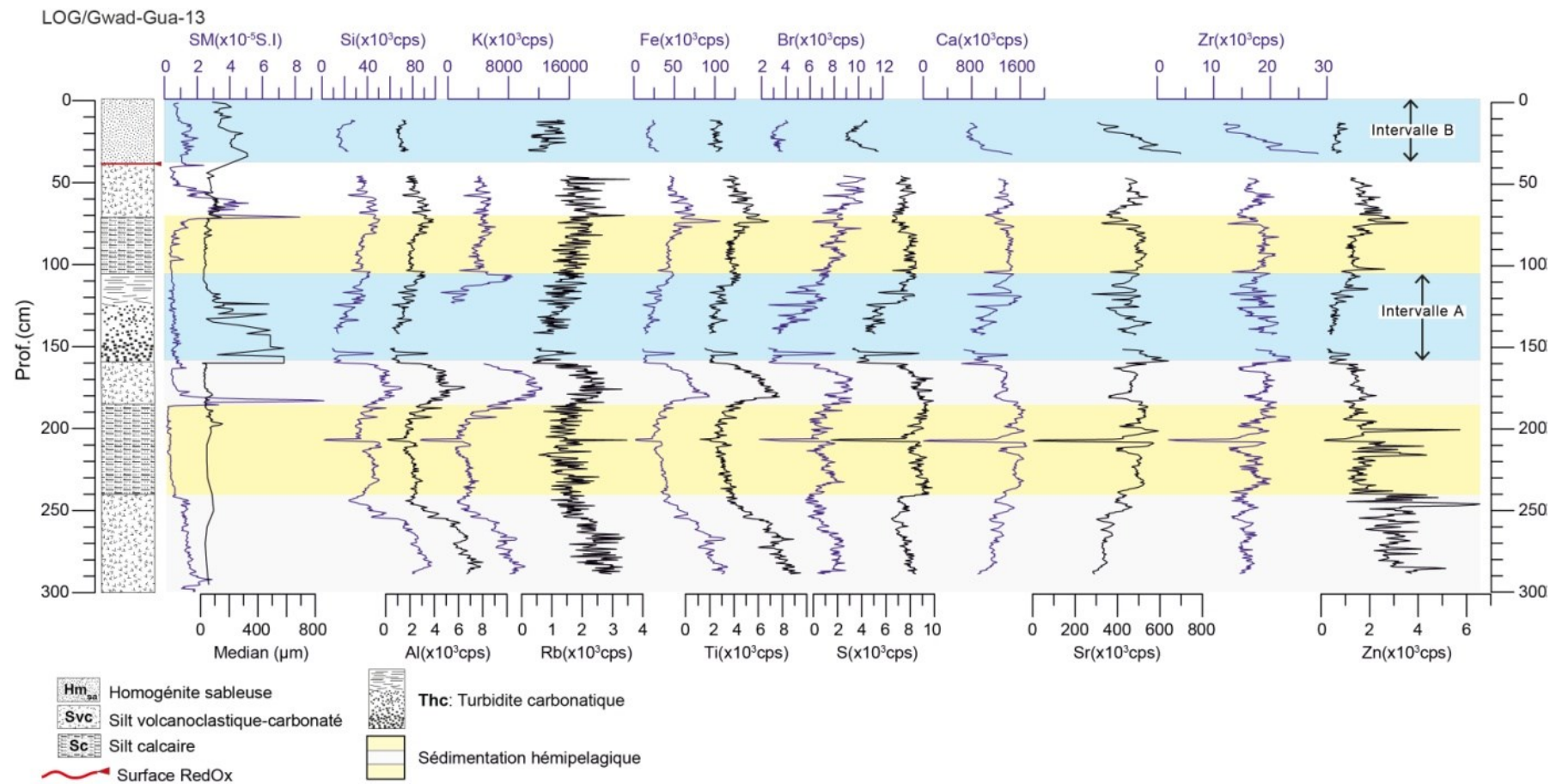


Figure VI. 26. Comparaison de l'évolution de la composition géochimique des sédiments de la carotte GWADGUA-13 avec les changements de la taille de grain moyenne et le profil de SM.

5.2.4. Interprétation des résultats

La tendance inversement proportionnelle entre les éléments liés à la fraction biogénique carbonatée et les éléments associés aux composants détritiques du sédiment est illustrée par la comparaison pour chaque faciès définis par les rapports Ca/Fe, Ca/Al et Ca/Si (Figure VI. 27). Ces rapports augmentent dans les faciès décrits comme ayant de fortes compositions carbonatées (chapitre VI.2.1), à savoir les faciès silteux carbonaté (Sc), turbidite carbonaté (Thc) et l'homogénite sableuse (Hm_{sa}). La courbe K/Rb montre une concentration relativement plus importante de K (cts/s) dans le faciès volcanoclastique (faciès Svc), qui pourrait être associé à une abondance relative de produits d'altération. Cette hypothèse est en accord avec l'évolution de la teneur en argiles (<0,002mm) montrée dans la Figure VI. 25. Le rapport Sr/Ca reste quasi-constant tout au long de la séquence hémipélagique (Figure VI. 27), alors que dans les intervalles A et B associés aux dépôts des événements instantanés, ce rapport augmente de manière importante. Le rapport Fe/S présente une tendance inverse à celle de la courbe Sr/Ca, avec des valeurs sans variabilité importante dans la sédimentation hémipélagique. Nous interprétons la faible variation de ce dernier rapport comme un indicatif de l'absence de l'influence du processus diagénetique dans la concentration de Fe. Le rapport Si/Al montre une légère augmentation dans les niveaux hémipélagiques associés au faciès silt calcaire (Sc) dominé par les composantes biogéniques, l'augmentation de ce rapport peut être indicative de l'existence de microfossiles siliceux déjà rapportés par la description de frottis.

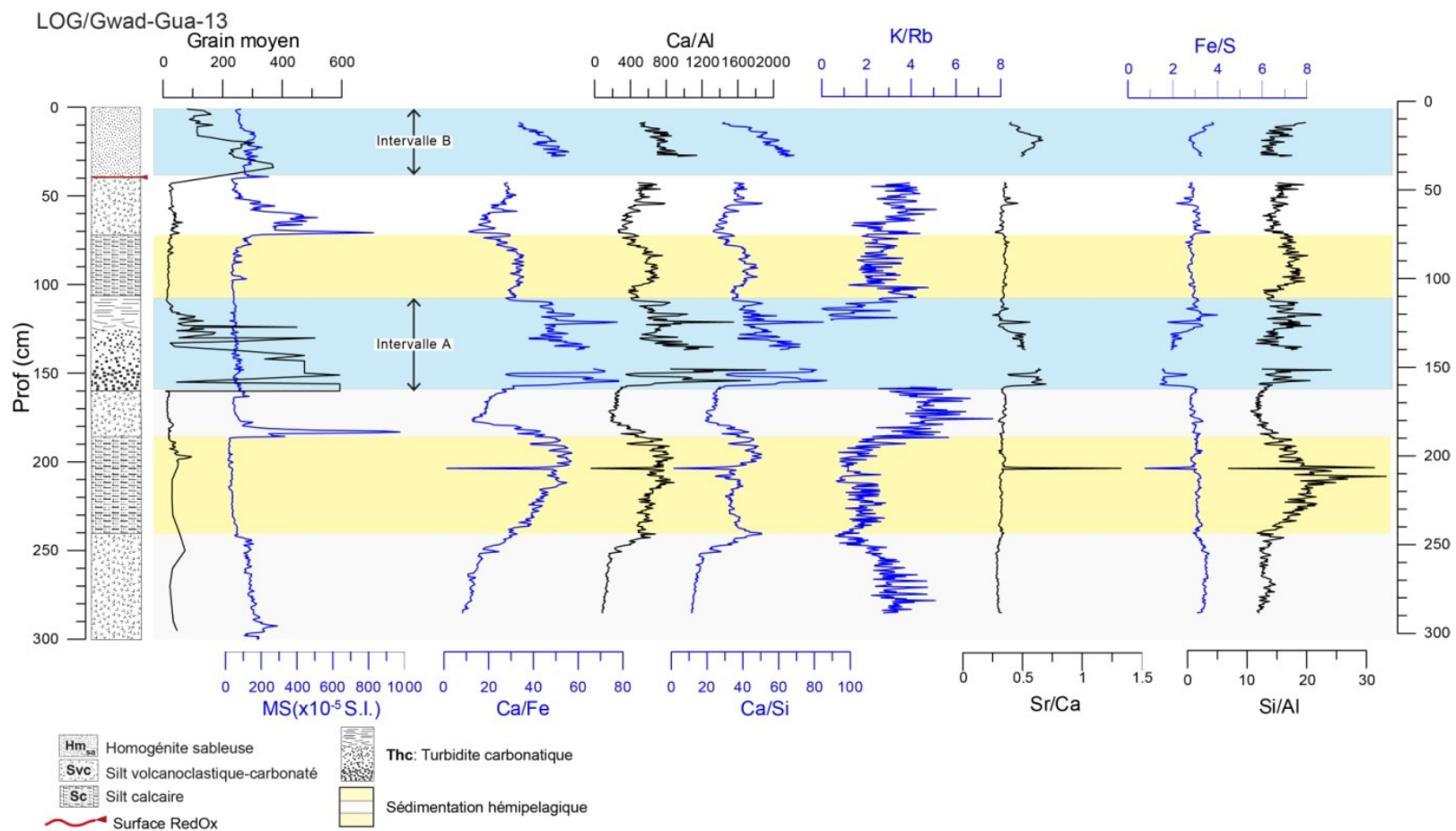


Figure VI. 27. Rapports de FRX du sondage GWADGUA-13. Corrélation entre les unités géochimiques (intercalation gris-jaune), les différents faciès identifiés, la variation de la taille de grain moyenne et la SM. En bleu, les dépôts des événements instantanés (intervalles A et B).

Les diagrammes de corrélation illustrés par la Figure VI. 28 permettent d'estimer, simultanément avec les résultats de la minéralogie obtenus des frottis, les phases minérales qui contrôlent les variations de la composition du sédiment. Le diagramme binaire Si vs. Al (Figure VI. 28a) montre une forte corrélation positive entre ces deux éléments avec une bifurcation que l'on peut associer à l'existence de deux phases siliceuses différentes, celle d'origine minérale liée aux détritits silicoclastiques et une autre biogénique appartenant à des spicules d'éponges, radiolaires, silicoflagellés ou diatomées. La bifurcation dans le diagramme K vs Al (Figure VI. 28b) est interprétée comme indicative des deux principales phases minérales de K et Al, les feldspaths et ses produits d'altération. Pour ce qui concerne la fraction biogénique carbonatée, le graphique Ca vs Sr (Figure VI. 28c) montre trois tendances différentes en fonction du faciès, une plus riche en calcium liée aux faciès hémipélagiques et deux autres plus riches en Sr appartenant aux faciès Thc et Hm_{sa}. Ces deux dernières sont isolés dans le diagramme Sr contre Ca de la Figure VI. 28d. Ils pourraient être influencés par un processus de concentration par ségrégation de sédiments riches en coccolites et foraminifères. Dans le digramme Fe vs Ti (Figure VI. 28e) la droite de régression fortement positive doit être associée à una composante importante de minéraux de la série titanomagnétite. Le diagramme S vs Fe (Figure VI. 28f) montre une importante population d'échantillons anti-corrélées appartenant à la séquence hémipélagique, tandis que pour les événements instantanés une droite de corrélation positive suggère la présence de sulfures de fer dans les dépôts.

Les diagrammes binaires Fe vs Ca et Ti vs Ca (Figure VI. 28g et h, respectivement) illustrent bien les relations complexes entre le Ca et les éléments liés au détritisme. Une droite de corrélation positive est formée entre ces deux couples d'éléments dans les dépôts des événements discrets, en révélant l'existence d'une fraction carbonatée de probable origine détritique mélangée avec la fraction biogénique. La différence de l'origine du calcium par rapport au Fe et Ti, est par contre particulièrement visible dans les sédiments hémipélagiques.

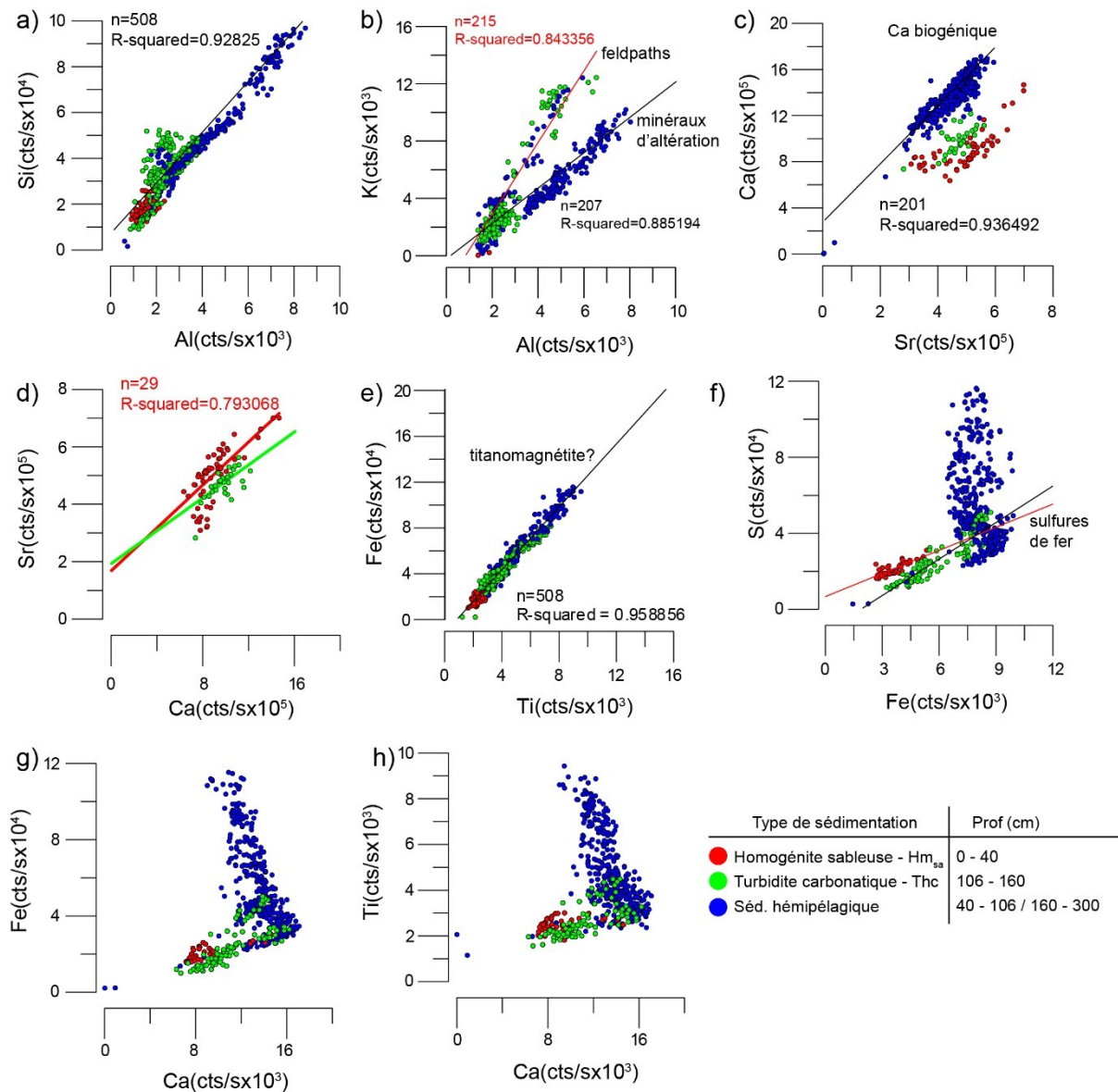


Figure VI. 28. Diagrammes de corrélation diagnostique de la composition élémentaire dérivée des données XFR du sondage GWADGUA-13. Les faciès associés aux événements instantanés ont été isolés pour illustrer les différences compositionnelles par rapport à la sédimentation hémipélagique.

5.3. Carotte GWADGUA-15

Dans le but de faire la plus ample caractérisation de dépôts turbiditiques dans le contexte de l'arc des Petits Antilles, un troisième sondage a été étudié. A différence des deux précédents, les sédiments prélevés du forage GWADGUA-15 proche de l'île de Guadeloupe (dont la morphologie sous-marine des alentours est modélisée par des importants glissements), se caractérisent par un pourcentage plus élevé de la fraction terrigène par rapport à ceux placés plus au Nord de l'arc et par la présence de dépôts instantanés à structure de turbidites classiques riches en particules volcaniques.

Afin d'éviter la description répétitives nous avons effectués d'analyses en suivant l'approche granulométriques, géochimiques et l'étude des paramètres de la fabrique magnétique ciblés sur les intervalles signalés dans la séquence sédimentaire comme des turbidites. Sur la Figure VI. 29 ont été identifiés les intervalles d'intérêt et les analyses disponibles.

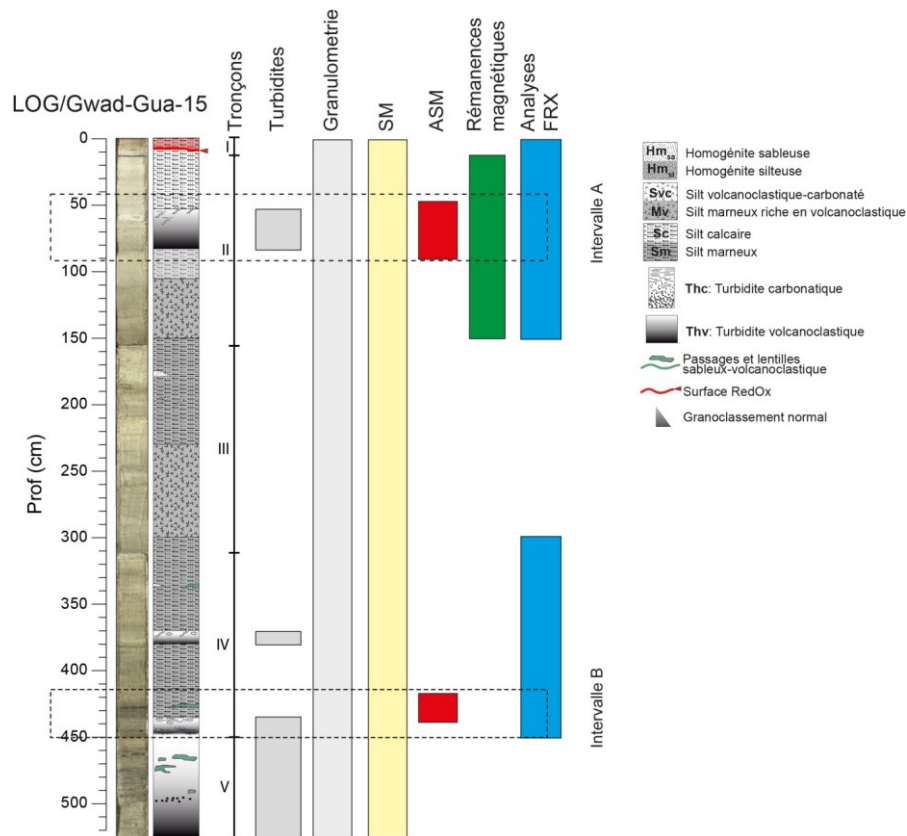


Figure VI. 29. Log synthétique de la carotte GWADGUA-15. Les barres sont indicatives de l'extension en profondeur des mesures effectuées (radiographie SCOPIX, granulométrie, SM, ASM, rémanences magnétiques, FRX semi-quantitative).

5.3.1. Caractérisation de l'évolution texturale

Les variations des faciès sédimentaires dans la carotte GWADGUA-15 ont été décrites dans le chapitre VI.2.2. Ainsi que dans les deux autres carottes, la sédimentation hémipélagique est définie par le mélange d'une fraction biogénique et une autre volcanoclastique et c'est le domaine d'un composant sur l'autre qui détermine une intercalation rythmique des faciès. Un troisième facteur est commun tout au long de la séquence sédimentaire et fait la différence par rapport aux sondages de la zone nord, il s'agit d'un pourcentage plus importante d'une fraction terrigène. Ce dernier élément est représenté par une augmentation des argiles identifiables dans les paramètres granulométriques (Figure VI. 31) aussi bien que dans les frottis (Figure VI. 30a et b). Les deux faciès associés à la

sédimentation hémipélagique correspondent aux faciès silteux, l'un dominé par la fraction carbonatée (Faciès Sm silteux marneux) et un autre où les particules volcanoclastique sont plus abondantes et marneuses (Faciès Mv). Les deux faciès peuvent être de manière aléatoire interrompus par des passages lenticulaires concentrés en cristaux d'origine volcanique. L'évolution de la taille de grain illustrée dans la Figure VI. 31 montre que la sédimentation hémipélagique est composée de 20% ($\sigma=8$) d'argile, 48% ($\sigma=11$) de silt et 31% ($\sigma=16$) de sable. La taille de grain moyenne correspond à un silt fin-moyen ($22\mu\text{m}$, $\sigma=7$) avec un mauvais classement ($5,6$, $\sigma=0,9$) et un index d'asymétrie négative ($-0,17$, $\sigma=0,15$).

La variabilité des paramètres granulométriques met en évidence deux intervalles plus grossiers qui correspondent aux turbidites discriminées par la caractérisation de faciès. L'intervalle A (entre 52-83 cm de prof.) présente un granoclassement normal avec une taille de grain qui évolue de la base au sommet du sable fin ($160\mu\text{m}$) vers le silt fin ($10\mu\text{m}$). Le contact basal est net, marqué par la granulométrie aussi bien que par un contraste de couleur ; il est matérialisé par une base gris foncé qui surmonte un niveau jaunâtre qui se dégrade progressivement vers la grise claire (Figure VI. 32a). Vers le terme sommital la couleur se fait progressivement plus claire (blanchâtre) jusqu'à une zone de bioturbation de 5 cm d'épaisseur qui a été choisie comme la limite avec la sédimentation hémipélagique. La composition minéralogique est plus fortement volcanoclastique à la base, vers le haut le dépôt montre une composition similaire à la sédimentation hémipélagique carbonatée, dans l'ensemble cet intervalle a été indiqué comme le faciès Thv (Turbidite volcanoclastique) dans le sous-chapitre VI.2.2 sur la description des faciès. Ce faciès a la structure classique définie par Bouma *et al.* (1962). Le tri granulométrique est globalement mauvais (avec un index de classement de plus de 5) et s'améliore dans les extrêmes du dépôt (avec une valeur de l'ordre de 3). L'index d'asymétrie est négatif tout au long de la séquence (Figure VI. 31).

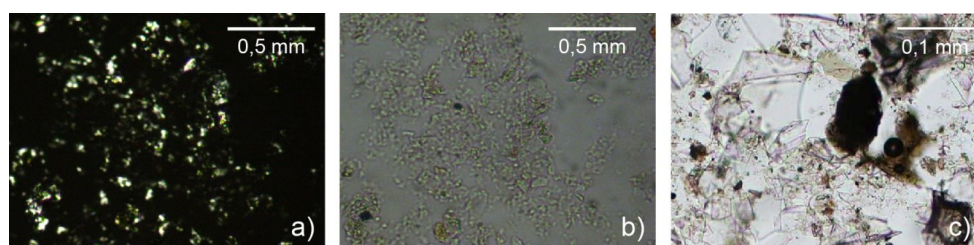


Figure VI. 30. Photomicrographies en montrant une élevée teneur en particules de taille et minéralogie argileuse (a et b), c) teneur importante de verre volcanique à la base de la turbidite de l'intervalle B (entre 432 et 445cm).

L'intervalle B identifié aussi comme une turbidite volcanoclastique, correspond à un dépôt moins épais (13 cm), stratigraphiquement localisée entre 432 et 445 cm. A la différence de la turbidite précédemment décrite, celle-ci présente une lamination parallèle et entrecroisée comme un terme intermédiaire entre la base grossière et le sommet à grain fin (Figure VI. 32b). Le terme basal de cette turbidite a une composition particulière, caractérisée par un bon tri: il est composé de fragments fins de roche, verre et de particules d'origine volcanique (Figure VI. 30c) probablement un tephra sableux remanié.

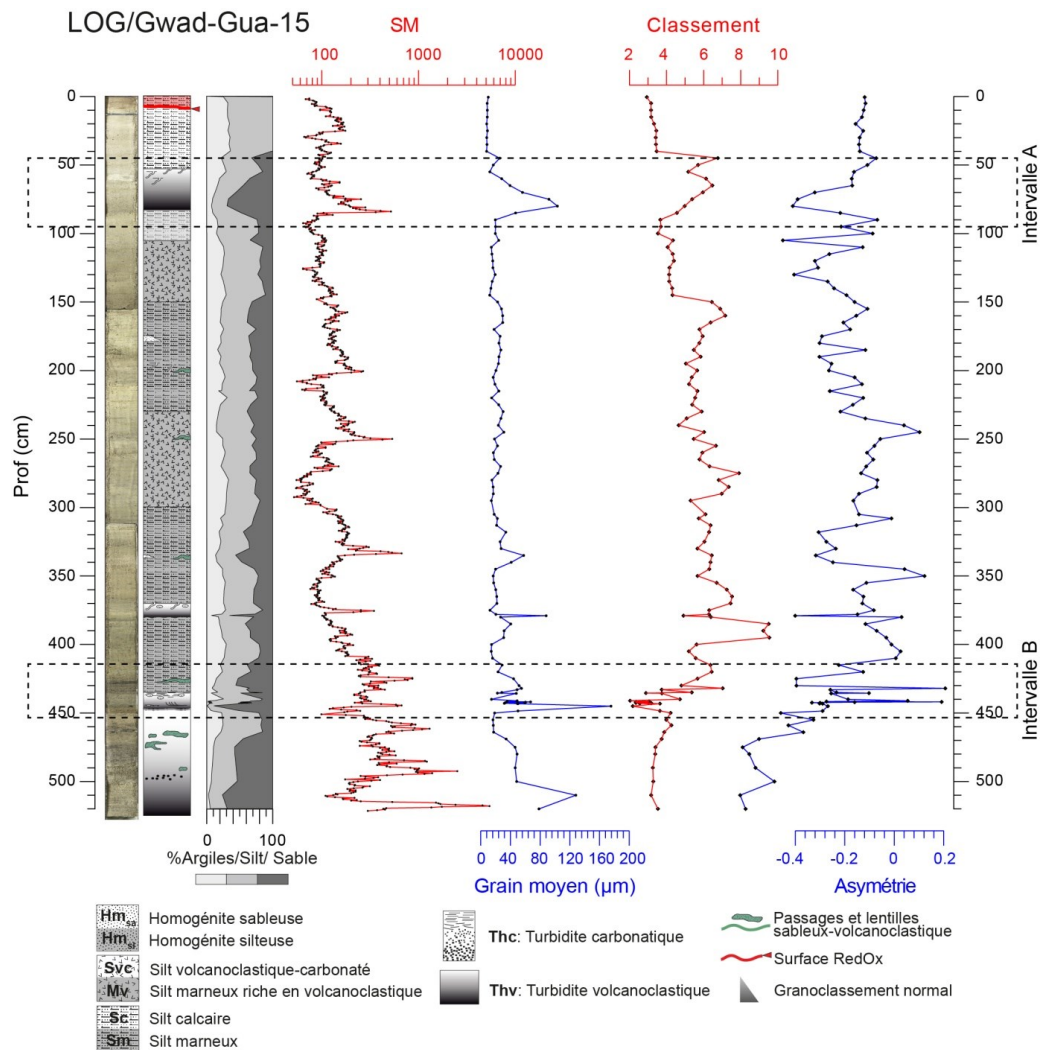


Figure VI. 31. Evolution des paramètres texturaux du sondage GWADGUA-15. Deux intervalles d'intérêt (A, B) avec des caractéristiques texturales différentes de la sédimentation hémipélagique sont signalés. Les cadres en pointillés indiquent la position stratigraphique des deux intervalles étudiés en détail.

L'assemblage sédimentaire vu sur le diagramme de Passega (Figure VI. 32) montre que la sédimentation hémipélagique est située entre le domaine de la décantation et le champ du transport en suspension uniforme et les niveaux correspondants aux turbidites sont placés entre la suspension uniforme et la suspension-traction.

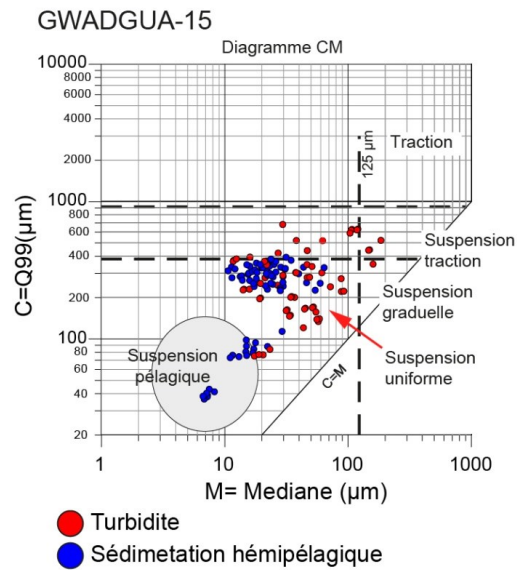


Figure VI. 32. Diagramme de Passega pour les sédiments de la carotte GWADGUA-15.

L'extraction des échantillons des intervalles A et B sur les diagrammes de Passega (1964) et Asymétrie vs. Classement (Figure VI. 33a et b, respectivement) montrent un parcours caractéristique de la turbidite du sondage GWADGUA-13. Le modèle d'évolution de la base au sommet indique une progressive diminution des paramètres Q99 et la médiane, accompagné d'un parcours en sens horaire sur le diagramme asymétrie vs. classement avec une variation assez complexe des deux paramètres dans les passages laminés.

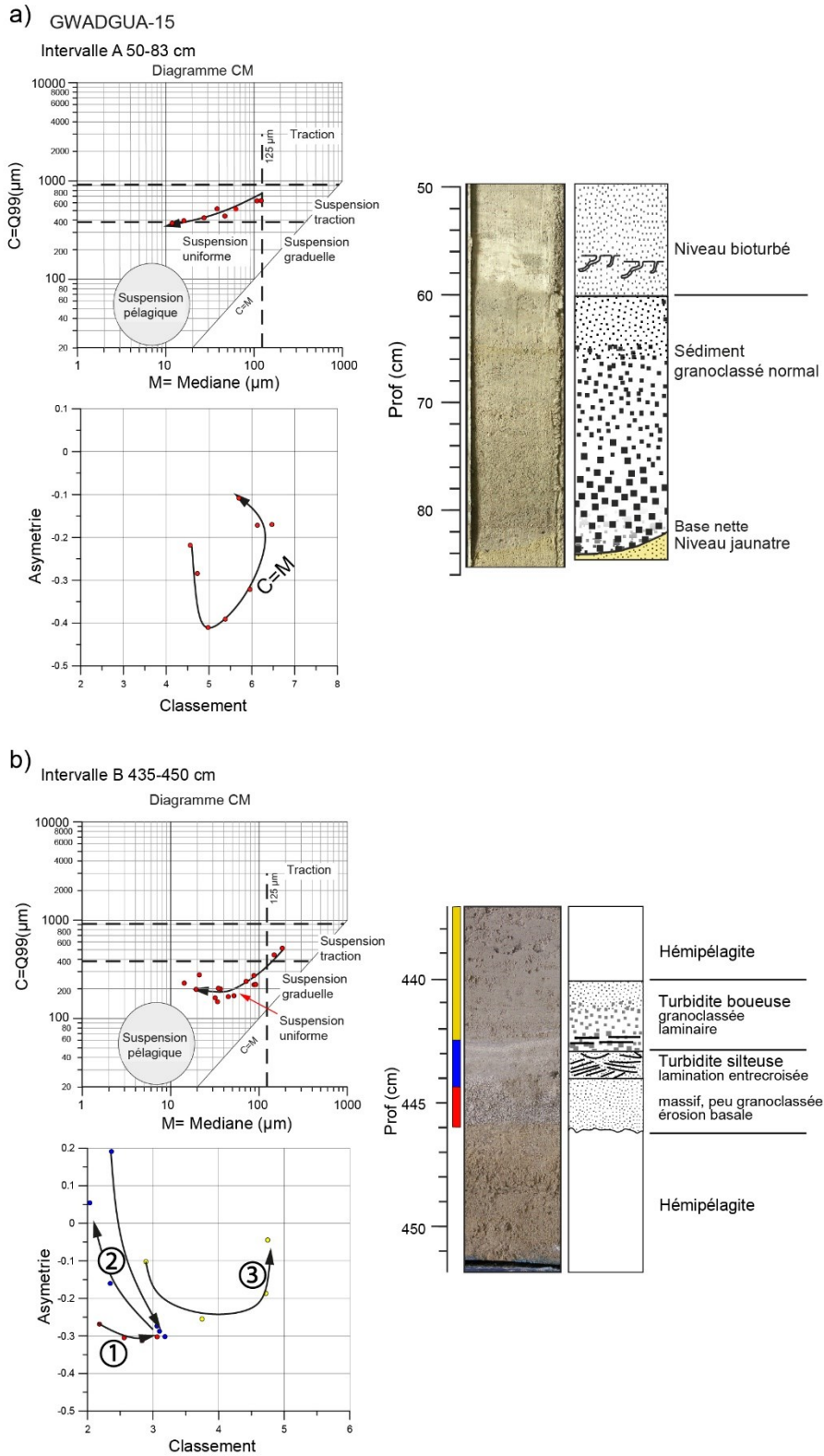


Figure VI. 33. Diagrammes de Passega pour les sédiments de la carotte GWADGUA-15 pour les intervalles A et B.

5.3.2. Analyses des propriétés magnétiques

5.3.2.1. La Susceptibilité Magnétique (SM)

Comme il a été déjà expliqué dans la description sédimentologique, la sédimentation hémipélagique est interrompue par des lentilles composées principalement de cristaux d'origine volcanique de couleur très foncée, la coïncidence de ces passages silto-sableux avec des pics de fort SM, nous conduit à interpréter ces derniers comme une réponse à la teneur en particules magnétiques (Figure VI. 34). La base des turbidites correspond à un autre niveau privilégié pour le développement des pics de SM importants. L'intensité de ces pics varie entre 500 jusqu'à 5000×10^{-5} S.I.

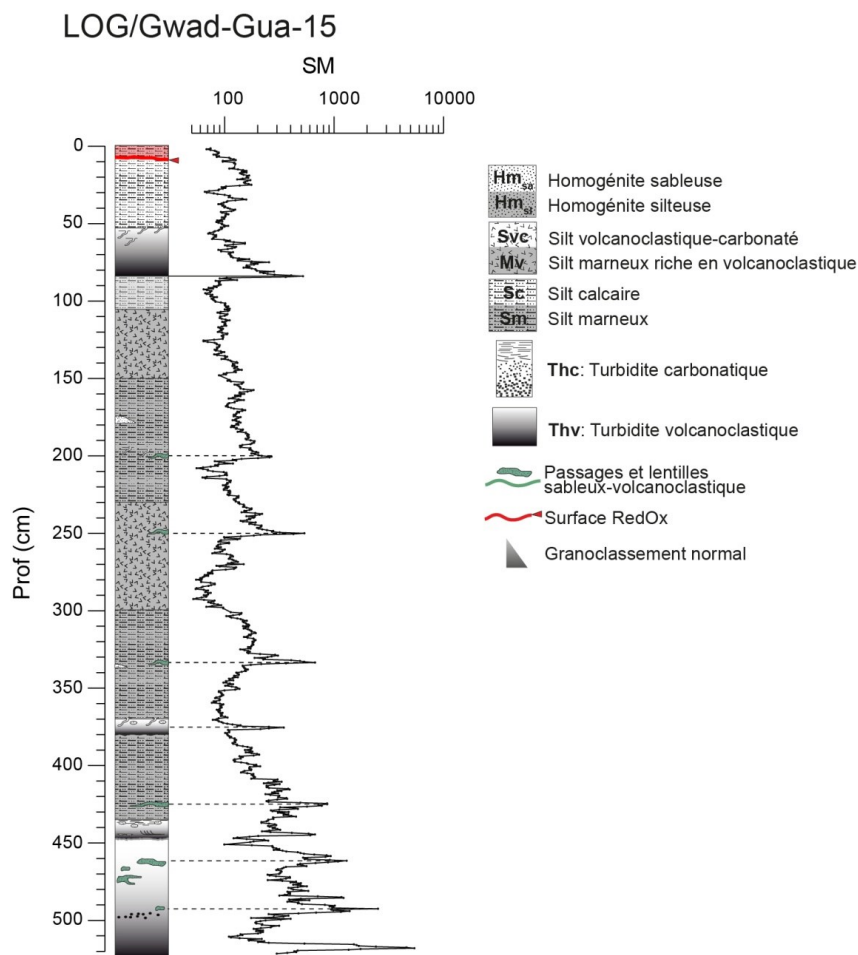


Figure VI. 34. Profil ASM du sondage GWADGUA-15 en indiquant les pics de SM.

5.3.2.2. Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

Une évaluation de la qualité de l'échantillonnage et le degré de déformation de la fabrique magnétique des intervalles d'intérêt sur la carotte GWADGUA-15 a été effectuée par la reconstruction des vecteurs propres du tenseur d'anisotropie de susceptibilité magnétique (K_{max} , K_{int} et K_{min}) et les paramètres T et P associés à la forme de l'ellipsoïde d'ASM (figure VI.35). Dans l'intervalle A, 20% des échantillons ont un ellipsoïde d'anisotropie magnétique oblate, représenté par une inclinaison de l'axe K_{min} proche de la vertical ($75 < K_3 < 90$) et un paramètre de forme positive ($T > 0$). Toute la section stratigraphique délimitée dans l'intervalle B a une ellipsoïde oblate ($K_3 > 75$ et $T > 0$).

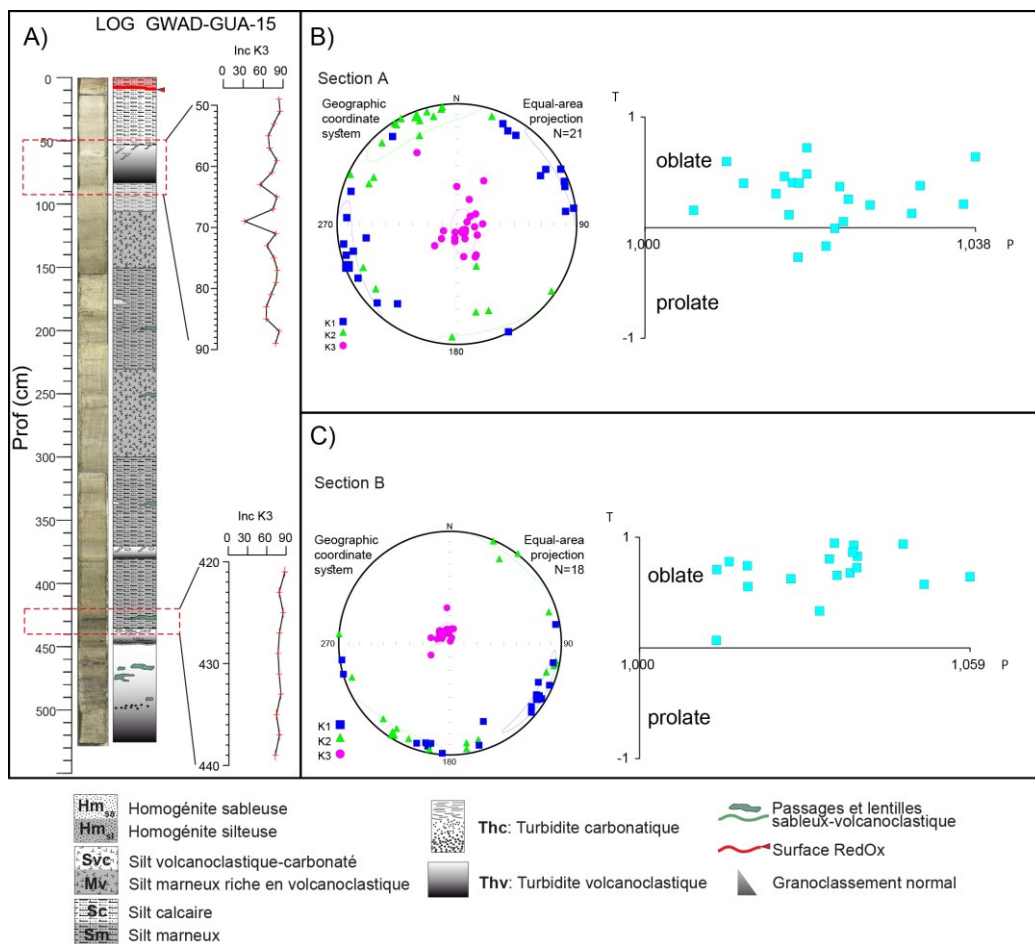


Figure VI. 35. A) Evolution de l'inclinaison de l'axe K_3 (k_{min}) de l'ellipsoïde d'ASM mesurée des sections A et B du sondage GWADGUA-15. B) Paramètres d'ASM d'après la section A. Projection stéréographique des axes K_1 , K_2 et K_3 et diagramme Forme (T) vs. Degré d'anisotropie (P) qui montre la forme de l'ellipsoïde. C) Paramètres d'ASM de la section B. Projection stéréographique des axes K_1 , K_2 et K_3 et diagramme Forme (T) vs. Degré d'anisotropie (P) qui montre la forme de l'ellipsoïde.

Les caractéristiques les plus importantes dérivées de l'étude de la fabrique magnétique des sections d'intérêt montrent les différences entre le dépôt turbiditique intercalé dans

l'intervalle A (entre 50 et 90 cm) et les sédiments hémipélagiques de l'intervalle B (entre 120 et 140 cm).

Pour le dépôt turbiditique (Figure VI. 36a), SM et Km diminuent progressivement de la base au sommet avec un pic bien développé au niveau du contact érosif basal. Le degré d'anisotropie est plus fort à la base ($P=1,04$) qu'au sommet ($P=1,015$). Les paramètres de linéation et foliation magnétiques sont très faibles, avec une valeur moyenne de la même magnitude 1,01 et déviations de $\sigma=0,003$ et $\sigma=0,006$, respectivement. L'intervalle B (Figure VI. 36b) montre les valeurs les plus fortes de SM et Km au niveau d'une lentille de sédiment enrichie en particules volcanoclastiques. Leur degré d'anisotropie diminue progressivement de la base au sommet de 1,06 vers 1,01. Cette tendance est suivie de manière globale pour la linéation et la foliation. En étant $L < F$ et $T < 0$, ce degré d'anisotropie peut indiquer une orientation préférentielle selon la surface de stratification.

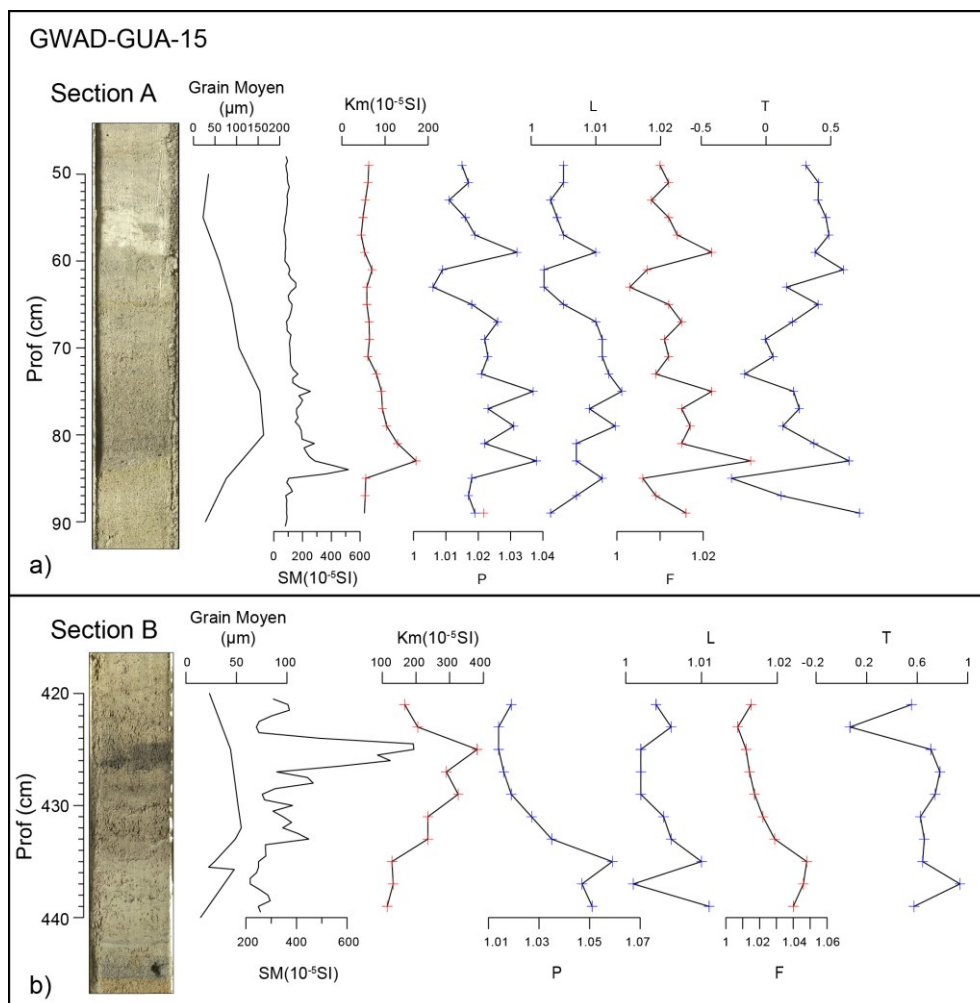


Figure VI. 36. Données d'ASM des sections A et B du sondage GWADGUA-15. Profils du grain moyen et SM. Profils d'anisotropie de susceptibilité magnétique volumique (Km) et les paramètres d'ASM: degré d'anisotropie (P), linéation (L), foliation (F) et forme (T).

5.3.2.3. Rémanences magnétiques

Bien que les valeurs de l'ARI et l'ARA varient en phase entre les 150 et 60 cm de profondeur, la dernière rémanence présente une augmentation au sommet de la section entre 20 et 50 cm de profondeur (Figure VI. 37). Cette différence entre l'évolution des deux rémanences évoquées préalablement, implique une variation dans la taille de grain. Étant donné que l'ARA est très sensible à la proportion de grains magnétiques de très petite taille, nous interprétons cet découplage entre la tendance des deux rémanences (entre 20 et 60 cm de prof.) comme la conséquence d'une teneur plus élevée de particules magnétiques de très petites tailles.

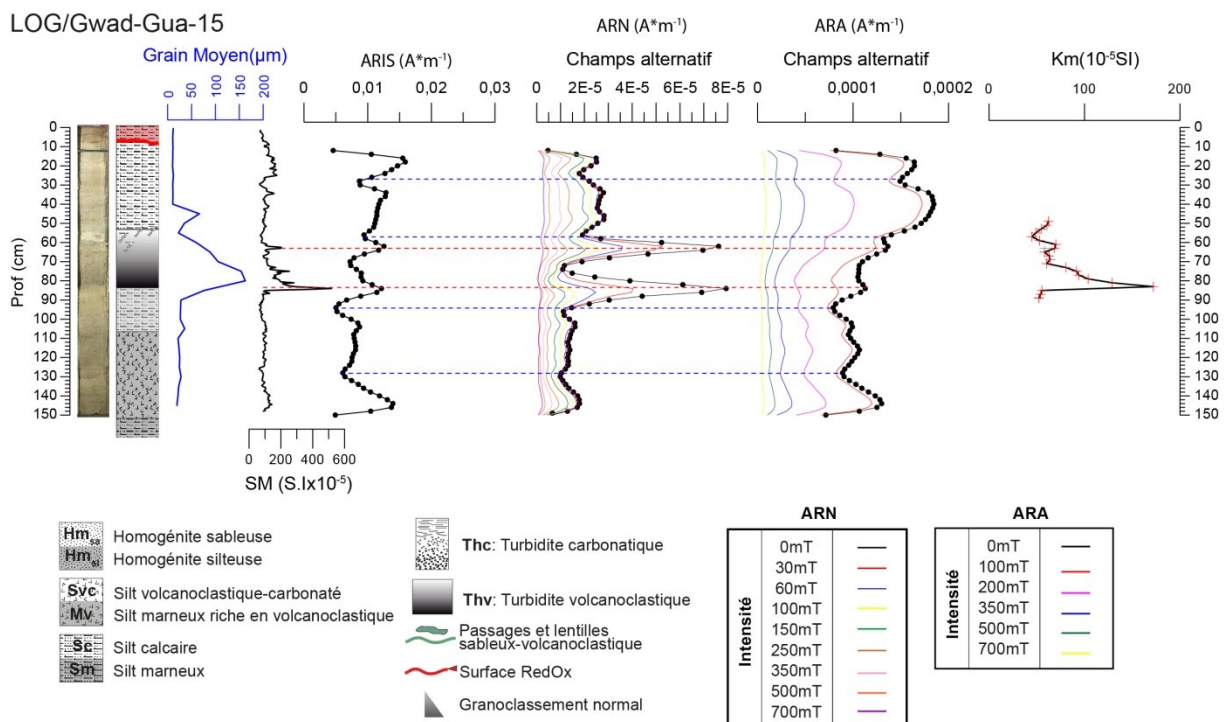


Figure VI. 37. Evolution en profondeur de la taille de grain moyenne comparée avec les profils de SM et les rémanences magnétiques: aimantation rémanente isotherme (ARI), aimantation rémanente naturelle (ARN) et aimantation rémanente anisothermique (ARA). Tronçons I et II de la carotte GWAD-GUA-15.

La comparaison des rapports ARA/Km et ARA/ARI montre une co-variation entre eux. Les valeurs les plus faibles de ces rapports sont associées au domaine de particules magnétiques de grande taille dans les sédiments. Les courbes de grain moyen et SM confirment l'existence d'une fraction très grossière de fort signal magnétique dans le pic B (Figure VI. 38), qui correspond à la base de la turbidite. Plusieurs pics sur les profils élémentaires de Fe et Ti et sur les rapports Fe/S et Fe/Ti, situés à la même profondeur que ceux indiqués sur les rapports des rémanences magnétiques, suggèrent l'existence de sulfures

ou oxydes de Fer. Le pic A n'a été associé à aucune singularité texturale ou minérale dans les descriptions précédentes, sa position stratigraphique au-dessous d'un niveau bioturbé peut justifier l'augmentation de Fe et de SM comme résultat d'un processus de remaniement particulaire et d'échange d'oxygène produit par la perturbation physique des sédiments par les organismes (Ferro *et al.*, 2003).

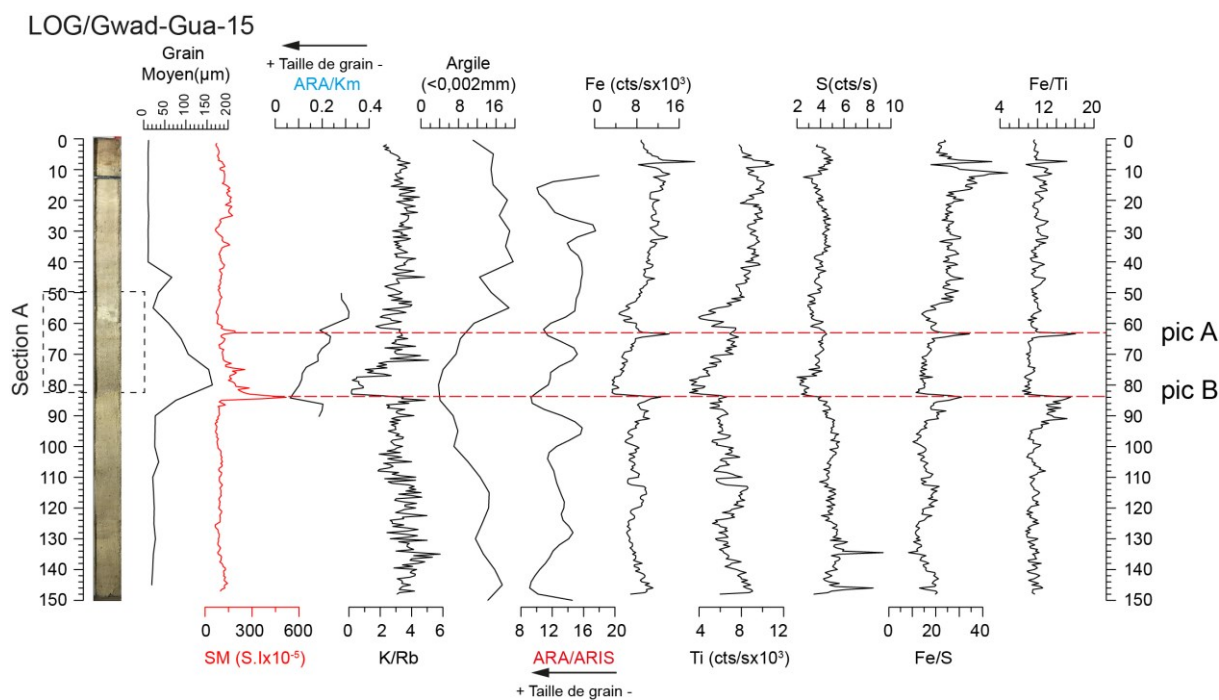


Figure VI. 38. Evolution en profondeur de la taille de grain moyenne, du contenu de argiles, des rapports de paramètres magnétiques (ARA/Km et ARA/ARIS). Courbes élémentaires de FRX pour Ti, Fe et le rapport (Fe/Ti) dans la section A dans le tronçon II du GWAD-GUA-15.

5.3.3. Analyse de fluorescence x semi-quantitative

L'analyse de FRX effectués sur les tronçons I, II et IV de la séquence sédimentaire de la carotte GWADGUA-15 (positions stratigraphiques dans la Figure VI. 29) nous a permis de faire la caractérisation géochimique des turbidites, y compris identifier les anomalies et singularités de ces dépôts par rapport à la sédimentation hémipélagique qui les loge.

Les tronçons I et II de ce sondage ont une couverture consécutive des premières 150 cm de sédiment, où se trouve la turbidite de l'intervalle A (entre 50 et 83 cm), dépôt instantané cible de cette section stratigraphique, et additionnement une zone brune rougeâtre de 10 cm de épaisseur qui évolue vers une fine surface corrélable entre les trois carottes étudiées. Ce marqueur stratigraphique a été signalé comme la limite RedOx. Le tronçon IV (de 150 cm de longueur) a une couverture stratigraphique entre 300 et 450 cm, où

s'intercalent deux turbidites, une très fine de 4 cm de épaisseur, dont la base est localisée à 377 cm de profondeur (dans le sondage) et une autre plus épaisse avec un terme sommital laminé, qui nous a permis de faire une caractérisation plus détaillée.

La Figure VI. 39 intègre les profils de FRX/XRF élémentaires dérivés des tronçons I, II et IV du sondage GWADGUA-15. La Figure VI. 39a, qui agrupe les résultats des tronçons I et II, montre que l'évolution de la base au sommet des éléments ne présente pas de distorsions majeures, sauf pour les niveaux associés aux dépôts instantanés. Les courbes des éléments Si, Al, Fe, Ti, K, Rb et Zr covarient. Les profils de Br et S montrent une variation faible. Les éléments Ca et Sr ont la tendance à varier en opposition de phase par rapport à l'ensemble d'éléments évoqués préalablement et liés à la fraction terrigène silicoclastique.

Globalement la concentration de ces éléments est relativement stable dans la sédimentation hémipélagique. De la base au sommet trois sections de variance maximale (de contours en tirets) sont signalées dans la Figure VI. 39a, dont la première correspond au dépôt turbiditique localisé entre 53 et 80 cm. A la base, définie par un contact net, les éléments Si, Al, Fe, Ti, K and Rb montrent un pic, suivi d'une abrupte diminution qui reprend une augmentation progressive vers le sommet. La limite supérieure du dépôt n'est pas définie de manière précise dans l'inspection visuelle et le contact avec la sédimentation hémipélagique reste légèrement diffuse. La limite est plutôt une zone affectée par la bioturbation, qui coïncide avec la deuxième anomalie géochimique enregistrée. Le début de la zone perturbée par les agents biogéniques est souligné par des pics simultanés sur les profils de Fe, K et Br qu'ensuite diminuent en covariant avec le Si, Al, Fe, Ti, K, et Rb. Dans cette zone bioturbée Ca et Sr augment relativement. La dernière section est indiquée par un pic de plus de 150×10^3 cts/s de Fe (l'intensité la plus forte de cet élément dans la section), et l'augmentation faible, mais systématique, pour tous les autres éléments.

La Figure VI. 39b illustre les profils de FRX du tronçon IV, où il y a deux événements instantanés intercalés dans la sédimentation hémipélagique et deux niveaux de lentilles de granulométrie grossière qui dans l'ensemble représentent les principales anomalies géochimiques de la séquence. Les profils géochimiques de tous les éléments associés à la fraction terrigène silicoclastique (Si, Al, Fe, Ti, K, et Rb) présentent une augmentation relative par rapport à la sédimentation hémipélagique, qui évolue progressivement de la base au sommet en phase opposé à la diminution du Ca et Sr au niveau des turbidites de cette section. Ce comportement se correspond bien avec la tendance reflétée pour la composition

chimique des turbidites décrites dans la section sus-jacente, évoquée précédemment. Les anomalies géochimiques associées aux niveaux de lentilles enrichies en particules volcanoclastiques grossières, se caractérisent par une diminution dans toute la série d'éléments, ce qui est probablement associée à un effet de dilution liée à la rugosité de la surface analysée.

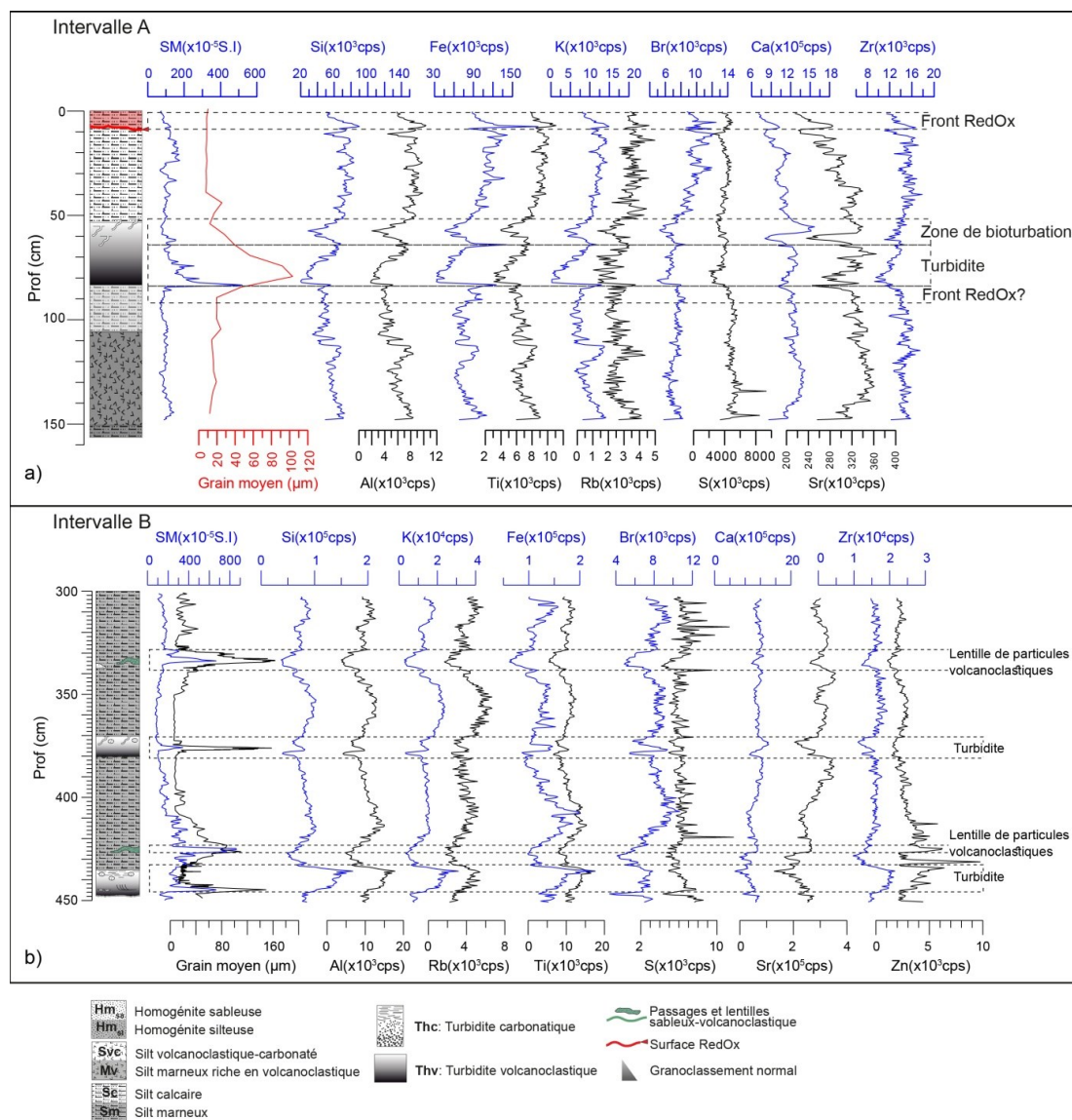


Figure VI. 39. Comparaison de l'évolution de la composition géochimique des sédiments des intervalles A et B de la carotte GWADGUA-15 avec les changements de la taille de grain moyenne et le profil de SM.

5.3.4. Interprétation de résultats

Les anomalies géochimiques identifiées sur les niveaux de turbidites, lentilles et fronts RedOx sont présentées sur la Figure VI. 40. Pour ce qui concerne la turbidite de la section A (entre 50 et 83 cm de profondeur) les rapports Zr/K, Ca/Al, Ca/Si et Ca/Fe montrent une forte

corrélation positive avec les profils de SM et de grain moyen (Figure VI. 40a). Le rapport K/Rb confirme la concentration de matériel argileux dans le terme sommital du dépôt et montre une cohérence entre les indicateurs d'une texture granoclassée normale.

Le niveau bioturbé que surmonte la turbidite montre une augmentation de tous les rapports, leur limite basal est définie principalement par un couple de pics simultanés sur les rapports Fe/Ti et Fe/S, on les interprète comme le résultat de l'accumulation d'oxydes par processus de remobilisation bio-induit dans l'interface eaux/sédiment. L'augmentation de ces dernières rapports au-dessous du dépôt turbiditique, suggèrent que le niveau jaunâtre chevauché par la turbidite peut correspondre à une surface affectée par des processus de diagenèse précoce, bloqué par cet événement instantané. Pour les deniers 10 cm de la séquence, où une surface RedOx plus récente a été identifiée, ces rapports (Fe/Ti et S/Fe) montrent une tendance à l'augmentation de la même façon qui a été décrite pour les deux dernières surfaces présumées d'être affectées par des processus d'oxydoréduction.

Dans la section B persistent les tendances des rapports géochimiques repérés dans les turbidites de la section supérieure (Figure VI. 40). Le terme de granulométrie grossière de la basse, signalé par la SM et la courbe de grain moyen, est accompagné de pics dans les rapports Zr/K, Ca/Al, Ca/Si et Ca/Fe. Le terme sommital silto-argileux laminé de la turbidite, localisé entre 445 et 432 cm de profondeur, montre une augmentation du rapport K/Rb.

Les rapports géochimiques dans les lentilles enrichies en particules volcanoclastiques montrent la même tendance reflétée par le terme basal des turbidites. Dans les cas où les lentilles ne sont pas isolées et surmontent de très proche une turbidite, on leur attribue une origine commune liée à la réactivation de l'activité volcanique (intervalle entre 425 et 450 cm).

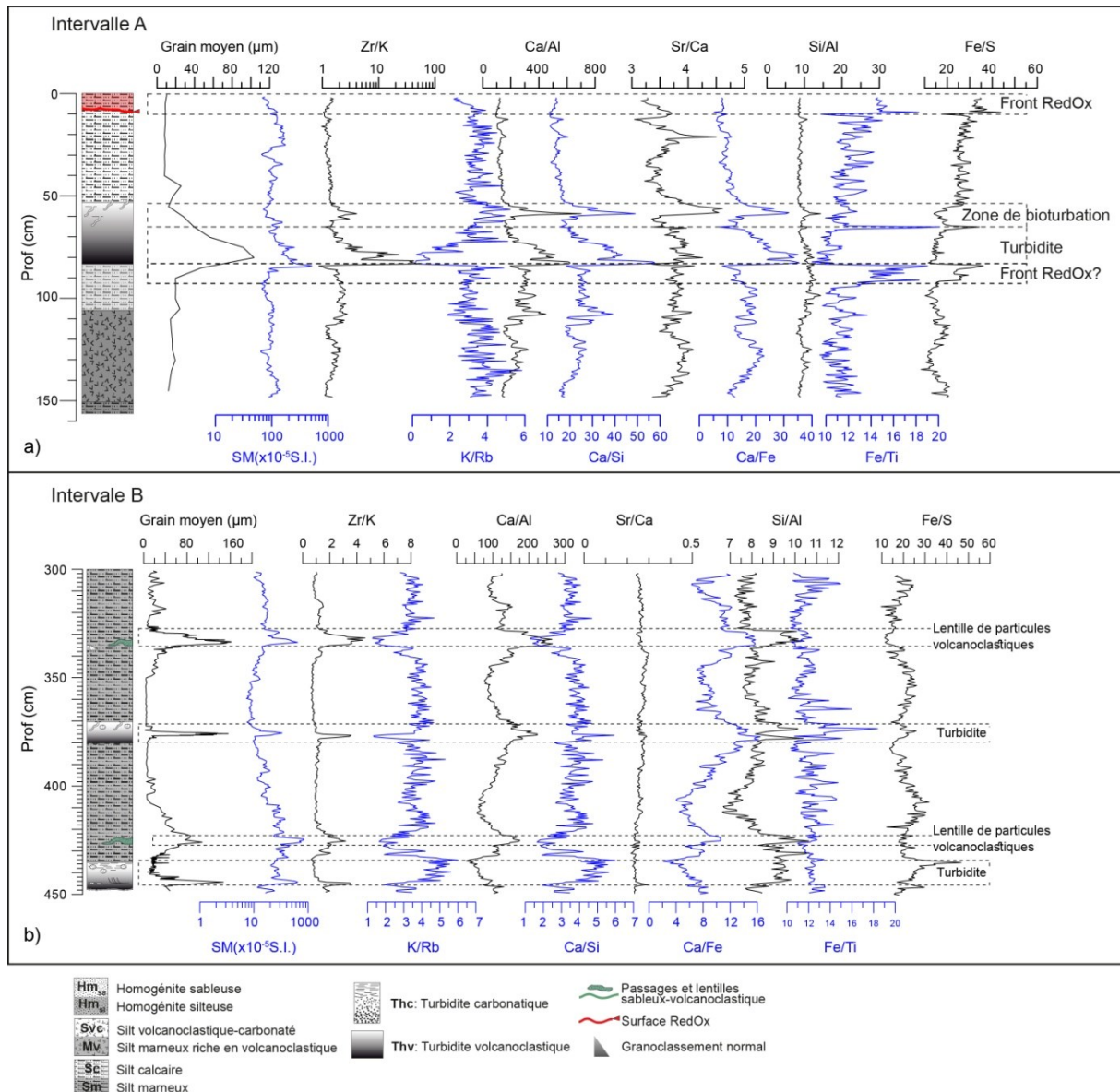


Figure VI. 40. Rapports géochimiques traceurs de la fraction biogénique et silicoclastique comparés avec le profil de susceptibilité magnétique et la taille de grain moyenne pour les intervalles A et B de la carotte GWADGUA-15.

Les diagrammes de dispersion de la Figure VI. 41 permettent de faire une estimation de la composition minéralogique de la source de sédiments des dépôts instantané intercales dans les registre sédimentaire des tronçons I, II et IV, aussi bien que de la sédimentation hémipélagique. Une forte corrélation positive entre deux unités séparées sur le diagramme Si-Al (Figure VI. 41a) peut être interprétée comme résultat de l'existence de deux sources de silicium, une pour les turbidites volcanoclastiques et une autre pour les sédiments hémipélagiques. Une aussi forte corrélation positive entre le Sr et Ca (Figure VI. 41) suggère une origine principalement biogénique pour le Ca. Le Ti se caractérise pour être un élément immobile, la forte corrélation entre cet élément et le Fe confirme qu'ils partagent une même

source détritique. La plus forte dispersion dans le nuage de données sur le diagramme Fe vs. Ti (Figure VI. 41c) est représentée pour les échantillons qui appartient aux fronts RedOx identifiés dans la séquence. L'augmentation relative de Fe confinée dans ces niveaux est indicatrice de la concentration en Fe diagénétique. La bifurcation dans le graphique K-Al (Figure VI. 41d) montre deux possibles sources de aluminosilicates, le rapport K/Al dans les dépôts turbiditiques suggère un contenu plus importante de feldspaths par rapport à la sédimentation hémipélagique, qui semble plus riche en produits d'altération (argiles). Il existe une ample dispersion sur le diagramme S vs. Fe de la Figure VI. 41e, nous relierons les échantillons avec un rapport S/Fe plus élevé à l'existence de sulfures de Fer et les rapports plus faibles à oxydes de Fer. Les tendances anticorrélées de Fe et Ti par rapport au Ca (Figure VI. 41f et g) confirment une marquée différence entre la composante détritique et la fraction biogénique carbonatée du sédiment.

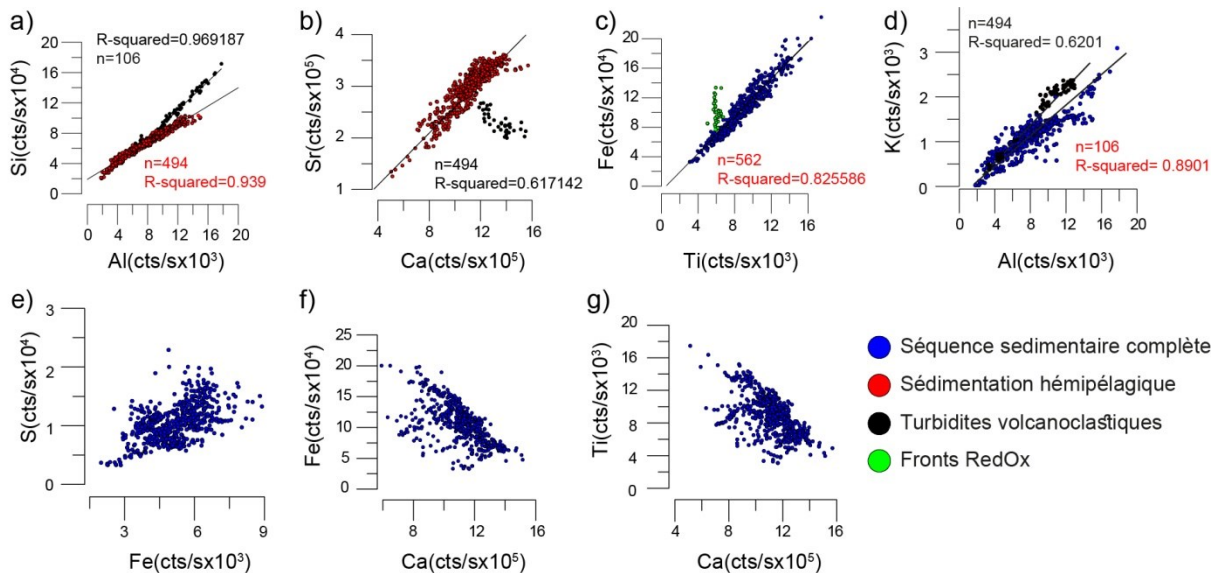


Figure VI. 41. Diagrammes de corrélation dérivés des données XFR du sondage GWADGUA-15. Les faciès associés aux événements instantanés ont été isolé pour illustrer les différences compositionnelles par rapport à la sédimentation hémipélagique.

6. Interprétation des mécanismes de mise en place des sédiments et processus déclencheurs

Les paramètres texturaux, magnétiques et géochimiques étudiés sur la séquence sédimentaire nous ont permis de discriminer deux types principaux de dépôts instantanés:

Faciès Hm: Il s'agit d'un faciès avec la seule présence d'un granoclassement normal dans une classe granulométrique bien triée. Selon la taille de grain moyenne qui domine dans le dépôt elles sont accompagnées du terme sableux ou silteux.

Faciès Th: Ce faciès présente en général les caractéristiques de texture et structures de dépôts turbiditiques classiques, caractérisé pour une base grossière en contact net ou érosif, un granoclassement normal vers le sommet avec un terme intermédiaire microlaminée que peut-être absent ou difficile à identifier. Les différences entre les turbidites identifiées sur la carotte GWADGUA-15, et les carottes GWADGUA-12 et 13 concernent à la composition minéralogique du sédiment.

Les homogénites sont définies dans la bibliographie comme des dépôts profonds de texture homogène, constitués par du silt et de l'argile, généralement associées à un dépôt grossier sous-jacent (Kastens et Cita, 1981; Chapron *et al.*, 1999). Leur texture est liée à la décantation de particules fines suspendues provenant d'une suspension volumineuse et de type durable.

L'association homogénite+turbidite est expliquée selon le modèle de Beck *et al.* (2007), proposé pour les grands lacs ou les bassins marins isolés, le mécanisme de déclenchement des homogénites + turbidites est une combinaison de « tsunamis réfléchis » et d'écoulements gravitaires, conséquence d'un effondrement des pentes.

Dans le cas de cette recherche, les homogénites enregistrées dans la séquence sédimentaire étudiée sont déconnectées d'une base grossière. Elles sont considérées comme le résultat d'écoulements instantanés, déclenchés sur le bord de la plate-forme insulaire et contemporain au déplacement co-sismique.

On interprète la dissociation du terme sommital homogène de la turbidite comme la conséquence d'un remplissage, partiel ou total de la dislocation co-sismique superficielle par des matériels grossiers, laquelle fonctionne comme un piège qui limite l'extension spatiale de la turbidite, raison pour laquelle seul le membre supérieur enrichi en particules fines bien triées atteint les zones les plus distales (Figure VI. 42). La sélection préalable du sédiment, soumis à remaniement, contribue à l'homogénéité des facies distaux du dépôt.

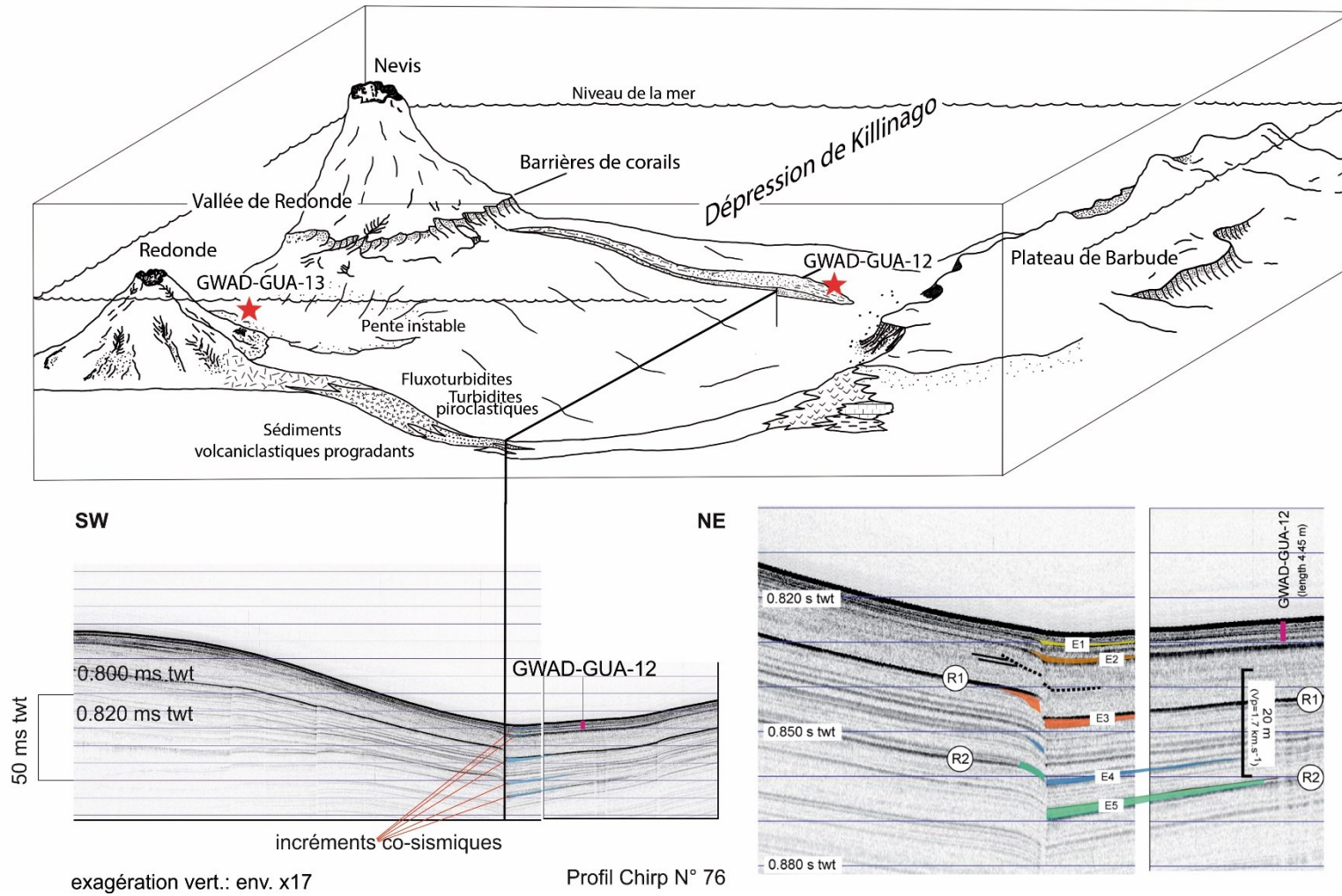


Figure VI. 42 Modèle de mise en place des dépôts identifiés dans les carottes GWADGUA-12, 13 et 15.

Selon le modèle préalablement proposé, un escarpement co-sismique limite la mise en place des homogénites en les « confinant » dans la partie déprimée, le séisme associé étant responsable du remaniement gravitaire évoluant en turbidite puis en homogénite. L'ample corrélation spatiale du facies Hm_{sa} (Beck *et al.*, 2012) dans les carottes GWADGUA-14, 13, 12 et 11 prélevées pendant la campagne G UWADASEIS et leur corrélation chronologique avec un séisme majeur (plus probablement celui de 1974 à Redonda), nous conduit à proposer l'activité sismique comme le principal facteur générateur de ce dépôt.

Pour ce qui concerne aux dépôts de turbidites classiques, l'activité sismique n'est pas considérée l'unique mécanisme déclencheur. On peut envisager aussi: l'activité volcanique (flux pyroclastiques, effondrements), les tempêtes tropicales (augmentation forte de la « wave base »), et les fortes pentes générées sur le bord Ouest de l'Arc.

Le Figure VI. 43 fait référence à des recherches développées dans le champ de l'étude de l'aléa sismique (Figure VI. 43a), l'identification des zones susceptibles à des écoulements gravitaires (Figure VI. 43b) et le zonage de sources tsunamigénique (Figure VI. 43c). La superposition de plusieurs mécanismes comme possibles déclencheurs de turbidites dans la région est aussi envisagée (Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2003; McCann, 2006; Poisson, 2007; Terrier, 2007).

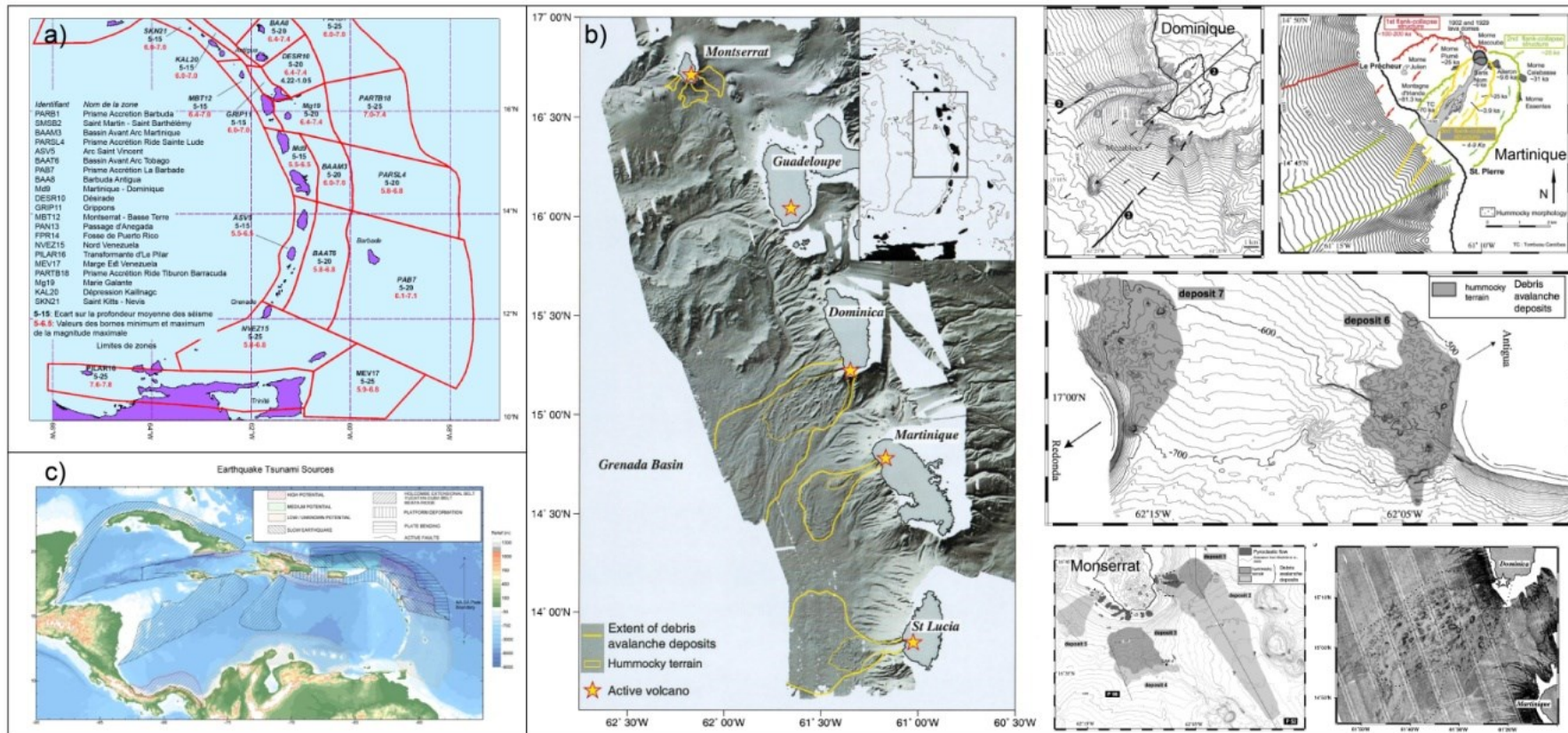


Figure VI. 43. Synthèse des recherches développées dans les champs du zonage d'aléa géologique dans l'arc de Petites Antilles. a) Zonage d'aléa sismique (d'après Terrier, 2007), b) zonage de zones susceptibles au glissements sous-marins et collapses de structures volcaniques (d'après Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2003; Poisson, 2007) et c) Zonage d'aléa par risque de tsunamis (d'après McCann, 2006)

7. Conclusions sur l'étude de la sédimentation des Petites Antilles

En fonction de la caractérisation texturale, géochimique et de la fabrique magnétique, les homogénites apparaissent comme les dépôts les plus directement liées à l'activité sismique. Notamment celle identifiée en surface et attribuée plus probablement au séisme de 1974.

L'importante augmentation dans le taux de sédimentation indiqué dans le modèle d'âge de la carotte de référence chronologique GWADGUA-14 post 7400 cal. BP (Figure VI. 7) coïncide avec le processus de stabilisation du niveau marin après la dernière déglaciation datée au 11,650-7000 cal. BP (Smith *et al.*, 2011). A la fin de la déglaciation, la vitesse de montée en volume de l'océan est devenue inférieure et accompagnée d'une arrivée massive de rejets turbides sur la plate-forme (Pujos et Pascual, 2015). Bien qu'une datation plus exhaustive est nécessaire et qui est en cours, de manière préliminaire, nous interprétons l'abrupte changement de la vitesse de sédimentation pendant les dernières 7000 ans à la augmentation des apports détritiques conséquence du réajustement du processus de progradation deltaïque sur les plateformes internes.

La différence de composition, identifiée dans les frottis, entre les sédiments des sondages de la partie nord de l'arc (GWADGUA-12 et GWADGUA-13) et celui prélevé proche de la Guadeloupe (GWADGUA-15), associé à une teneur plus élevée d'argiles dans ce dernière, peut-être associée à une majeure proximité de ce site de prélèvement à la source de sédiment terrigène provenant de l'Amérique du Sud.

L'étude de la fabrique et le contenu de particules magnétiques a été plus sensible pour l'identification de niveaux stratigraphiques enrichis en particules magnétiques (soit les facies hémipélagiques où les carbonates sont relativement moins abondant ou dans les termes basales des turbidites) que pour déterminer une orientation particulière au terme sommital des turbidites. L'absence des conditions de confinement propices au développement de vagues de tsunami réfléchis pourrait justifier le manque des structures d'oscillation généralement interprétées comme séismo-induits.

La combinaison de la SM, les rémanences magnétiques et les analyse de FRX ont permis l'identification de zones enrichies de minéraux magnétiques concentrés par des processus géochimiques post-dépôt. L'exploration préliminaire des sections ciblées de turbidites avec ces outils a conduit à l'identification de niveaux d'accumulation potentiels de

sulfures et minéraux de la série de la titano-magnétite que ne sont pas présents dans la sédimentation hémipélagique et suggère une origine volcanique plutôt que sismique. On n'a pas des résultats concluants sur ces hypothèses, des analyses supplémentaires de diffraction de rayons X accompagnées de datations sur la carotte GWADGUA-15 et d'autres sondages avec la même couverture temporaire sont nécessaires.

CHAPITRE VII: Conclusions générales

L'objectif principal de ce travail a été d'évaluer et comparer le potentiel d'enregistrement de l'activité sismique dans l'archive sédimentaire des deux sites, appartenant tous les deux à la bordure sud-orientale de la Plaque Caraïbes, mais correspondant à deux cadres tectoniques et deux environnements sédimentaires très différents.

Dans le golfe de Cariaco, sur le remplissage sédimentaire des six derniers siècles, nous n'avons identifié qu'un séisme récent sur les cinq événements majeurs répertoriés dans les catalogues de sismicité historique. Nous avons trouvé un événement silicoclastique (E3), généralisé et bien exprimé, interprété comme un sédiment à grain fin résultat d'une remobilisation pendant un important glissement sous-marin le long du delta du Manzanares. Cet épisode majeur de mouvement de masse a modifié la topographie de la connexion entre la Fosse et le Golfe de Cariaco, dont ces changements auraient favorisé l'upwelling et le flux d'eau marine depuis la mer des Caraïbes vers le golfe. Nous proposons que ce glissement a été induit par le séisme de 1853 AD, lequel a affecté la ville de Cumaná. Des études ultérieures sont nécessaires pour valider ces hypothèses, concernant l'évaluation des risques liés aux séismes sur la ville et son port.

Dans les sédiments prélevés aux Antilles une plus ample série de perturbations sédimentaires potentiellement associées à l'activité sismique a été identifiée. Il s'agit de dépôts de turbidites à structure classique et homogénites. Ces dernières ont été liées plus directement à l'activité sismique de la région ; elles tendent à combler les escarpements co-sismiques. C'est le cas notamment de l'homogénite la plus superficielle, à laquelle le contrôle chronologique attribue un âge proche à l'évènement de 1974 à l'île Redonde.

Dans le scénario du Golfe de Cariaco, deux facteurs principaux sont considérés comme responsables du potentiel moyen d'enregistrement de l'activité sismique dans les sédiments récents:

-Le spectre relativement restreint des classes granulométriques disponibles pour la remobilisation. Le développement des structures « sismo-induites » (notamment les indirectes) dépend du processus de remobilisation de la fraction détritique remobilisée. La taille de grain restreinte de la fraction détritique disponible dans le bassin versant (type silt

fin), implique une relative homogénéité texturale qui limite un granoclassement contrasté de la sédimentation autochtone.

-Teneur élevée de MO. La concentration de la matière organique semble contrôler la résistance à l'érosion; plus élevée la concentration de la matière organique, plus de résistance à l'érosion, la combinaison de ce facteur avec une granulométrie principalement silteuse, peut avoir un impact particulier dans la cohésion des sédiments.

Les résultats de cette première phase exploratoire du remplissage sédimentaire du golfe offre des perspectives positives sur le potentiel d'une perforation profonde pour élargir l'information sur le registre paléosismique à l'Est du Venezuela, en supportant la suggestion du travail pionnier d'imagerie acoustique HR et THR développé par Van Welden en 2007. Des carottages longs en couvrant une fenêtre de temps quand le fleuve Manzanares drainé vers le golfe, seraient plus susceptibles d'enregistrer dans les sédiments plus de perturbations liées à l'activité sismique.

REFERENCES

- Agnon, A., Migowski, C. and Marco, S. (2006) 'Intraclast breccias in laminated sequences reviewed: Recorders of paleo-earthquakes', *Geological Society of America Special Papers*, 401, pp. 195-214.
- Aguilar, I., Beck, C., Audemard, F., Develle, A., Boussafir, M., Campos, C. and Crouzet, C. (2015) 'Last millenium sedimentation in the Gulf of Cariaco (NE Venezuela): evidence for morphological changes of Gulf entrance and possible relations with large earthquakes', *CR Geoscience.*, pp. in press.
- Aharon, P. and Gupta, B. K. S. (1994) 'Bathymetric reconstructions of the Miocene-age "calcari aLucina"(northern Apennines, Italy) from oxygen isotopes and benthic Foraminifera', *Geo-Marine Letters*, 14(2-3), pp. 219-230.
- Alfaro, P., Moretti, M. and Soria, J. (1997) 'Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera)', *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, 90(3), pp. 531-540.
- Allen, J. and Banks, N. (1972) 'AN INTERPRETATION AND ANALYSIS OF RECUMBENT-FOLDED DEFORMED CROSS-BEDDING', *Sedimentology*, 19(3-4), pp. 257-283.
- Altez, R. and Audemard, F. (2008) 'El sismo de 1629 en cumaná: Aportes para una nueva historia sísmica del oriente venezolano', *Bol. Tec.*, 46(2), pp. 53-71.
- Alvarado, A. 'Integración Geológica de la Península de Araya, Estado Sucre'. *I Jornadas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas*, Caracas: Geos, 11-13.
- Amante, C. and Eakins, B. W. (2009) *ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guilizzoni, P. and Lafargue, E. (2001) 'Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy)', *Journal of Paleolimnology*, 26(3), pp. 283-292.
- Ariztegui, D., Farrimond, P. and McKenzie, J. (1996) 'Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland', *Organic Geochemistry*, 24(4), pp. 453-461.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. and Tribouvillard, N. (2002) 'Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps)', *Terra Nova*, 14(4), pp. 225-232.
- Audemard, F. (1993) 'Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón)', *Unpublished Ph. D. thesis, Université Montpellier II, Montpellier, France*, 369.
- Audemard, F. (2000a) 'Major active faults of Venezuela', *31st. International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, Resumen en extenso en CD-Rom*.
- Audemard, F., Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sánchez, J., González, M., Sánchez, C., Versteeg, W. and Malavé, G. (2007) 'La depresión submarina de Guaracayal, estado Sucre, Venezuela: una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla de El pilar', *Interciencia*, 32(11), pp. 735-741.
- Audemard, F. A. (1997) 'Preliminary geological report on the Cariaco Earthquake July 09, 1997, Venezuela', *Int. Cent. Disaster-Mitigation Eng. Newsl.*, 6(2), pp. 7.
- Audemard, F. A. (1999) 'El sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, edo. Sucre, Venezuela: nucleación y progresión de la ruptura a partir de observaciones geológicas', *Mem. VI Cong. Venez. Sismología e Ingeniería Sísmica*.
- Audemard, F. A. (2006) 'Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela', *Tectonophysics*, 424(1-2), pp. 19-39.
- Audemard, F. A. (2007) 'Revised seismic history of the El Pilar fault, Northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results', *J. of Seismol.*, 11(3), pp. 311-326.
- Audemard, F. A. and de Santis, F. (1991) 'Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes', *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 44(1), pp. 5-16.
- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H. and Cano, V. (2005) 'Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions', *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), pp. 181-233.

- Audemard, F. A. M., M.N.; Cox, J.W.; Dart, R.L.; Haller, K.M. (2000b) 'Map of Quaternary Faults of Venezuela. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and Offshore regions', *USGS, Open-File Report(2000-18)*, pp. 78.
- Audemard, F. E. and Audemard, F. A. (2002) 'Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction', *Tectonophysics*, 345(1–4), pp. 1-26.
- Avşar, U. (2013) *Lacustrine paleoseismic records from the North Anatolian Fault, Turkey*. Ghent University.
- Baccini, A. (2010) 'Statistique Descriptive Multidimensionnelle', *Institut de Mathématiques de Toulouse-UMR CNRS*, 5219.
- Bachmann, R. (2001) 'The Caribbean plate and the question of its formation', *Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics* <http://www.fiu/orgs/caribgeol>.
- Balda, F. 'Estructura geológica de Chiguana, península de Araya, estado Sucre'. *III Congreso Geológico Venezolano*, Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos, 928-1960.
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Aboussou, A. and Savignac, F. (2015) 'Guidelines for Rock–Eval analysis of recent marine sediments', *Org. Geochem.*, 86, pp. 71-80.
- Beck, C. (1986) *Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)*. Société géologique du Nord.
- Beck, C. (2009) 'Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances', *Earth Sci. Rev.*, 96(4), pp. 327-344.
- Beck, C., Audemard, F., Moernaut, J., De Batist, M., Van Daele, M., Van Welden, A., De Rycker, K., Sanchez, J., Versteeg, W., Jouanne, F., Carrillo, E., Malavé, G. and Lemus, A. 2007. Late Quaternary sedimentation upon active El Pilar Fault system (north-eastern Venezuela): first results of a high resolution seismic survey in the Cariaco Gulf.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P. and De Batist, M. (1996) 'Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps', *Journal of Geodynamics*, 22(1), pp. 155-171.
- Beck, C., Reyss, J.-L., Leclerc, F., Moreno, E., Feuillet, N., Barrier, L., Beauducel, F., Boudon, G., Clément, V. and Deplus, C. (2012) 'Identification of deep subaqueous co-seismic scarps through specific coeval sedimentation in Lesser Antilles: implication for seismic hazard', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, pp. 1755-1767.
- Beck, C., Rochette, P. and Tardy, M. (1992) 'Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux destructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales', *CR Acad. Sci. II A*, 315(12), pp. 1525-1532.
- Becker, A., Davenport, C. A. and Giardini, D. (2002) 'Palaeoseismicity studies on end-Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland', *Geophysical Journal International*, 149(3), pp. 659-678.
- Behar, F., Beaumont, V. and Penteadó, H. D. B. (2001) 'Rock-Eval 6 technology: performances and developments', *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), pp. 111-134.
- Bellizzia, A., de Bellizzia, N. P., Bajo, R. and García, R. (1976) *Mapa geológico estructural de Venezuela*. Dirección de Geología.
- Beltrán, C. and Giraldo, C. 'Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela'. *VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto: Sociedad Venezolana de Geólogos, 999-1021.
- Beltrán, C., Singer, A. and Rodríguez, J. (1996) 'The El Pilar fault active trace (Northeastern Venezuela): neotectonic evidences and paleoseismic data'.
- Bengoubou-Valerius, M., Bazin, S., Bertil, D., Beauducel, F. and Bosson, A. (2008) 'CDSA: a new seismological data center for the French Lesser Antilles', *Seismological Research Letters*, 79(1), pp. 90-102.
- Benson, N. U., Anake, W. U. and Etesin, U. M. (2014) 'Trace Metals Levels in Inorganic Fertilizers Commercially Available in Nigeria', *Journal of Scientific Research and Reports* 3 (4), 610, 620.
- Berger, R., Taylor, R. and Libby, W. (1966) 'Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican west coast', *Science*, 153(3738), pp. 864-866.
- Bernard, P. and 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(6), pp. 1965-1983.

- Biju-Duval, B. (1999) 'Géologie sédimentaire(bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole)', *Publications de l'institut français du pétrole. Cours de l'Ecole nationale supérieure du pétrole et des moteurs*.
- Blaauw, M. (2010) 'Methods and code for 'classical'age-modelling of radiocarbon sequences', *Quaternary Geochronology*, 5(5), pp. 512-518.
- Black, D. E., Peterson, L. C., Overpeck, J. T., Kaplan, A., Evans, M. N. and Kashgarian, M. (1999) 'Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability', *Science*, 286(5445), pp. 1709-1713.
- Black, D. E., Thunell, R. C., Kaplan, A., Peterson, L. C. and Tappa, E. J. (2004) 'A 2000-year record of Caribbean and tropical North Atlantic hydrographic variability', *Paleoceanography*, 19(2).
- Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. (1989) *Plankton Stratigraphy: Volume 1, Planktic Foraminifera, Calcareous Nannofossils and Calpionellids*. CUP Archive.
- Bonilla, J. and Lin, A. (1979) 'Materia orgánica en los sedimentos de los Golfos de Paria y Cariaco, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 18(1), pp. 37-52.
- Bosco, C., Rusco, E., Montanarella, L. and Panagos, P. (2009) 'Soil erosion in the Alpine area: risk assessment and climate change', *Studi Trentini di scienze naturali*, 85, pp. 117-123.
- Bouma, A. H., Kuenen, P. H. and Shepard, F. P. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Amsterdam, p. 168.
- Bouysse, P. (1984) 'The Lesser Antilles Island-Arc-Structure And Geodynamic Evolution', *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 78(AUG), pp. 83-103.
- Bouysse, P. and Westercamp, D. (1988) 'Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles'.
- Bouysse, P. and Westercamp, D. (1990) 'Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc', *Tectonophysics*, 175(4), pp. 349-380.
- Brustur, T. and Jipa, D. C. (2007) 'First record of the seismites in Pliocene deposits from Prahova Valley', *National Institute of Marine Geology and Geoecology*, 13, pp. 139-142.
- Buillit, N., Lallier-Verges, E., Disnar, J.-R. and Loizeau, J.-L. (1997) 'Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matières organique (Annecy, Le Petit Lac; France)', *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(5), pp. 573-583.
- Bussmann, F. and Anselmetti, F. S. (2010) 'Rossberg landslide history and flood chronology as recorded in Lake Lauerz sediments (Central Switzerland)', *Swiss Journal of Geosciences*, 103(1), pp. 43-59.
- Çağatay, M., Eriş, K., Ryan, W., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N. and Lericolais, G. (2009) 'Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara', *Mar. Geol.*, 265(3), pp. 87-100.
- Campos, C., Beck, C., Crouzet, C., Demory, F., Van Welden, A. and Eris, K. (2013) 'Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth)', *Sedimentary Geology*, 292(0), pp. 1-14.
- Campos, V. (1981) *Une transversale de la Chaîne Caraïbe et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Carúpano (Vénézuéla orientale): structure géologique et évolution géodynamique*.
- Caraballo, L. F. (1982a) 'El Golfo de Cariaco. I: Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 21(1-2), pp. 13-35.
- Caraballo, L. F. (1982b) 'El Golfo de Cariaco. II: Los sedimentos superficiales, y su distribución por el fondo. Fuente de sedimentos. Análisis mineralógico', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 21(1-2), pp. 37-65.
- Carrillo, E. (2006) *L'enregistrement sédimentaire de la sismicité récente le long de la frontière sudoccidentale de La Plaque Caraïbe (faille de Boconó) : modalités et chronologie*. Docteur en Géologie, Université de Savoie.
- Carrillo, E., Beck, C., Audemard, F. A., Moreno, E. and Ollarves, R. (2008) 'Disentangling late quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela)', *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 259(2), pp. 284-300.
- Carter, R. (1975) 'A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites', *Earth-Science Reviews*, 11(2), pp. 145-177.
- Chagué-Goff, C. (2010) 'Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy?', *Mar. Geol.*, 271(1), pp. 67-71.
- Chagué-Goff, C. and Goff, J. (1999) 'Geochemical and sedimentological signature of catastrophic saltwater inundations (tsunami), New Zealand'.

- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J. F. (1999) '1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps)', *Terra Nova*, 11(2-3), pp. 86-92.
- Chen, J., Chen, Y., Liu, L., Ji, J., Balsam, W., Sun, Y. and Lu, H. (2006) 'Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength', *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(6), pp. 1471-1482.
- Chevalier, Y. (1987) *Les zones internes de la chaîne sud-Caraïbe sur le transect: Ile de Margarita-Péninsule d'Araya (Venezuela): lithostratigraphie, pétrologie, géochimie et évolution tectono-métamorphique*. Ph. D. thesis: Brest, Université de Bretagne Occidentale.
- Cita, M. B., Camerlenghi, A., Kastens, K. and McCoy, F. (1984) 'New findings of Bronze Age homogenites in the Ionian Sea: geodynamic implications for the Mediterranean', *Mar. Geol.*, 55(1), pp. 47-62.
- Cita, M. B. and Ricci Lucchi, F. (1984) 'Seismicity and sedimentation. Preface', *Mar. Geol.*, 55(1-2).
- Clague, J. J. and Evans, S. G. (2000) 'A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia', *Quaternary Science Reviews*, 19(17), pp. 1763-1783.
- Costa, P. (2006) *Geological recognition of abrupt marine invasions in two coastal areas of Portugal*. Department of Geography and Earth Sciences.
- Crick, R., Ellwood, B. and El Hassani, A. (1994) 'Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: a new look at high resolution correlation', *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, 11, pp. 59-66.
- Crick, R. E., Ellwood, B., El Hassani, A., Feist, R. and Hladil, J. (1997) 'Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe', *Episodes*, 20, pp. 167-175.
- Croudace, I. W., Rindby, A. and Rothwell, R. G. (2006) 'ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner', *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 267, pp. 51.
- Crowell, J. C. (1957) 'Origin of pebbly mudstones', *Geological Society of America Bulletin*, 68(8), pp. 993-1010.
- Curl, H. (1960) 'Primary production measurements in the north coastal waters of South America', *Deep Sea Research (1953)*, 7(3), pp. 183-189.
- Cuven, S., Francus, P. and Lamoureux, S. F. (2010) 'Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic', *Journal of Paleolimnology*, 44(3), pp. 803-817.
- De Wit, C. A., Kierkegaard, A., Ricklund, N. and Sellström, U. (2011) 'Emerging brominated flame retardants in the environment', *Brominated flame retardants*: Springer, pp. 241-286.
- Dean Jr, W. E. (1974) 'Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods', *J. of Sediment. Res.*, 44(1).
- Dearing, J., Battarbee, R., Dikau, R., Larocque, I. and Oldfield, F. (2006) 'Human-environment interactions: learning from the past', *Regional Environmental Change*, 6(1-2), pp. 1-16.
- Dearing, J. A. (2006) 'Climate-human-environment interactions: resolving our past', *Climate of the Past Discussions*, 2(4), pp. 563-604.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. and Mann, P. (2000) 'GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion', *Geophys. Res. Lett*, 27(3), pp. 437-440.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J. and Cheminée, J.-L. (2001) 'Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc', *Earth and Planetary Science Letters*, 192(2), pp. 145-157.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J.-R., Campy, M. and Macaire, J.-J. (1999) 'Variability of the ancient organic supply in modern humus', *Analisis*, 27(5), pp. 398-401.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J. R., Bichet, V., Campy, M. and Guillet, B. (1998) 'Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a Postglacial detrital organic supply (Chaillaxon Lake, France)', *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(12), pp. 1057-1069.
- Disnar, J.-R., Guillet, B., Kérais, D., Di-Giovanni, C. and Sebag, D. (2003) 'Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations', *Org. Geochem.*, 34(3), pp. 327-343.
- Disnar, J. R., Guillet, B., Kérais, D., Massif, R., Di Giovanni, C., Beck 'Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: main classical parameters. '. *10th IHSS Conference Toulouse, France: Entering the Third Millenium with a Common Approach to Humic Substances and Organic Matter in Water*, 699-702.

- Dixon, T. H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P. and Calais, E. (1998) 'Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 103(B7), pp. 15157-15182.
- Dixon, T. H. and Mao, A. (1997) 'A GPS estimate of relative motion between North and South America', *Geophysical Research Letters*, 24(5), pp. 535-538.
- Dolan, J. F., Mullins, H. T. and Wald, D. J. (1998) 'Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs', *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, pp. 1-62.
- Dorel, J. (1981) 'Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe', *Geophysical Journal International*, 67(3), pp. 679-695.
- Dott Jr, R. (1963) 'Dynamics of subaqueous gravity depositional processes', *AAPG Bulletin*, 47(1), pp. 104-128.
- Drab, L., Hubert, A., Schmidt, S. and Martinez, P. (2012) 'The earthquake sedimentary record in the western part of the Sea of Marmara, Turkey', *Natural Hazards & Earth System Sciences*.
- Duncan, R. and Hargraves, R. (1984) 'Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame', *Geological Society of America Memoirs*, 162, pp. 81-94.
- Egbue, O. and Kellogg, J. (2010) 'Pleistocene to present North Andean "escape"', *Tectonophysics*, 489(1), pp. 248-257.
- El-Isa, Z. and Mustafa, H. (1986) 'Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications', *Geophysical Journal International*, 86(2), pp. 413-424.
- Eljarrat, E. and Barceló, D. (2011) *Brominated flame retardants*. Springer Science & Business Media.
- Elmore, A. C., Thunell, R. C., Styles, R., Black, D., Murray, R. W., Martinez, N. and Astor, Y. (2009) 'Quantifying the seasonal variations in fluvial and eolian sources of terrigenous material to Cariaco Basin, Venezuela', *Journal of South American Earth Sciences*, 27(2–3), pp. 197-210.
- Engstrom, D. R. and Swain, E. B. (1987) 'The chemistry of lake sediments in time and space', *Paleolimnology IV*: Springer, pp. 37-44.
- Espitalie, J., Deroo, G. and Marquis, F. (1985) 'La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie', *Oil & Gas Science and Technology*, 40(6), pp. 755-784.
- Febres-Ortega, G. (1974) 'Circulación de las aguas superiores de la Fosa de Cariaco en abril de 1974', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 13(1-2), pp. 79-86.
- Fergusson, J. E. (1990) *Heavy elements: chemistry, environmental impact and health effects*. 1st edn. Oxford: Pergamon.
- Fernandes A., J. F. (2004) *ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CUBAGUA EN LA ZONA NOROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE ARAYA*. Engineer Universidad Central de Venezuela.
- Ferraz de Reyes, E. (1977) *Estudio sinóptico de la producción en aguas del golfo de Cariaco*. M. Sc., Universidad de Oriente.
- Ferrer, C. (1999) 'Represamientos y rupturas de embalses naturales (Lagunas de obturación) como efectos cosmicos: algunos ejemplos en los Andes venezolanos.', *Revista Geográfica Venezolana*, 40(1), pp. 119-131.
- Ferro, I., Van Nugteren, P., Middelburg, J., Herman, P. and HE1P, C. (2003) 'EFFECT OF MACROFAUNA, OXYGEN EXCHANGE AND REWORKING ON IRON AND MANGANESE SEDIMENT BIOGEOCHEMISTRY: A LABORATORY EXPERIMENT', *Vie Milieu*, 53(4), pp. 211-220.
- Feuillet, N. (2000) *Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique*.
- Feuillet, N., Beauducel, F. and Tapponnier, P. (2011) 'Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 116(B10).
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J. F., Necessian, A. and Saurel, J. M. (2010) 'Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data', *Geophysical Research Letters*, 37(19).
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P. and Jacques, E. (2002) 'Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 107(B12), pp. ETG 3-1-ETG 3-29.
- Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B. and King, G. (2004) 'Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies)', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109(B2).

- Flahaut, J. (1977) 'Applications modernes du brome et de ses dérivés', *Revue d'histoire de la pharmacie*, 65(232), pp. 34-62.
- Folk, R. L. and Ward, W. C. (1957) 'Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters', *J. of Sediment. Res.*, 27(1).
- Fontugne, M., Guichard, F., Bentaleb, I., Strechie, C. and Lericolais, G. (2009) 'Variations in 14C reservoir ages of Black Sea waters and sedimentary organic carbon during anoxic periods: influence of photosynthetic versus chemoautotrophic production', *Radiocarbon*, 51(3), pp. 969-976.
- Gade, H. (1961) 'Further hydrographic observation in the Gulf of Cariaco, Venezuela, The circulation and water exchange', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 1(2), pp. 359-395.
- Gamboa, B., Bonilla, J. and Cedeño, G. (1986) 'Concentración de algunos metales pesados en sedimentos superficiales de la Bahía de Pozuelos y áreas adyacentes, Estado Anzoátegui', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 25(1-2), pp. 233-240.
- Germa, A. (2008) *Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques*. Université Paris Sud-Paris XI.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B. and Delannoy, J.-J. (2012) 'Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne)', *Quaternary Res.*, 77(1), pp. 12-22.
- Girardin, N. and Gaulon, R. (1983) 'Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone', *Earth and Planetary Science Letters*, 62(3), pp. 340-348.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F. and Vaccaro, C. (2002) 'The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution', *Lithos*, 63(1), pp. 19-40.
- Goff, J., McFadgen, B. and Chagué-Goff, C. (2004) 'Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand', *Mar. Geol.*, 204(1), pp. 235-250.
- Goh, K. (1991) 'Carbon dating', in Press, A. (ed.) *Carbon Isotope Techniques*. San Diego: Harcourt Brace Jovanovich, pp. 125-145.
- Goldfinger, C. (2011) 'Submarine paleoseismology based on turbidite records', *Annual Review of Marine Science*, 3, pp. 35-66.
- Goni, M., Aceves, H., Benitez-Nelson, B., Tappa, E., Thunell, R., Black, D., Muller-Karger, F., Astor, Y. and Varela, R. (2009) 'Oceanographic and climatologic controls on the compositions and fluxes of biogenic materials in the water column and sediments of the Cariaco Basin over the Late Holocene', *Deep-Sea Res Pt I*, 56(4), pp. 614-640.
- González, J., Schmitz, M., Audemard, F., Contreras, R., Mocquet, A., Delgado, J. and De Santis, F. (2004) 'Site effects of the 1997 Cariaco, Venezuela earthquake', *Eng. Geol.*, 72(1), pp. 143-177.
- Goodfriend, G. A. and Fleassa, K. W. (1997) 'Radiocarbon reservoir ages in the Gulf of California: roles of upwelling and flow from the Colorado River', *Radiocarbon*, 39(2), pp. 139-148.
- Gordon, A. L. (1967) 'Circulation of the Caribbean sea', *J. geophys. Res.*, 72(24), pp. 6207-6223.
- Granja Bruña, J. L. (2009) 'Geodinámica del borde sur de las Antillas Mayores orientales'.
- Grases, J. 1979. Investigaciones sobre los sismos destructores que han afectado el oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes. INTEVEP S.A.
- Griffiths, R. and Simpson, J. (1967) 'Temperature structure of the Gulf of Cariaco, Venezuela, from Aug. 1959 to Aug. 1961', *Ministerio de Agricultura y Cria, Caracas. Ser. Recurs. Explot. pesq*, 1, pp. 161-169.
- Guevara, N. O., García, A. and Arnaiz, M. (2013) 'Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean', *International Journal of Earth Sciences*, 102(3), pp. 591-604.
- Hackley, P. C., Urbani, F., Karlsen, A. W. and Garrity, C. P. (2005) 'Geologic shaded relief map of Venezuela', *USGS, Open-File Report(2005-1038)*.
- Hampton, M. A., Lee, H. J. and Locat, J. (1996) 'Submarine landslides', *Reviews of geophysics*, 34(1), pp. 33-59.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. and Röhl, U. (2001) 'Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene', *Science*, 293(5533), pp. 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A. F. and Lemcke, G. (2001) 'Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results', *J. of Paleolimnol.*, 25(1), pp. 101-110.

- Henshaw, P. and Merrill, R. (1980) 'Magnetic and chemical changes in marine sediments', *Reviews of Geophysics*, 18(2), pp. 483-504.
- Higgs, R. (2009) 'Caribbean-South America oblique collision model revised', *Geolo. Soc., London, Special Publications*, 328(1), pp. 613-657.
- Hilbert-Wolf, H. L., Simpson, E. L., Simpson, W. S., Tindall, S. E. and Wizevich, M. C. (2009) 'Insights into syndepositional fault movement in a foreland basin; trends in seismites of the Upper Cretaceous, Wahweap Formation, Kaiparowits Basin, Utah, USA', *Basin Research*, 21(6), pp. 856-871.
- Hindson, R. A. and Andrade, C. (1999) 'Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake', *Quaternary International*, 56, pp. 27-38.
- Holzwarth, U., Meggers, H., Esper, O., Kuhlmann, H., Freudenthal, T., Hensen, C. and Zonneveld, K. A. (2010) 'NW African climate variations during the last 47,000 years: evidence from organic-walled dinoflagellate cysts', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(3), pp. 443-455.
- Hrouda, F. (1982) 'Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics', *Geophysical surveys*, 5(1), pp. 37-82.
- Hua, Q., Barbetti, M. and Rakowski, A. Z. (2013) 'Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010', *Radiocarbon*, 55(4), pp. 2059-2072.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L. C., Alley, R. and Sigman, D. M. (1998) 'Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration', *Nature*, 391(6662), pp. 65-68.
- Hughen, K. A., Southon, J. R., Bertrand, C. J., Frantz, B. and Zermeno, P. (2004) 'Cariaco basin calibration update: Revisions to calendar and 14C chronologies for core PL07-58PC', *Radiocarbon*, 46(3), pp. 1161-1187.
- Ingram, B. L. and Southon, J. R. (1996) 'Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine waters', *Radiocarbon*, 38(3), pp. 573-582.
- IOC (1991) *Caracterización Ambiental del Area de Jose*: Proyecto AFEAM. Convenio IOV (UDO)-CORPOVEN.
- IOV (1990) *Estudio Ambiental del Ecosistema Marino de la Bahía de Bergantín y Area de Jose*: Convenio IOV (UDO)-CORPOVEN.
- IOV (1992) *Estudio Ambiental de las Costas del Estado Anzoátegui*: IOV (UDO)-CORPOVEN.
- Jaccard, S., Galbraith, E., Sigman, D., Haug, G., Francois, R., Pedersen, T., Dulski, P. and Thierstein, H. (2009) 'Subarctic Pacific evidence for a glacial deepening of the oceanic respired carbon pool', *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1), pp. 156-165.
- Jansen, J., Van der Gaast, S., Koster, B. and Vaars, A. (1998) 'CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores', *Mar. Geol.*, 151(1), pp. 143-153.
- Jenny, J.-P. (2013) *Responses of great perialpin lakes to recent anthropogenic and climatic forcings : spatio-temporal reconstructions from sediment archives*. Université de Grenoble [Online] Available at: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00982100> (Accessed).
- Jibson, R. W. (1996) 'Use of landslides for paleoseismic analysis', *Engineering Geology*, 43, pp. 291-323.
- Jibson, R. W. and Keefer, D. K. (1993) 'Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone', *Geological Society of America Bulletin*, 105(4), pp. 521-536.
- Johns, W. E., Townsend, T. L., Fratantoni, D. M. and Wilson, W. D. (2002) 'On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea', *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2), pp. 211-243.
- Jones, A. P. and Omoto, K. (2000) 'Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: A case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan', *Sedimentology*, 47(6), pp. 1211-1226.
- Jouanne, F., Audemard, F. A., Beck, C., Van Welden, A., Ollarves, R. and Reinoza, C. (2011) 'Present-day deformation along the El Pilar Fault in eastern Venezuela: Evidence of creep along a major transform boundary', *Journal of Geodynamics*, 51(5), pp. 398-410.
- Kamen, M. D. (1963) 'The early history of carbon-14', *Journal of Chemical Education*, 40(5), pp. 234.
- Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea*. (1981).
- Kato, K. (1961) 'Oceanographical studies on the Gulf of Cariaco, I. Chemical and hydrographical observations in January, 1961', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 1(1), pp. 49-72.
- Kaushik, S., Sahu, B. K., Lawania, R. K. and Tiwari, R. K. (1999) 'Occurrence of heavy metals in lentic water of Gwalior region', *Pollut. Res.*, 18, pp. 137–140.

- Keefner, D. K. (1999) 'Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans', *J. of Sediment. Res.*, 69(1).
- Ken-Tor, R., Agnon, A., Enzel, Y., Stein, M., Marco, S. and Negendank, J. F. (2001) 'High-resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin', *Journal of Geophysical Research*, 106(B2), pp. 2221-2234.
- Klein, C. and Hurlbut Jr, C. S. 1999. *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana), 21st edn, revised. Wiley, New York.
- Kneller, B. (1995) 'Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction', *Geological Society, London, Special Publications*, 94(1), pp. 31-49.
- Koutavas, A. and Lynch-Stieglitz, J. (2004) 'Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years', *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*: Springer, pp. 347-369.
- Kozak, L. and Siepak, J. (2009) 'The chemical study of tsunami deposits in south Thailand—Review', *Polish Journal of Environmental Studies*, 18(1), pp. 137-139.
- Krevelen, D. W. (1961) *Coal—typology, chemistry, physics, constitution*. Elsevier Science & Technology.
- Kuenen, P. H. (1952) 'Estimated size of the Grand Banks [Newfoundland] turbidity current', *American Journal of Science*, 250(12), pp. 874-884.
- Kuenen, P. H. (1958) 'I.—Experiments in Geology', *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 23(centenary), pp. 1-28.
- Lafargue, E., Marquis, F. and Pillot, D. (1998) 'Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies', *Oil & Gas Sci. Technol.*, 53(4), pp. 421-437.
- Lane, C. S., Horn, S. P., Orvis, K. H. and Thomason, J. M. (2011) 'Oxygen isotope evidence of Little Ice Age aridity on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic', *Quaternary Res.*, 75(3), pp. 461-470.
- Langford, F. and Blanc-Valleron, M.-M. (1990) 'Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolyzable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon (1)', *AAPG Bulletin*, 74(6), pp. 799-804.
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J. and King, D. (2002) 'Mapping erosion risk for cultivated soil in France', *Catena*, 46(2), pp. 207-220.
- Le Friant, A. (2001) *Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles: origines et conséquences*. Paris 7.
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C. and Villemant, B. (2003) 'Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 108(B1).
- Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C. and Deplus, C. (2002) 'L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles', *CR Acad. Sci. II A*, 334(4), pp. 235-243.
- Le Friant, A., Ishizuka, O. and Stroncik, N. (2012) *Lesser Antilles volcanism and landslides: drilling volcanic landslides deposits and volcanoclastic sediments in the Lesser Antilles arc: implications for hazard assessment and long-term magmatic evolution of the arc*.
- Leclère-Vanhoeve, A. and Stephan, J. (1985) 'Evolution géodynamique des Caraïbes dans le système points chauds', *Bref Historique Des Travaux Sur la Géodynamique Des Caraïbes*.
- Leroueil, S., Locat, J., Vaunat, J., Picarelli, L., Lee, H. and Faure, R. 'Geotechnical characterization of slope movements'. *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway*, 53-74.
- Liddle, R. A. (1946) *The Geology of Venezuela and Trinidad*. Paleontological Research Institute.
- Lignier, V. (2001) *Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité: étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze*. Université de Savoie.
- Lima, A. L., Bergquist, B. A., Boyle, E. A., Reuer, M. K., Dudas, F. O., Reddy, C. M. and Eglinton, T. I. (2005) 'High-resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediments: 2. Pb isotopes reveal a potential new stratigraphic marker', *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 69(7), pp. 1813-1824.
- Linick, T., Damon, P., Donahue, D. and Jull, A. (1989) 'Accelerator mass spectrometry: the new revolution in radiocarbon dating', *Quaternary International*, 1, pp. 1-6.
- Locat, J. and Lee, H. J. (2002) 'Submarine landslides: advances and challenges', *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1), pp. 193-212.

- Lorenzoni, L. (2012) *Sediment transport and distribution over continental shelves: a glimpse at two different river-influenced systems, the Cariaco Basin and the Amazon Shelf*. University of South Florida.
- Lorenzoni, L., Benitez-Nelson, C. R., Thunell, R. C., Hollander, D., Varela, R., Astor, Y., Audemard, F. A. and Muller-Karger, F. E. (2012) 'Potential role of event-driven sediment transport on sediment accumulation in the Cariaco Basin, Venezuela', *Mar. Geol.*, 307, pp. 105-110.
- Lorenzoni, L., Thunell, R. C., Benitez-Nelson, C. R., Hollander, D., Martinez, N., Tappa, E., Varela, R., Astor, Y. and Muller-Karger, F. E. (2009) 'The importance of subsurface nepheloid layers in transport and delivery of sediments to the eastern Cariaco Basin, Venezuela', *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(12), pp. 2249-2262.
- Luff, R. and Wallmann, K. (2003) 'Fluid flow, methane fluxes, carbonate precipitation and biogeochemical turnover in gas hydrate-bearing sediments at Hydrate Ridge, Cascadia Margin: numerical modeling and mass balances', *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 67(18), pp. 3403-3421.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. and Heath, E. (2000) 'The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism', *Earth-Science Reviews*, 49(1), pp. 1-76.
- Macsoyay, O. (1977) 'Observaciones sobre el neotectonismo Cuaternario en el nororiente Venezolano', *Boletín de Geología, Publ. Esp., Caracas*, 7(3), pp. 1861-1883.
- Macsoyay, O. and Bladier, Y. s/d. La zona de fallas neotectónica de Cumaná y su relación a la zona de fallas de El Pilar. En la región del Golfo de Cariaco, Venezuela nororiental.
- Macsoyay, O. and Caraballo, L. F. (1966) 'Geología y bioestratigrafía cenozoica de la parte oriental del golfo de Cariaco, estado Sucre, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 15, pp. 25-56.
- Maher, B. A. (1988) 'Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites', *Geophysical Journal International*, 94(1), pp. 83-96.
- Malaver, A., Chacón, C., Jacome, J., Romero, O. and Griman, C. (1988) 'El sismo de El Pilar del 11 de junio de 1986', *Serie Técnica: Venezuela*. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS).
- Malcolm, S. and Price, N. (1984) 'The behaviour of iodine and bromine in estuarine surface sediments', *Mar. Chem.*, 15(3), pp. 263-271.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K. and Høisæter, T. (2006) 'Marine 14 C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic', *Quaternary Science Reviews*, 25(23), pp. 3228-3245.
- Mann, P., Rogers, R. D. and Gahagan, L. (2007) 'Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems', *Central America: geology, resources and hazards*, 1, pp. 201-237.
- Marco, S. and Agnon, A. (1995) 'Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben', *Geology*, 23(8), pp. 695-698.
- Marco, S., Stein, M., Agnon, A. and Ron, H. (1996) 'Long-term earthquake clustering: A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben', *J. geophys. Res.*, 101(B3), pp. 6179-6191.
- Márquez, A., Bonilla, J., Martínez, G., Senior, W., Aguilera, D. and González, Á. (2005) 'Estudio geoquímico de los sedimentos superficiales del litoral nororiental del Golfo de Cariaco, Estado Sucre, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 44(2), pp. 89-103.
- Márquez, A., Senior, W., Benítez, A., Fermín, I., Martínez, G., González, Á., Castañeda, J., Alcalá, L. and De La Cruz, R. (2011) 'Sector oriental del golfo de Cariaco, Venezuela. Una descripción de su dinámica hidroquímica, procesos, y del rol de la surgencia costera estacional', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 50(2), pp. 255-272.
- Martínez, G. (2002) 'Metales pesados en sedimentos superficiales del Golfo de Cariaco, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 41(1&2), pp. 83-96.
- Martinez, N. C., Murray, R. W., Thunell, R. C., Peterson, L. C., Muller-Karger, F., Astor, Y. and Varela, R. (2007) 'Modern climate forcing of terrigenous deposition in the tropics (Cariaco Basin, Venezuela)', *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3-4), pp. 438-451.
- McCann, W. R. (2006) *Estimating the threat of tsunamogenic earthquakes and earthquake induced-landslide tsunami in the Caribbean*. World Scientific Publishing, Singapore.
- McCann, W. R. and Sykes, L. R. (1984) 'Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 89(B6), pp. 4493-4519.
- Mertens, K. N., Lynn, M., Aycard, M., Lin, H. L. and Louwye, S. (2009) 'Coccolithophores as palaeoecological indicators for shifts of the ITCZ in the Cariaco Basin during the late Quaternary', *Journal of Quaternary Science*, 24(2), pp. 159-174.
- Meschede, M. and Frisch, W. (1998) 'A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate', *Tectonophysics*, 296(3-4), pp. 269-291.

- Metcalf, W. G., Stalcup, M. C. and Atwood, D. K. (1977) 'Mona Passage drift bottle study', *Bulletin of Marine Science*, 27(3), pp. 586-591.
- Meunier, M. 'Classification of stream flows'. *Proceedings of the Pierre Beghin International Workshop on Rapid Gravitational Mass Movements, CEMAGREF, Grenoble, France*, 231-236.
- Middelburg, J. and Delange, G. (1988) 'Geochemical characteristics as indicators of the provenance of madeira abyssal-plain turbidites-a statistical approach', *Oceanologica acta*, 11(2), pp. 159-165.
- Middleton, G. V. and Hampton, M. A. (1973) 'Part I. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition'.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C. and Saint-Paul, J. (1998) 'SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis', *Geo-Marine Letters*, 18(3), pp. 251-255.
- Migowski, C., Agnon, A., Bookman, R., Negendank, J. F. and Stein, M. (2004) 'Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea transform revealed by varve-counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments', *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1), pp. 301-314.
- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) 'Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan', *The Journal of Geology*, pp. 265-287.
- Minoura, K., Nakaya, S. and Uchida, M. (1994) 'Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan', *Sedimentary Geology*, 89(1), pp. 25-31.
- Moller, T., Schulz, H., Hamann, Y., Dellwig, O. and Kucera, M. (2012) 'Sedimentology and geochemistry of an exceptionally preserved last interglacial sapropel S5 in the Levantine Basin (Mediterranean Sea)', *Marine Geology*, 291, pp. 34-48.
- Monecke, K., Anselmetti, F. S., Becker, A., Schnellmann, M., Sturm, M. and Giardini, D. (2006) 'Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: A Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland', *Eclogae Geologicae Helveticae*, 99(3), pp. 343-362.
- Montenat, C., Barrier, P. and Hibsich, C. (2007) 'Seismites: An attempt at critical analysis and classification', *Sedimentary Geology*, 196(1), pp. 5-30.
- Montenat, C. and d'Estevou, P. O. (1999) 'The diversity of Late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the Eastern Betic Cordillera, SE Spain', *Journal of Petroleum Geology*, 22(1), pp. 61-80.
- Morelock, J. and Maloney, N. (1972) 'Manzanares Submarine Canyon', *Acta Cient. Venezolana* 23, pp. 143-147.
- Morelock, J., Maloney, N. and Bryant, W. (1972) 'Structure and sediments of the continental shelf of Central Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 11, pp. 127-136.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. and Canas, J. (1999) 'Modelling seismites with a digital shaking table', *Tectonophysics*, 304(4), pp. 369-383.
- Moretti, M. and Ronchi, A. (2011) 'Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia)', *Sedimentary Geology*, 235(3), pp. 200-209.
- Moretti, M. and Van Loon, A. (2014) 'Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites', *Journal of Palaeogeography*, 3(162-173).
- Morrison, J. M. and Smith, O. P. (1990) 'Geostrophic transport variability along the Aves Ridge in the eastern Caribbean Sea during 1985-1986', *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 95(C1), pp. 699-710.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C. R. (1999) 'Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones', *Sedimentary Geology*, 124(1), pp. 3-29.
- Mulder, T., Chapron, E., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H. G., Contreras, C., Marcano, J., Carvajal, J. and Delgado, M. (2011) 'Flood Deposits in Continental and Marine Environments: Character and Significance', in AAPG (ed.) *Sediment Transfer from Shelf to Deep Water: Revisiting the Delivery System: AAPG Studies in Geology* 61, pp. 1-30.
- Mulder, T. and Cochonat, P. (1996) 'Classification of offshore mass movements', *J. of Sediment. Res.*, 66(1).
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.-C. (2001) 'Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?', *Geo-Marine Letters*, 21(2), pp. 86-93.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. and Parize, O. (1997) 'Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain', *Oceanologica Acta*, 20(4), pp. 607-626.

- Mulder, T. and Syvitski, J. P. (1995) 'Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans', *The Journal of Geology*, pp. 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugeres, J.-C. and Savoye, B. (2003) 'Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review', *Mar. Petrol. Geol.*, 20(6), pp. 861-882.
- Mutti, E., Lucchi, F. R., Seguret, M. and Zanzucchi, G. (1984) 'Seismoturbidites: a new group of re-sedimented deposits', *Mar. Geol.*, 55(1), pp. 103-116.
- Naehr, T. H., Eichhubl, P., Orphan, V. J., Hovland, M., Paull, C. K., Ussler, W., Lorenson, T. D. and Greene, H. G. (2007) 'Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: a comparative study', *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(11), pp. 1268-1291.
- Nakajima, T. and Kanai, Y. (2000) 'Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea', *Sedimentary Geology*, 135(1), pp. 1-19.
- Nealon, J. W. and Dillon, W. P. (2001) *Earthquakes and tsunamis in Puerto Rico and the US Virgin Islands (2327-6932)*.
- Nichol, S., Goff, J., Devoy, R., Chagué-Goff, C., Hayward, B. and James, I. (2007) 'Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand', *Sedimentary Geology*, 200(3), pp. 248-262.
- Nizou, J., Hanebuth, T. J. and Vogt, C. (2011) 'Deciphering signals of late Holocene fluvial and aeolian supply from a shelf sediment depocentre off Senegal (north-west Africa)', *Journal of Quaternary Science*, 26(4), pp. 411-421.
- Obermeier, S. F. (1996) 'Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis', *International Geophysics*, 62, pp. 331-396.
- Okuda, T. (1981) 'Water exchange and the balance of phosphate in the Gulf of Cariaco, Venezuela', *Coastal Upwelling*, pp. 274-281.
- Okuda, T. (1982) 'Rate of water renewal and phosphate input in the gulf of Cariaco, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 21(1-2), pp. 3-12.
- Okuda, T. and Benitez-Alvarez, J. (1974) 'Condiciones hidrográficas de las capas superiores en la Fosa de Cariaco y áreas adyacentes durante la época lluviosa', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 13(1-2), pp. 147-162.
- Okuda, T., Benitez-Alvarez, J., Bonilla, J. and Cedeño, G. (1978) 'Características hidrográficas del golfo de Cariaco, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 17(1-2), pp. 69-88.
- Okuda, T., Ruiz, J. B. and Garcia, A. (1974) 'Algunas características bioquímicas en el agua de la Fosa de Cariaco', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 13, pp. 163-174.
- Orphan, V., Ussler, W., Naehr, T., House, C., Hinrichs, K.-U. and Paull, C. (2004) 'Geological, geochemical, and microbiological heterogeneity of the seafloor around methane vents in the Eel River Basin, offshore California', *Chemical Geology*, 205(3), pp. 265-289.
- Owen, G. and Moretti, M. (2011) 'Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands', *Sedimentary Geology*, 235(3), pp. 141-147.
- Paige, S. (1930) 'The earthquake at Cumaná, Venezuela, January 17, 1929', *Bulletin of the Seismological Society of America*, 20(1), pp. 1-10.
- Passega, R. (1964) 'Grain size representation by CM patterns as a geological tool', *J. of Sediment. Res.*, 34(4).
- Paull, C. K., Ussler, W., Peltzer, E. T., Brewer, P. G., Keaten, R., Mitts, P. J., Nealon, J. W., Greinert, J., Herguera, J.-C. and Perez, M. E. (2007) 'Authigenic carbon entombed in methane-soaked sediments from the northeastern transform margin of the Guaymas Basin, Gulf of California', *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(11), pp. 1240-1267.
- Peña, D. (2002) *Análisis de datos multivariantes*. McGraw-Hill Madrid.
- Perez, O., Bilham, R., Bendick, R., Hernandez, N., Hoyer, M., Velandia, J., Moncayo, C. and Kozuch, M. (2001) 'Relative velocity between the Caribbean and South American plates from GPS observations in northern Venezuela', *Interciencia*, 26(2), pp. 69-74.
- Pérez, O. J. and Aggarwal, Y. P. (1981) 'Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 86(B11), pp. 10791-10804.
- Pérez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M. and Kozuch, M. (2001) 'Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000 (Paper 2001GL013183)', *Geophysical Research Letters*, 28(15), pp. 2987-2990.

- Perissoratis, C., Mitropoulos, D. and Angelopoulos, I. (1984) 'The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthiakos Gulf. An example from the February 24–March 4, 1981 activity', *Mar. Geol.*, 55(1), pp. 35-45.
- Peterson, L. C. and Haug, G. H. (2006) 'Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela)', *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 234(1), pp. 97-113.
- Picard, M., Schneider, J.-L. and Boudon, G. (2006) 'Contrasting sedimentary processes along a convergent margin: the Lesser Antilles arc system', *Geo-Marine Letters*, 26(6), pp. 397-410.
- Pindell, J. and Dewey, J. F. (1982) 'Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico & Caribbean region', *Tectonics*, 1(2), pp. 179-211.
- Pindell, J., Draper, G., Kennan, L., Stanek, K. P. and Maresch, W. V. 'Evolution of the northern portion of the Caribbean Plate: Pacific origin to Bahamian collision'. *SA Abstracts from the IGCP Project*.
- Piper, D. J., Shor, A. N. and Clarke, J. E. H. (1988) 'The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current', *Geological Society of America Special Papers*, 229, pp. 77-92.
- Poisson, B. (2007) *Etude préliminaire de l'aléa tsunami aux Antilles : synthèse bibliographique sur les mouvements de terrain tsunamigènes aux Antilles. Rapport intermédiaire*: BRGM.
- Polissar, P., Abbott, M., Wolfe, A., Bezada, M., Rull, V. and Bradley, R. S. (2006) 'Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(24), pp. 8937-8942.
- Poore, R., Quinn, T. and Verardo, S. (2004) 'Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability', *Geophysical Research Letters*, 31(12).
- Poulos, S., Collins, M., Pattiaratchi, C., Cramp, A., Gull, W., Tsimplis, M. and Papatheodorou, G. (1996) 'Oceanography and sedimentation in the semi-enclosed, deep-water Gulf of Corinth (Greece)', *Marine Geology*, 134(3), pp. 213-235.
- Pujos, M. and Pascual, A. (2015) 'Apports terrigènes et sédimentation épicontinentale en régime tropical-équatorial sud-américain (Guyanes, Colombie caraïbe et Pacifique): paléogéographie et paléoclimatologie depuis le dernier Maximum Glaciaire', *Physio-Géo. Géographie, physique, et environnement*, (Volume 9), pp. 1-71.
- Quintero, A., Terejova, G. and Bonilla, J. (2005) 'Morfología costera del Golfo de Cariaco, Venezuela', *Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela*, 44(2), pp. 133-142.
- Reeburgh, W. S. and Heggie, D. T. (1977) 'Microbial methane consumption reactions and their effect on methane distributions in freshwater and marine environments¹', *Limnology and Oceanography*, 22(1), pp. 1-9.
- Reichel, T. and Halbach, P. (2007) 'An authigenic calcite layer in the sediments of the Sea of Marmara—a geochemical marker horizon with paleoceanographic significance', *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(11), pp. 1201-1215.
- Reimer, P. and McCormac, F. (2002) 'Marine radiocarbon reservoir corrections for the Mediterranean and Aegean Seas', *Radiocarbon*, 44(1), pp. 159-166.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. and Friedrich, M. (2013) 'IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP', *Radiocarbon*, 55(4), pp. 1869-1887.
- Reinoza, C., Jouanne, F., Audemard, F., Schmitz, M. and Beck, C. (2015) 'Geodetic exploration of strain along the El Pilar Fault in northeastern Venezuela', *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 120(3), pp. 1993-2013.
- Rencher, A. C. (2003) *Methods of multivariate analysis*. 2th edn.: John Wiley & Sons.
- Richards, F. A. (1960) 'Some chemical and hydrographic observations along the north coast of South America—I. Cabo Tres Puntas to Curacao, including the Cariaco Trench and the Gulf of Cariaco', *Deep Sea Research (1953)*, 7(3), pp. 163-182.
- Richter, T. O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H. and van Weering, T. C. (2006) 'The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments', *Geolo. Soc., London, Special Publications*, 267(1), pp. 39-50.
- Rod, E. (1956) 'Strike-slip faults of northern Venezuela', *AAPG Bulletin*, 40(3), pp. 457-476.
- Rodriguez-Pascua, M., Calvo, J., De Vicente, G. and Gómez-Gras, D. (2000) 'Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene', *Sedimentary Geology*, 135(1), pp. 117-135.
- Rogers, R. D. and Mann, P. (2007) 'Transensional deformation of the western Caribbean–North America plate boundary zone', *Geological Society of America Special Papers*, 428, pp. 37-64.

- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge.
- Romero, D., Martínez, G., Brito, F. and Rodríguez, E. (2013) 'Estudio de línea base en la determinación de hidrocarburos aromáticos policíclicos totales en sedimentos superficiales del sector oriental del Golfo de Cariaco, Venezuela', *Avances en Química*, 8(1), pp. 47-54.
- Rossetti, D. D. F. (1999) 'Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity', *Sedimentology*, 46(6), pp. 1065-1081.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. and Frenz, M. (2006) 'Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis', *Geol. Soc., London, Special Publications*, 267(1), pp. 79-98.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Blanchemanche, P., Siant, G., Condomines, M., Bentaleb, I. and Piquès, G. (2010) 'Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system', *Radiocarbon*, 52(1), pp. 91.
- Sadiq, M. (1992) *Toxic metal chemistry in marine environments*. p. 389.
- Santos, D. S., Korn, M. G. A., Guida, M. A., Santos, G. L. d., Lemos, V. A. and Teixeira, L. S. (2011) 'Determination of copper, iron, lead and zinc in gasoline by sequential multi-element flame atomic absorption spectrometry after solid phase extraction', *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 22(3), pp. 552-557.
- Schiefer, E., Gilbert, R. and Hassan, M. A. (2011) 'A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada', *Journal of Paleolimnology*, 45(2), pp. 137-149.
- Schlichting, R. B. and Peterson, C. D. (2006) 'Mapped overland distance of paleotsunami high-velocity inundation in back-barrier wetlands of the central Cascadia margin, USA', *The Journal of geology*, 114(5), pp. 577-592.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D. and McKENZIE, J. A. (2005) 'Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland)', *Sedimentology*, 52(2), pp. 271-289.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A. and Ward, S. N. (2002) 'Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits', *Geology*, 30(12), pp. 1131-1134.
- Schubert, C. (1972) 'Geología de la península de Araya, estado Sucre', *Bol. Geol. Publ. Esp*, 5, pp. 1623-1686.
- Schubert, C. (1982) 'Origin of Cariaco Basin, southern Caribbean Sea', *Mar. Geol.*, 47(3–4), pp. 345-360.
- Schubert, C. (1984) 'Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar Fault System, Venezuela', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), pp. 5711-5718.
- Scott, E. M., Cook, G. T. and Naysmith, P. (2007) 'Error and uncertainty in radiocarbon measurements', *Radiocarbon*, 49(2), pp. 427-440.
- Sebag, D., Disnar, J.-R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E. P. and Durand, A. (2006) 'Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk characterization and quantification of degradation', *European Journal of Soil Science*, 57(3), pp. 344-355.
- Séguret, M., Labaume, P. and Madariaga, R. (1984) 'Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the South Pyrenean Basin (Spain)', *Mar. Geol.*, 55(1), pp. 117-131.
- Seijas, F. (1972) 'Geología de la Región de Carúpano.', *Mem. VI Cong. Geol. Venezolano*, 3(5), pp. 1887-1923.
- Seilacher, A. (1969) 'Fault-graded beds interpreted as seismites', *Sedimentology*, 13(1-2), pp. 155-159.
- Shackley, M. S. (2011) *An introduction to X-ray fluorescence (XRF) analysis in archaeology*. Springer.
- Shanmugam, G. (2012) 'Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits', *Natural Hazards*, 63(1), pp. 5-30.
- Shiki, T., Cita, M. and Gorsline, D. (2000) 'Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites—an introduction', *Sedimentary Geology*, 135(1), pp. vii-ix.
- Shilts, W. and Clague, J. J. (1992) 'Documentation of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling', *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(5), pp. 1018-1042.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M. and Haddad, G. (2001) 'Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum', *Science*, 294(5548), pp. 1917-1920.

- Sifeddine, A., Laggoun-Défarage, F., Lallier-Verges, E., Disnar, J.-R., Williamson, D., Gasse, F. and Gibert, E. (1995) 'La sédimentation organique lacustre en zone tropicale sud au cours des 36 000 dernières années (Lac Tritrivakely, Madagascar)', *CR Acad. Sci. II A*, 321, pp. 385-391.
- Sigurdsson, H., Sparks, R., Carey, S. t. and Huang, T. (1980) 'Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc', *The Journal of Geology*, pp. 523-540.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vanniere, B., Wirth, S., Gilli, A., Giovanni, C. D., Anselmetti, F., Desmet, M. and Magny, M. (2013) 'Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards', *Climate of the Past*, 9(2), pp. 825-840.
- Sims, J. D. (1973) 'Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California', *Science*, 182(4108), pp. 161-163.
- Sims, J. D. (1975) 'Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments', *Tectonophysics*, 29(1), pp. 141-152.
- Singer, A. and Audemard, F. (1997) 'Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico', *Diseño sismorresistente. Especificaciones y criterios empleados en Venezuela. Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas*, 33, pp. 25-38.
- Slota, P., Jull, A. T., Linick, T. and Toolin, L. (1987) 'Preparation of small samples for 14C accelerator targets by catalytic reduction of CO', *Radiocarbon*, 29(2), pp. 303-306.
- Smith, D., Harrison, S., Firth, C. and Jordan, J. (2011) 'The early Holocene sea level rise', *Quaternary Science Reviews*, 30(15), pp. 1846-1860.
- Smith, W. H. and Sandwell, D. T. (1997) 'Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings', *Science*, 277(5334), pp. 1956-1962.
- Soulas 'Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas'. *VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos, 6639-6656.
- Southon, J., Kashgarian, M., Fontugne, M., Metivier, B. and Yim, W. W. (2002) 'Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia', *Radiocarbon*, 44(1), pp. 167-180.
- Spennemann, D. H. and Head, M. J. (1998) 'Tongan pottery chronology, 14C dates and the hardwater effect', *Quaternary Science Reviews*, 17(11), pp. 1047-1056.
- Stephan, J.-F. (1982) *Evolution géodinamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla)*. PhD, Université de Paris, Paris.
- Stephan, J.-F., Beck, C., Bellizzia, A. and Blanchet, R. (1980) 'La chaîne caraïbe du Pacifique à l'Atlantique', *XXVIe. Congr. Geol. Int., Paris C-5*, pp. 38-59.
- Stephan, J.-F., De Lepinay, B. M., Calais, E. and Tardy, M. (1990) 'Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present', *Bull. Soc. géol. Ft*, pp. n0-6.
- Stojanović, Z., Marković, S. and Uskoković, D. (2012) 'Determination of Particle Size Distributions by Laser Diffraction', *Technics – New Materials (Special Edition)*, 67(Special edition), pp. 11-20.
- Stuiver, M. and Braziunas, T. F. (1993) 'Modeling Atmospheric 14C Influences and 14C Ages of Marine Samples to 10,000 BC', *Radiocarbon*, 35, pp. 137-189.
- Stuiver, M. and Polach, H. A. (1977) 'Discussion; reporting of C-14 data', *Radiocarbon*, 19(3), pp. 355-363.
- Sturm, M. and Matter, A. (1978) *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents*. Wiley Online Library.
- Sturm, M., Siegenthaler, C. and Pickrill, R. A. 'Turbidites and "Homogenites": a conceptual model of flood and slide deposit'. *16th Regional Meeting*, Paris: International Association of Sedimentology, 22-40.
- Tauxe, L., Kodama, K. P. and Kent, D. V. (2008) 'Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach', *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1), pp. 152-165.
- Taylor, R. and Berger, R. (1967) 'Radiocarbon content of marine shells from the Pacific coasts of Central and South America', *Science*, 158(3805), pp. 1180-1182.
- Telford, R., Heegaard, E. and Birks, H. (2004) 'All age–depth models are wrong: but how badly?', *Quaternary science reviews*, 23(1), pp. 1-5.
- Terrier, M., coll. Bes-de-Berc S. (2007) *Réalisation d'un zonage sismique de la plaque Caraïbe préalable aux choix de scénarios de tsunamis aux Antilles françaises.*: BRGM.
- Thomson, J., Croudace, I. and Rothwell, R. (2006) 'A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units', *Geolo. Soc., London, Special Publications*, 267(1), pp. 65-77.

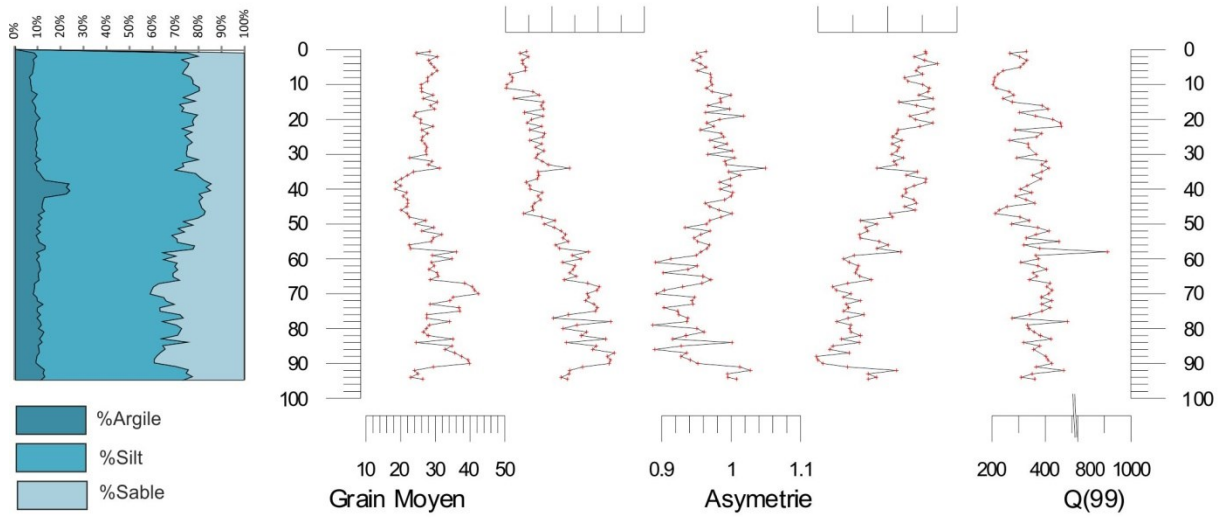
- Thunell, R., Tappa, E., Varela, R., Llano, M., Astor, Y., Muller-Karger, F. and Bohrer, R. (1999) 'Increased marine sediment suspension and fluxes following an earthquake', *Nature*, 398(6724), pp. 233-236.
- Tissot, B. P. and Welte, D. (1984) *Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach Co Oil and GUS Exploration*. Springer-Verlag.
- Törő, B., Pratt, B. R. and Renaut, R. W. (2013) 'Seismically induced soft-sediment deformation structures in the Eocene lacustrine Green River Formation (Wyoming, Utah, Colorado, USA)—a preliminary study'.
- Trumbore, S. E. (2000) 'Radiocarbon geochronology', *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*: American Geophysical Union Washington, DC, pp. 582.
- Tylmann, W. (2005) 'Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland)', *Journal of Paleolimnology*, 33(3), pp. 313-325.
- Ughi, A. (2009) *Modelado geofísico integrado en la zona de subducción activa del arco de islas de las Antillas Menores*. MsC, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- Van Daele, M. (2007) *Reflectieseismische studie van een actief dextraal breukensysteem : de Golf van Cariaco, Noordoost-Venezuela*. Master Geologie, Universiteit Gent.
- Van Welden, A. (2007) *Imbricated sedimentary records of earthquake activity and paleoenvironmental changes. Comparative study of different sites: Corinth Gulf (Greece), Shkodra Lake (Albania/Montenegro) and Cariaco Gulf (Venezuela)*. Université de Savoie [Online] Available at: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00261605> (Accessed).
- Viana-Baptista, M., Soares, P., Miranda, J. and Luis, J. (2006) 'Tsunami propagation along Tagus estuary (Lisbon, Portugal) preliminary results', *Science of Tsunami Hazards*, 24(5), pp. 329.
- Vignali, C. M. (1965) 'Estudio geológico de las rocas sedimentarias de Araya', *Geos*, 13, pp. 23-36.
- Von Der Osten, E. (1954) 'Geología de la región de la bahía de Santa Fé (estado Sucre).', *Bol. Geol. Publ. Esp*, 3(8), pp. 123-211.
- Wadge, G. and Shepherd, J. (1984) 'Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone', *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2), pp. 297-304.
- Walters, R. A. and Goff, J. R. (2003) 'Assessing Tsunami Hazard Along the New Zealand Coast', *Science of Tsunami Hazards*, 21, pp. 137-153.
- Wang, M., Zheng, H., Xie, X., Fan, D., Yang, S., Zhao, Q. and Wang, K. (2011) 'A 600-year flood history in the Yangtze River drainage: Comparison between a subaqueous delta and historical records', *Chinese Science Bulletin*, 56(2), pp. 188-195.
- Watanabe, T., Winter, A. and Oba, T. (2001) 'Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and 18 O/16 O ratios in corals', *Marine Geology*, 173(1), pp. 21-35.
- Weber, J. C., Dixon, T. H., DeMets, C., Ambeh, W. B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R. and Pérez, O. (2001) 'GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela', *Geology*, 29(1), pp. 75-78.
- Wehausen, R. and Brumsack, H.-J. (1999) 'Cyclic variations in the chemical composition of eastern Mediterranean Pliocene sediments: a key for understanding sapropel formation', *Mar. Geol.*, 153(1), pp. 161-176.
- Weldeab, S., Emeis, K.-C., Hemleben, C., Schmiedl, G. and Schulz, H. (2003) 'Spatial productivity variations during formation of sapropels S5 and S6 in the Mediterranean Sea: evidence from Ba contents', *Palaeogeogr. Palaeocl.*, 191(2), pp. 169-190.
- Wetzler, N., Marco, S. and Heifetz, E. (2010) 'Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments', *Geology*, 38(4), pp. 303-306.
- Wheeler, R. L. (2002) 'Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis', *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, pp. 1-12.
- Wright, A. (1984) 'Sediment Distribution And Depositional Processes Operating In The Lesser Antilles Intraoceanic Island Arc, Eastern Caribbean', *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 78A*, pp. 301-324.
- Wüst, G. 'On the stratification and the circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean basins An abstract'. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*: Elsevier, 165-187.
- Young, R. A. (1975) *Flow and sediment properties influencing erosion of fine-grained marine sediments: Sea floor and laboratory experiments*. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.

Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G. J., Lourens, L. J. and Reichart, G. J. (2008) 'Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores', *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5), pp. 1-6.

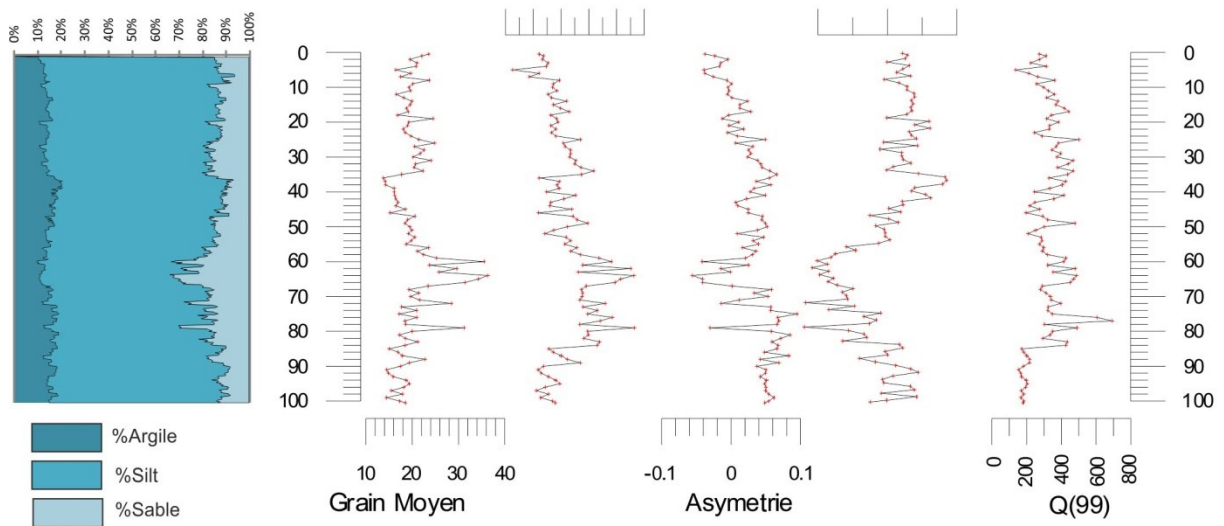
ANNEXE 1

Profils de distribution granulométrique du Golfe de Cariaco Paramètres
obtenues par le granulomètre laser MALVERN™ Sizer2000 Grain moyen,
Classement, Asymétrie Kurtosis et Q99

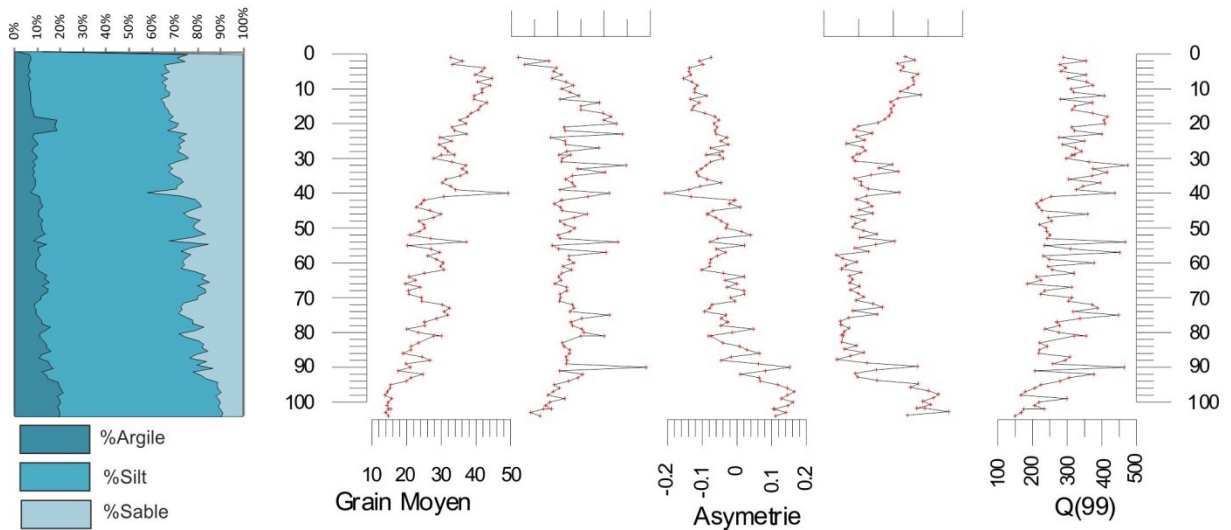
Cariac-09-05B



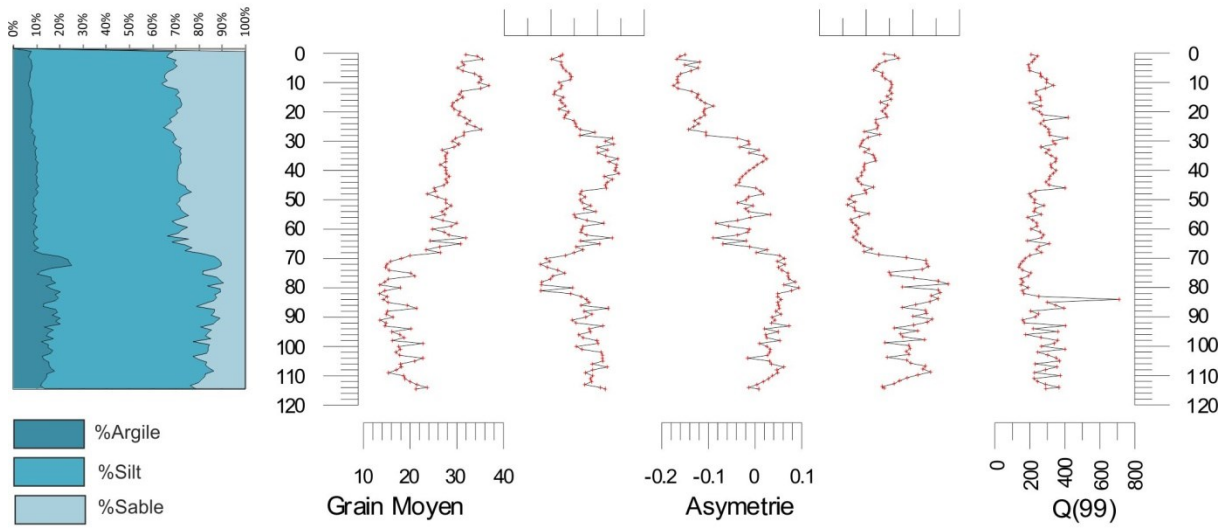
Cariac-09-07



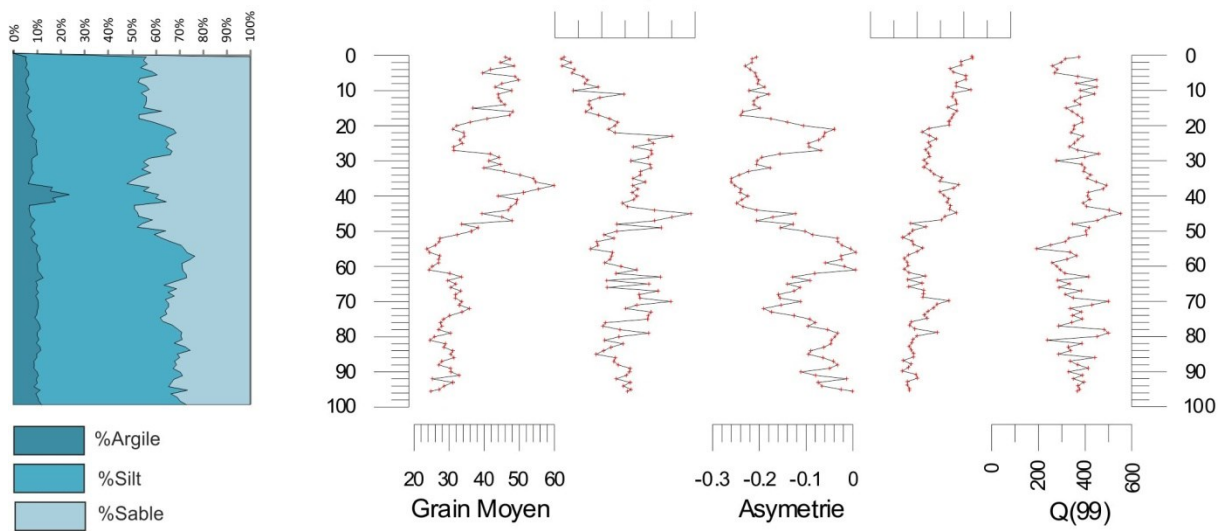
Cariac-09-10



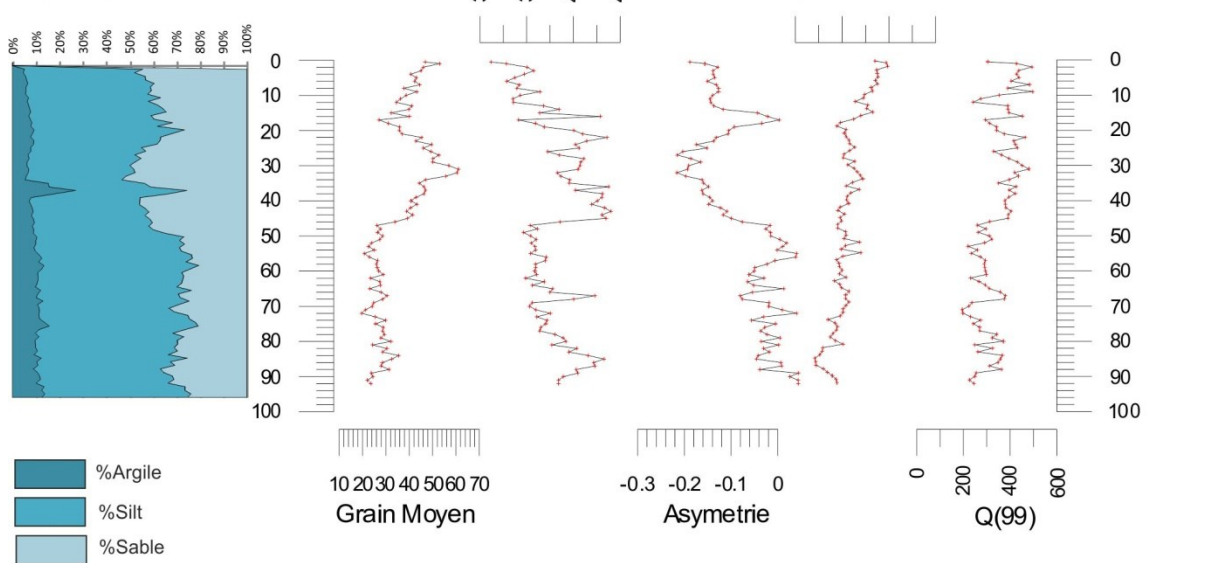
Cariac-09-12

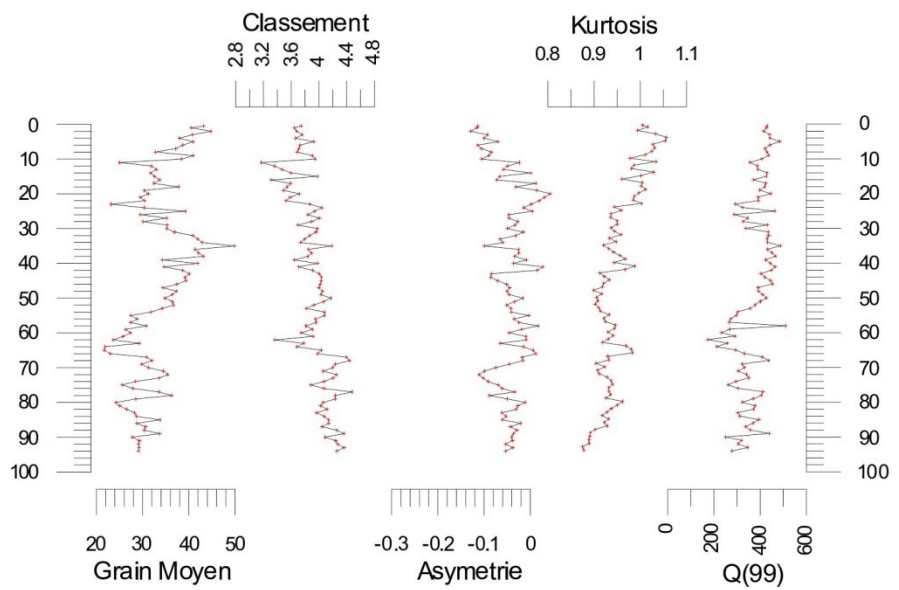
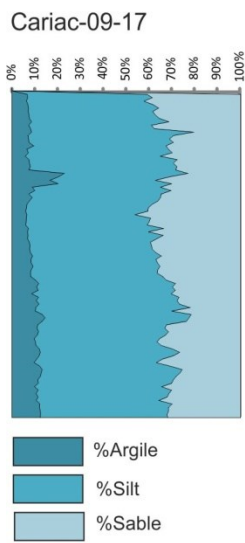
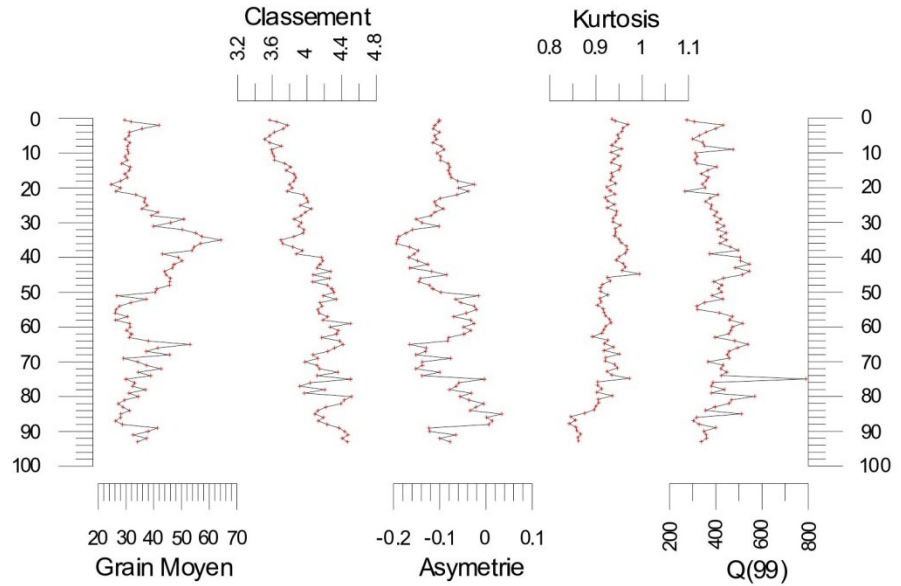
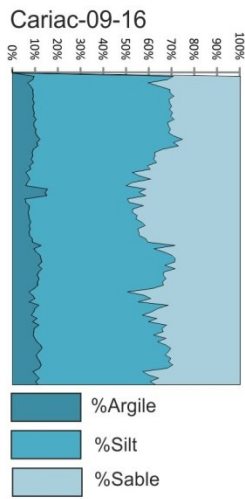
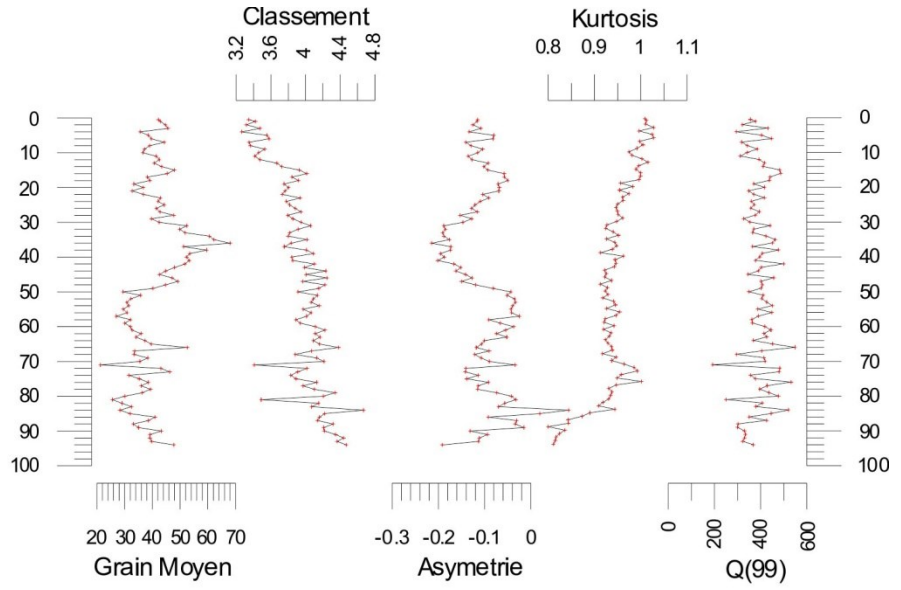
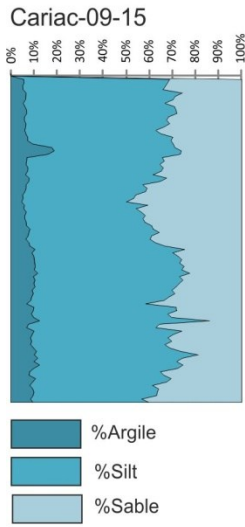


Cariac-09-13

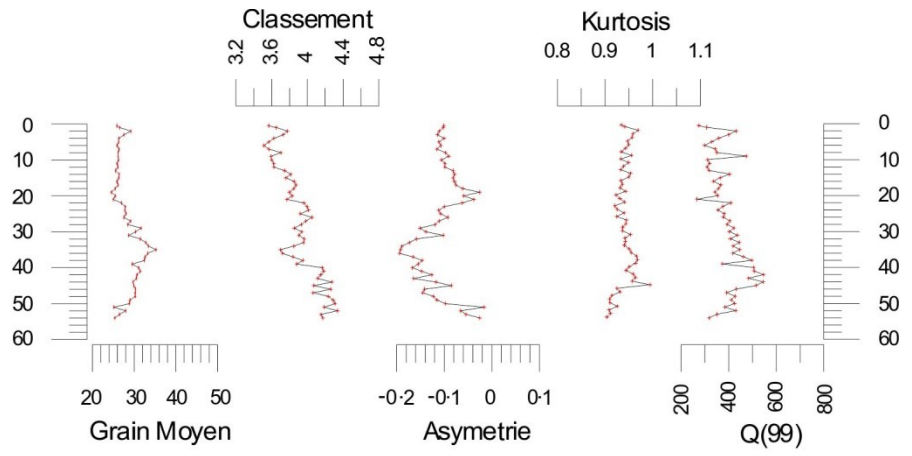
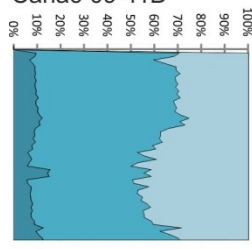


Cariac-09-14





Cariac-09-11B



ANNEXE 2

Diffractogrammes

Paramètres de mesure: Anode Material: Cu

K-Alpha1 [Å]: 1,54060

K-Alpha2 [Å]: 1,54443

K-Beta [Å]: 1,39225

K-A2 / K-A1 Ratio: 0,50000

Generator Settings: 10 mA, 10 kV

Diffractometer Type: PW3710

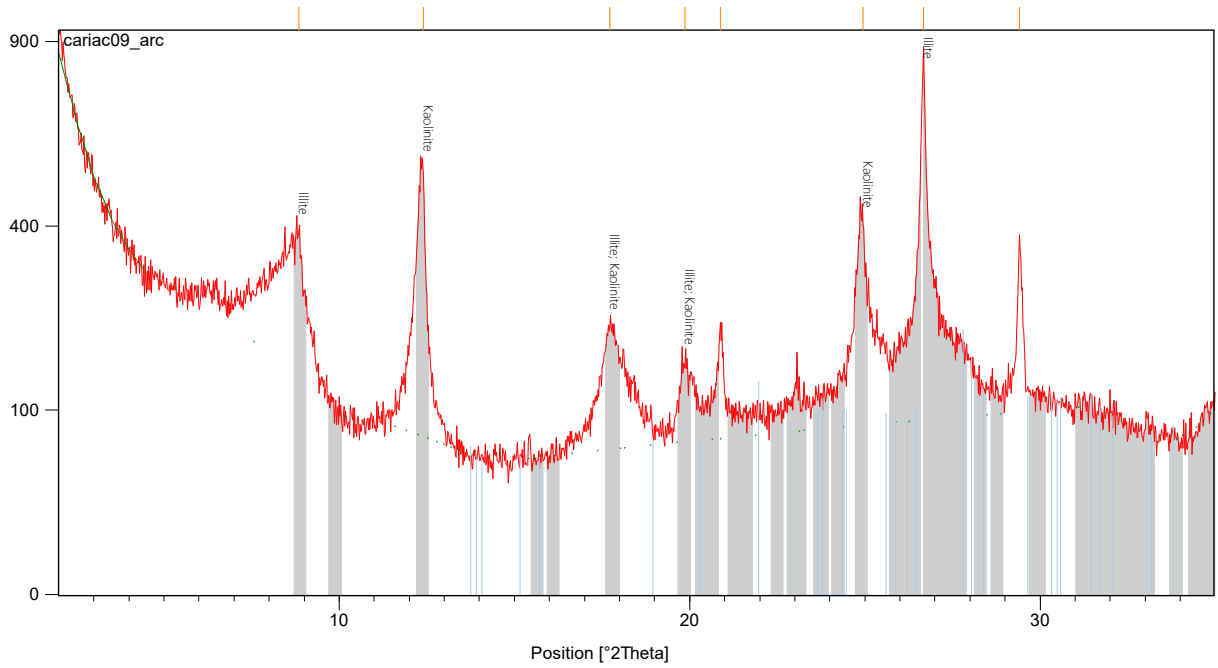
Goniometer Radius [mm]: 173,00

Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]: 91,00

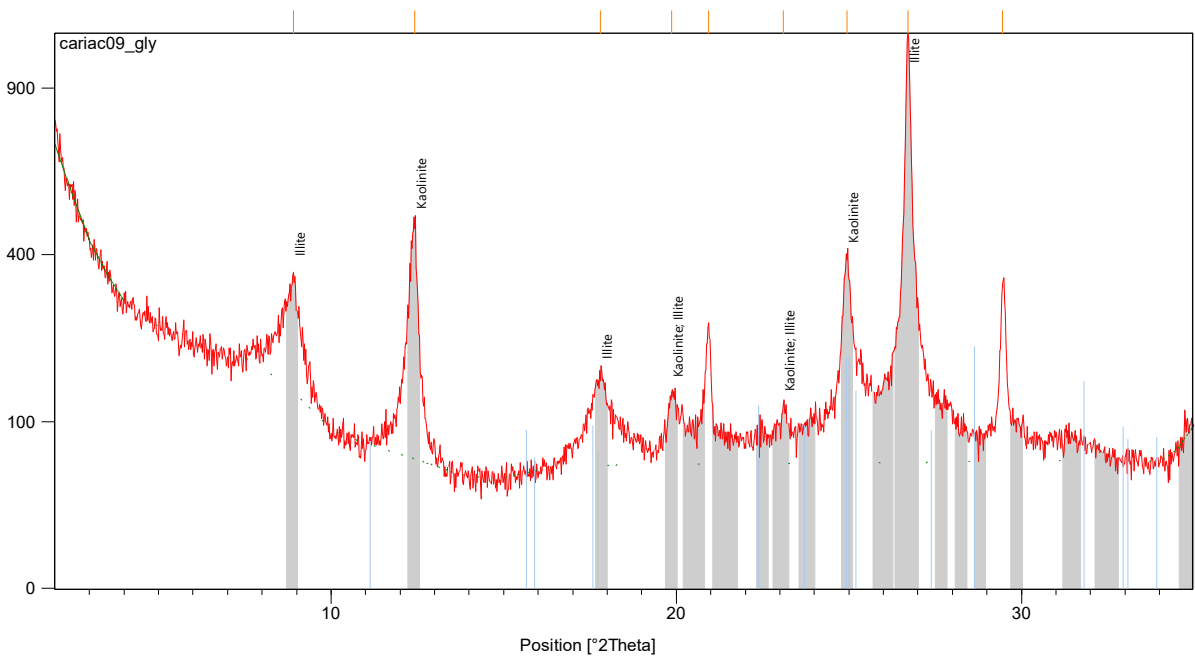
rt: analyse sur sédiment total

arc: analyse de la fraction argile

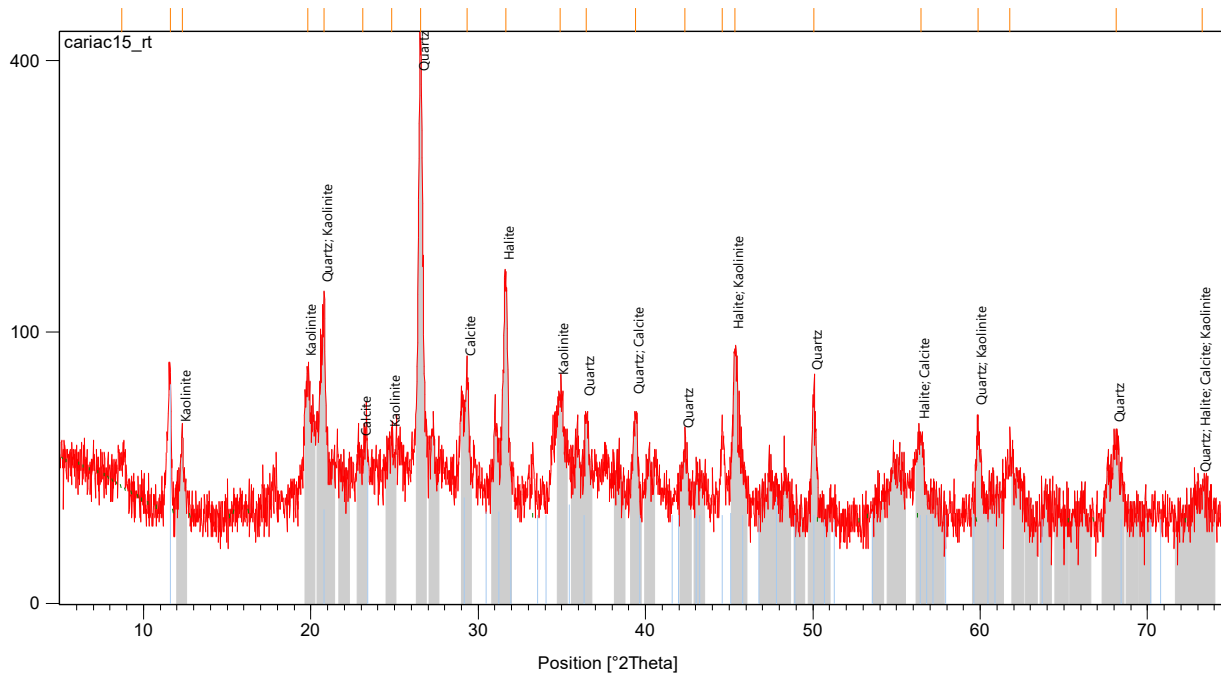
gly: analyse de la fraction argile avec éthylène glycol



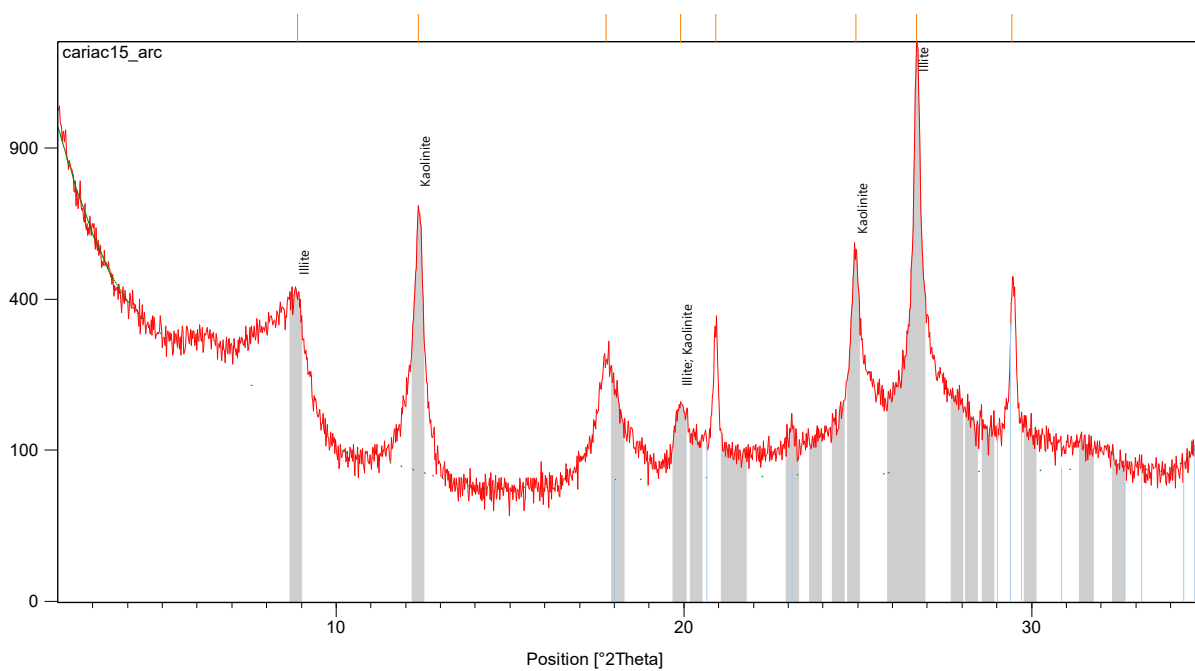
Annexe.2. 1 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 5cm de profondeur. Fraction fine séparé par centrifugation du sédiment du faciès autochtone.



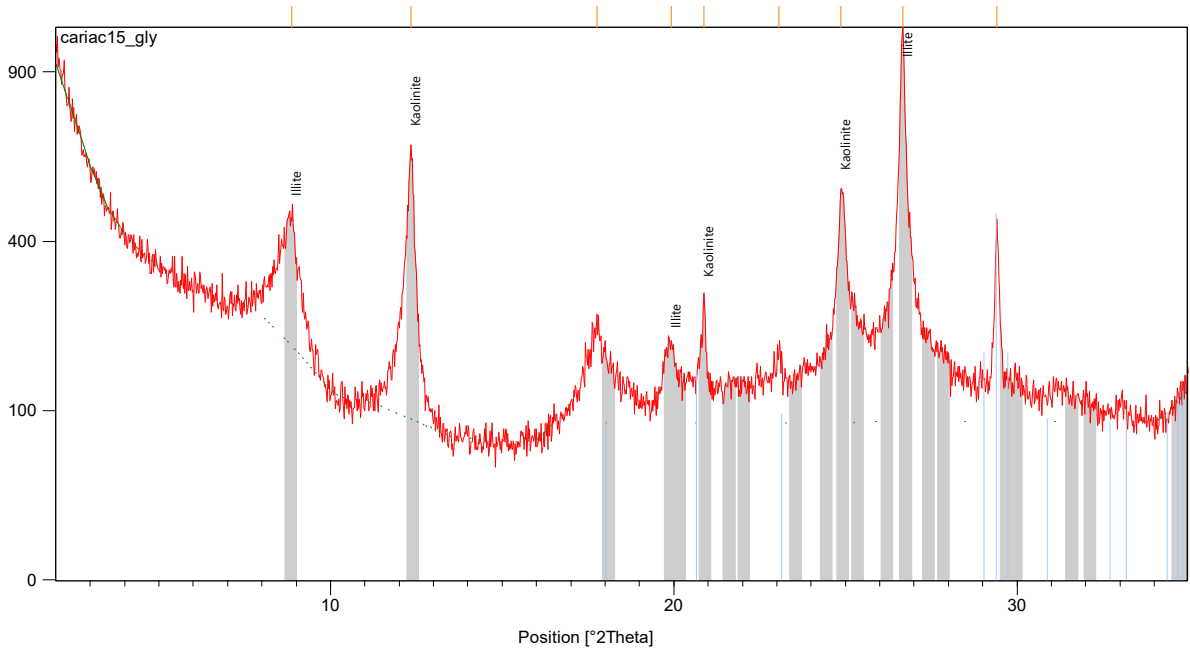
Annexe.2. 2 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 5cm de profondeur. Séparation après solvation aux vapeurs d'éthylène glycol du sédiment du faciès autochtone



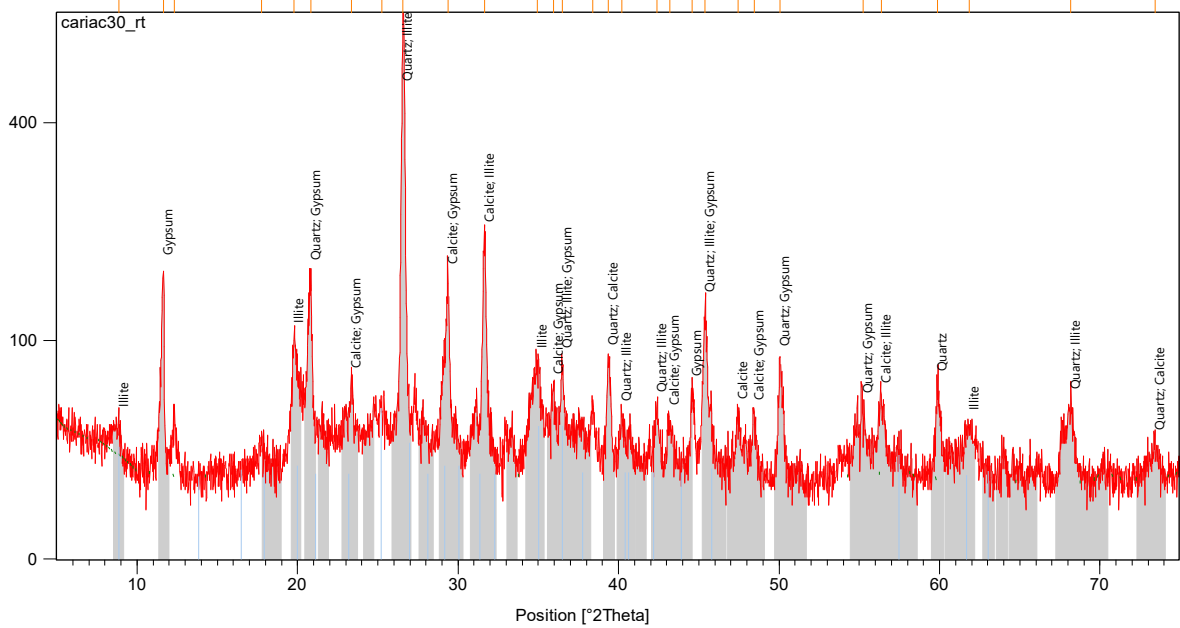
Annexe.2. 3 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 15cm de profondeur.



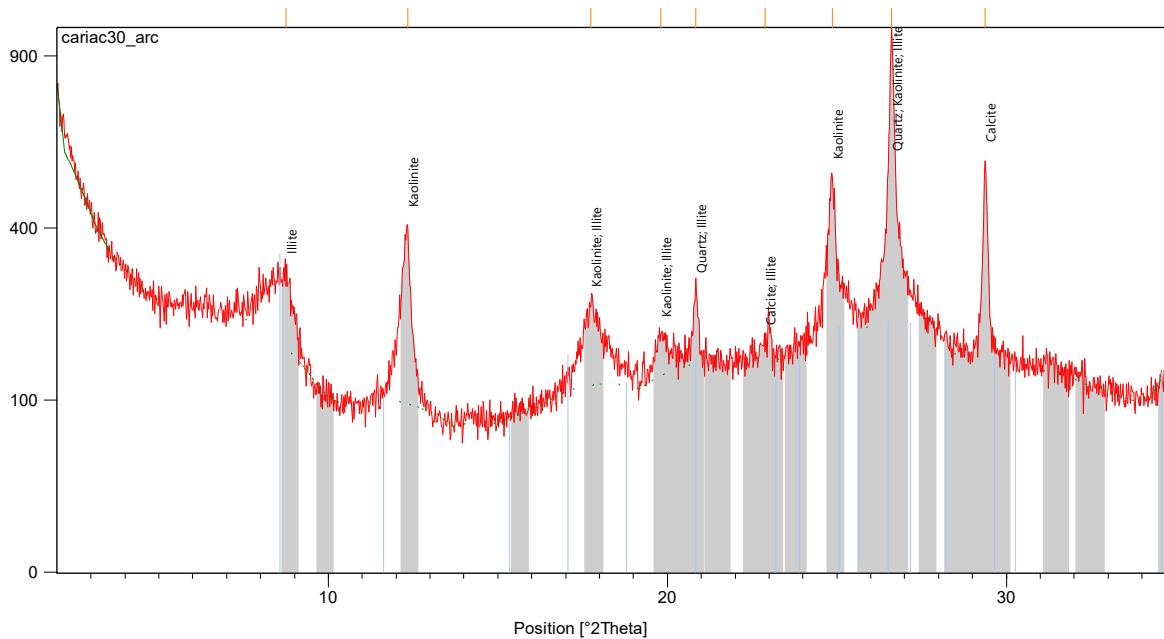
Annexe.2. 4 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 15cm de profondeur. Fraction fine séparé par centrifugation du sédiment du faciès autochtone



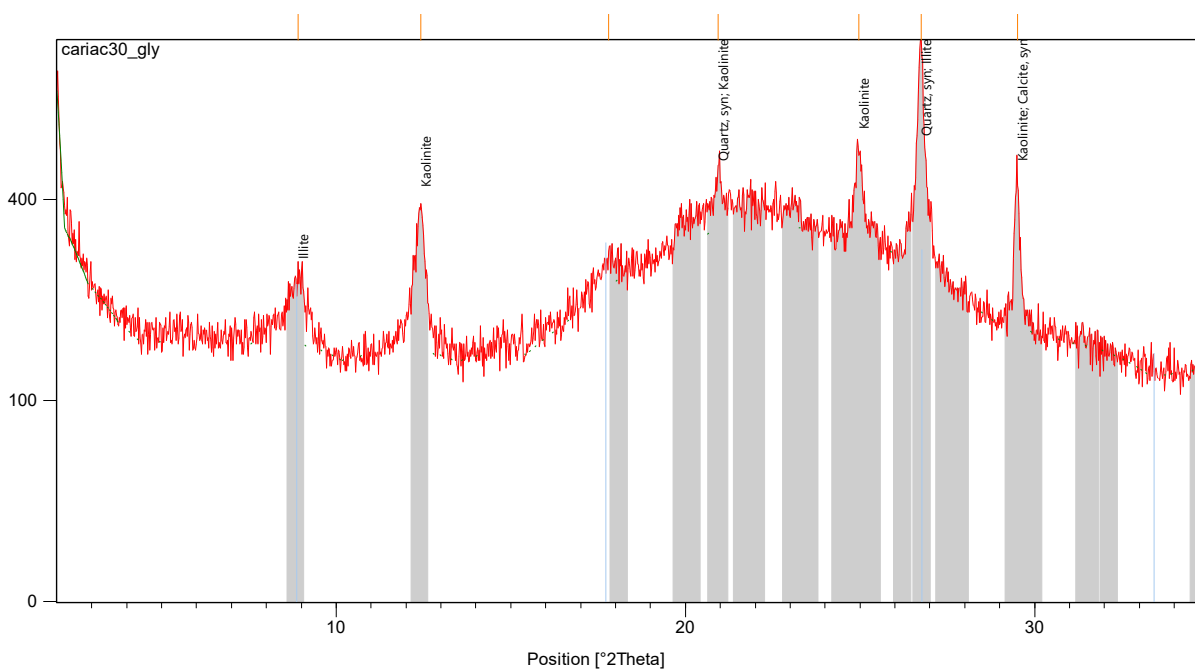
Annexe.2. 5 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 15cm de profondeur. Séparation après solvation aux vapeurs d'éthylène glycol du sédiment du faciès autochtone.



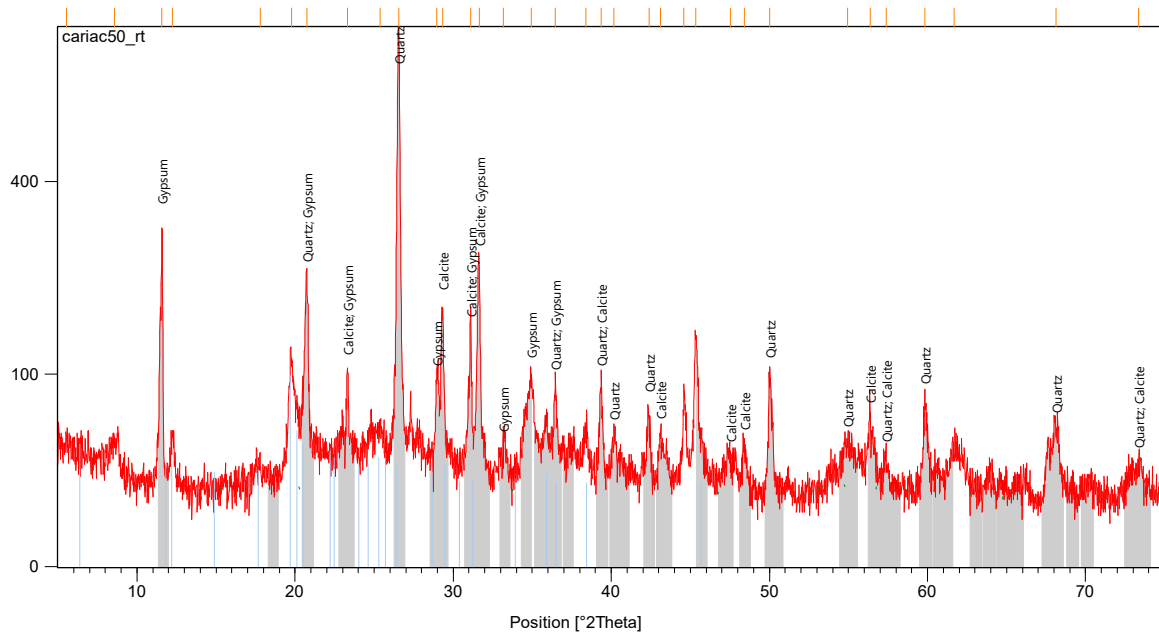
Annexe.2. 6 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 30cm de profondeur.



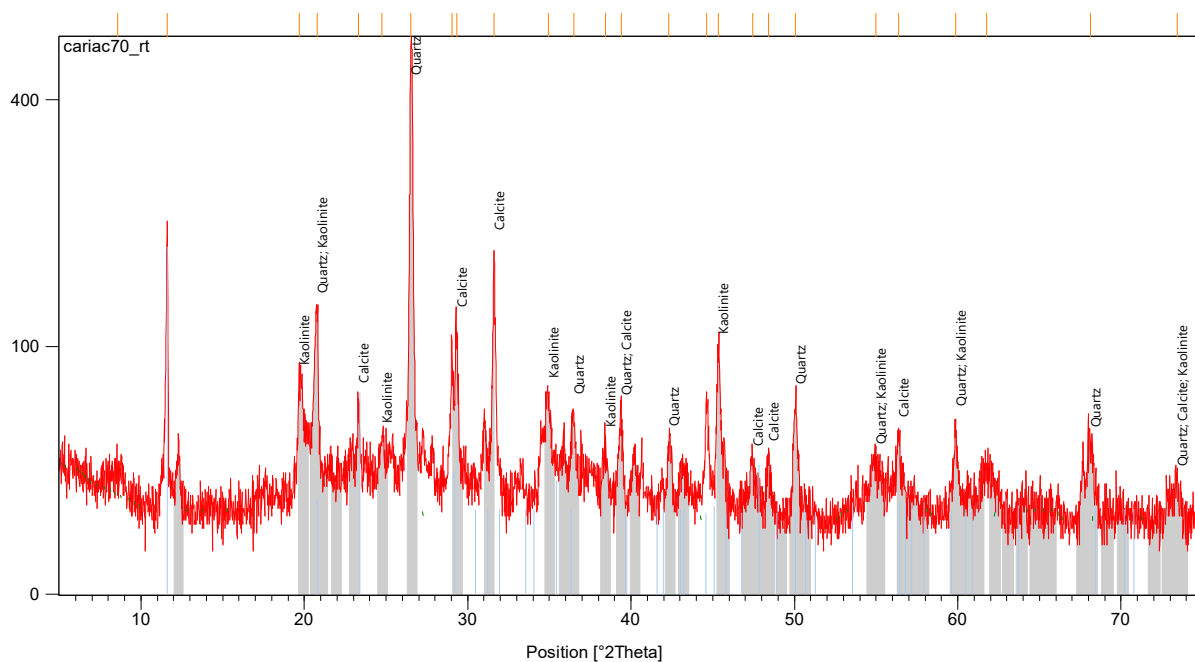
Annexe.2. 7 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 30cm de profondeur. Fraction fine séparé par centrifugation du sédiment du faciès autochtone.



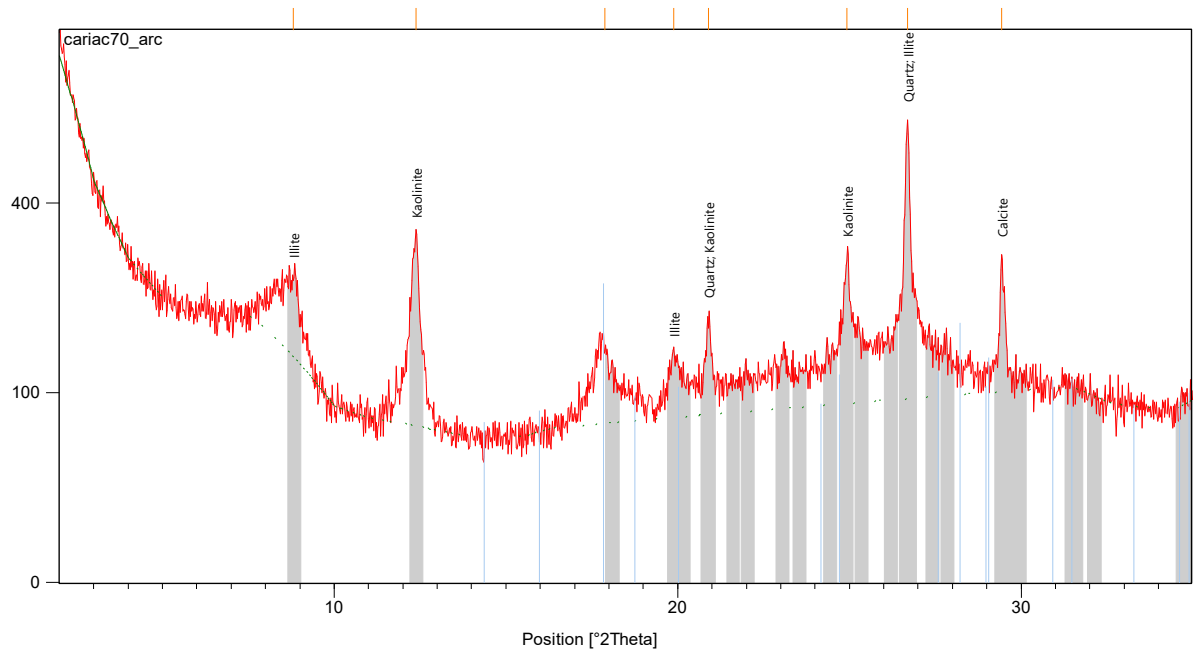
Annexe.2. 8 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 30cm de profondeur. Séparation après solvation aux vapeurs d'éthylène glycol du sédiment du faciès autochtone.



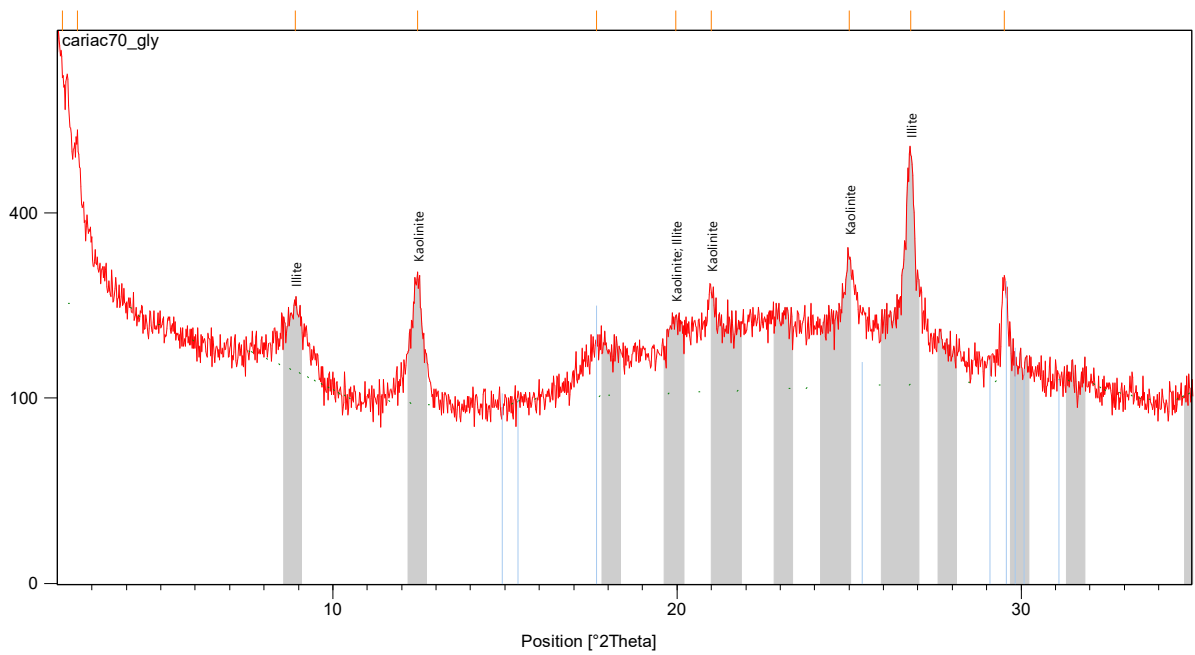
Annexe.2. 9 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 50cm de profondeur.



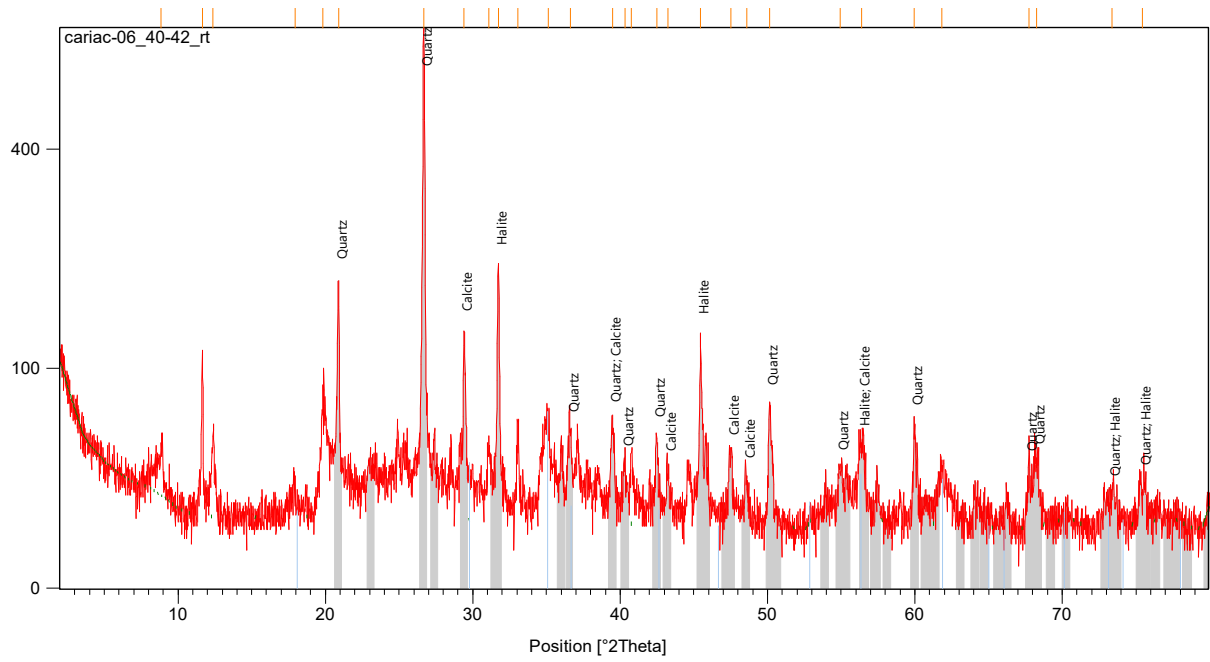
Annexe.2. 10 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-05b à 70cm de profondeur.



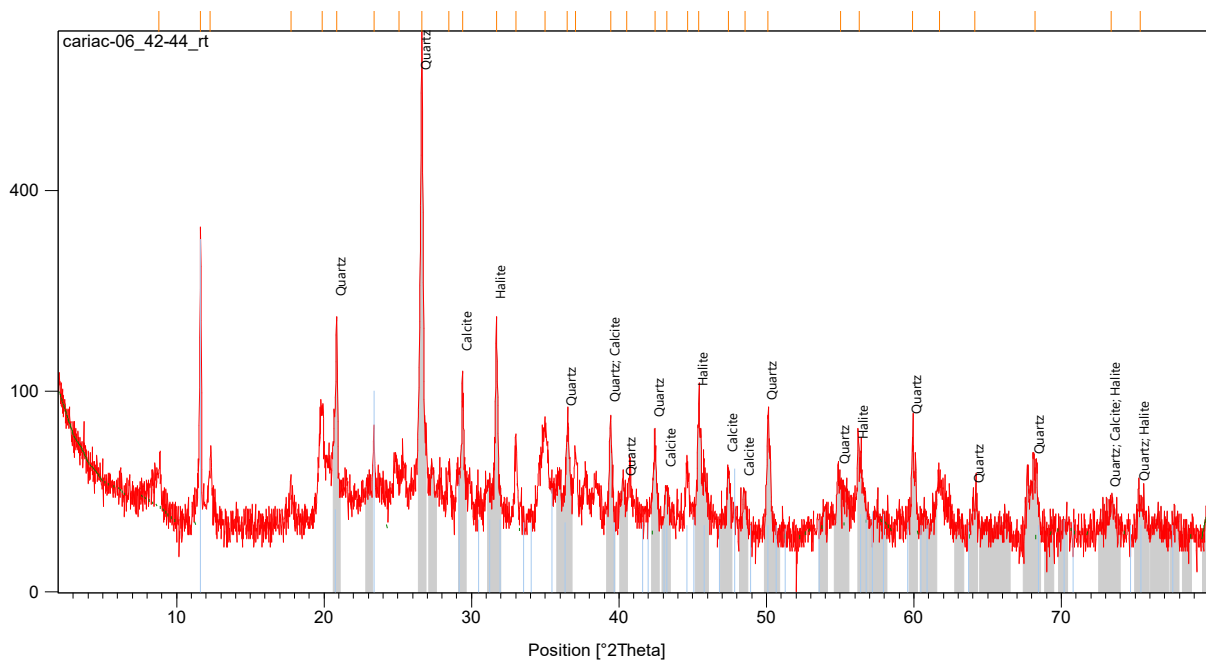
Annexe.2. 11 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 70cm de profondeur. Fraction fine séparé par centrifugation du sédiment du faciès autochtone.



Annexe.2. 12 Diffractogramme de la fraction d'argile de l'échantillon prélevé de la carotte Cariat-09-05b à 70cm de profondeur. Séparation après solvation aux vapeurs d'éthylène glycol du sédiment du faciès autochtone.



Annexe.2. 13 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-06 à 41cm de profondeur.

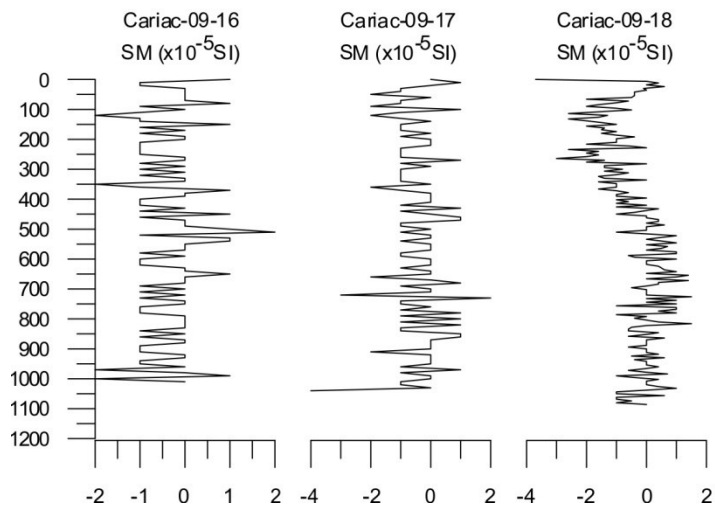
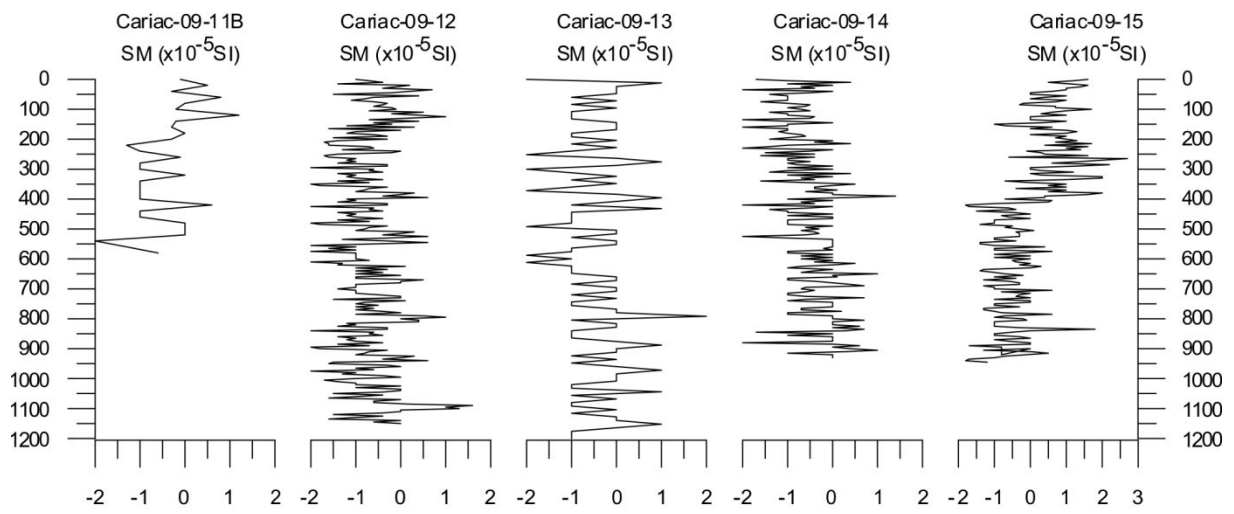
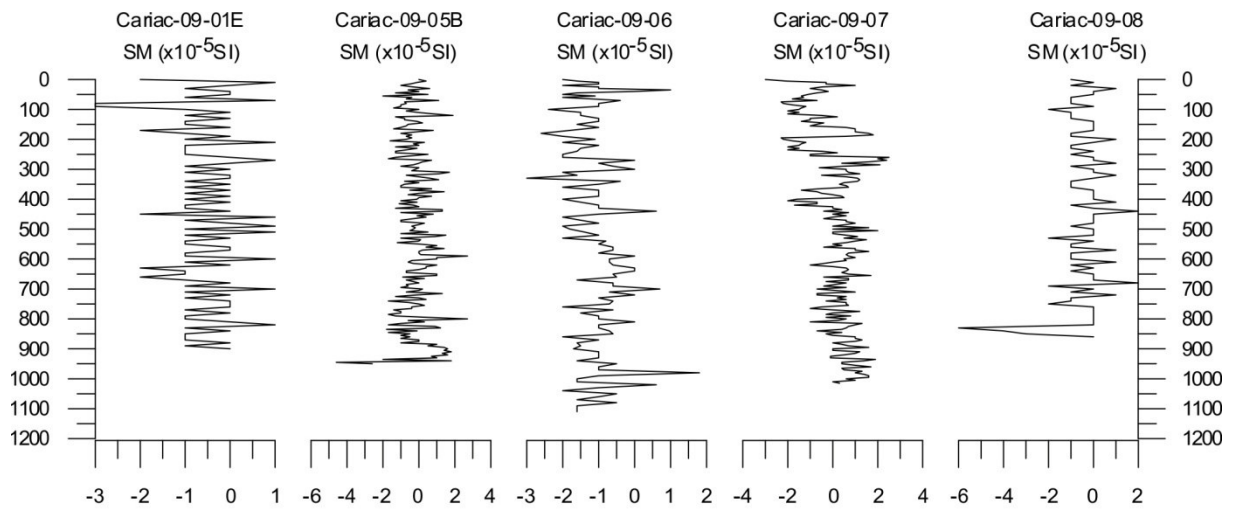


Annexe.2. 14 Diffractogramme sur sédiment total du faciès autochtone. Échantillon prélevé de la carotte Cariac-09-06 à 43cm de profondeur

ANNEXE 3

Profils de susceptibilité magnétique:

Équipement BARTINGTON™ MS2



ANNEXE 4

Matrices de corrélation des dendrogramme

Matrice de similarité																
	%COT	%CaCO3	% Trg	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Br	Rb	Sr	Zr
%COT	1															
%CaCO3	0,463	1														
% Trg	-0,784	-0,823	1													
Al	-0,144	-0,21	0,21	1												
Si	-0,108	-0,225	0,202	0,969	1											
S	-0,025	-0,274	0,214	-0,21	-0,09	1										
Cl	0,141	0,005	-0,03	-0,74	-0,63	0,76	1									
K	-0,239	-0,339	0,353	0,908	0,931	-0,03	-0,56	1								
Ca	0,066	-0,054	0,032	0,14	0,276	0,112	0,106	0,239	1							
Ti	-0,306	-0,268	0,342	0,862	0,819	-0,25	-0,7	0,897	0,019	1						
Mn	-0,061	-0,148	0,168	0,215	0,204	-0,02	-0,12	0,209	0,053	0,24	1					
Fe	-0,465	-0,431	0,544	0,684	0,686	0,014	-0,41	0,857	0,156	0,848	0,179	1				
Br	0,488	0,651	-0,64	0,042	-0,04	-0,44	-0,29	-0,15	-0,24	-0	-0,08	-0,28	1			
Rb	-0,458	-0,508	0,608	0,294	0,271	0,237	-0,04	0,473	-0,05	0,472	0,16	0,606	-0,38	1		
Sr	0,123	-0,029	0,015	-0,36	-0,23	0,291	0,53	-0,21	0,751	-0,41	0	-0,16	-0,29	-0,04	1	
Zr	-0,516	-0,428	0,581	0,339	0,317	0,156	-0,15	0,49	-0,05	0,581	0,175	0,684	-0,28	0,624	-0,14	1

Annexe.4. 1 Matrice de similarité du dendrogramme de la carotte Cariat-09-06

Matrice de similarité															
	%COT	% CaCO3	%Trg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Br	Rb	Sr	Zr
%COT	1														
% CaCO3	-0,27	1													
%Trg	-0,52	-0,516	1												
Al	-0,33	0,457	-0,14	1											
Si	-0,41	0,518	-0,14	0,975	1										
S	-0,68	0,662	-0	0,622	0,728	1									
K	-0,59	0,421	0,064	0,854	0,886	0,762	1								
Ca	-0,62	0,41	0,143	0,583	0,669	0,72	0,744	1							
Ti	-0,39	0,211	0,046	0,631	0,645	0,389	0,801	0,552	1						
Mn	0,062	-0,128	-0,09	-0,02	0,008	-0,1	0,058	0,089	0,134	1					
Fe	-0,34	0,34	-0,12	0,672	0,687	0,491	0,835	0,437	0,829	0,227	1				
Br	0,477	-0,321	-0,09	-0,08	-0,17	-0,57	-0,16	-0,33	0,139	0,35	0,11	1			
Rb	-0,21	-0,096	0,165	0,067	0,069	0,027	0,362	0,142	0,555	0,181	0,6	0,188	1		
Sr	-0,61	0,22	0,296	0,285	0,376	0,559	0,566	0,85	0,393	0,14	0,332	-0,27	0,322	1	
Zr	-0,38	-0,089	0,252	0,222	0,232	0,143	0,469	0,443	0,532	0,197	0,409	0,097	0,364	0,482	1

Annexe.4. 2 Matrice de similarité du dendrogramme de la carotte Cariac-09-05b.

Matrice de similarité

	%COT	% CaCO3	%Trg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Br	Rb	Sr	Zr
%COT	1															
% CaCO3	0,03	1														
%Trg	-0,68	-0,705	1													
Al	-0,37	-0,178	0,39	1												
Si	-0,36	-0,157	0,38	0,979	1											
Cl	0,255	0,126	-0,3	-0,84	-0,88	1										
K	-0,39	-0,089	0,37	0,867	0,913	-0,84	1									
Ca	-0,44	-0,323	0,52	0,619	0,68	-0,62	0,66	1								
Ti	-0,33	-0,03	0,29	0,805	0,836	-0,75	0,94	0,5	1							
Cr	-0,04	-0,257	0,22	0,097	0,111	-0,04	0,08	0,2	0,09	1						
Mn	0,079	-0,056	-0	-0,14	-0,13	0,11	-0,1	-0,1	-0	0,22	1					
Fe	-0,36	-0,025	0,3	0,723	0,743	-0,63	0,87	0,5	0,92	0,07	-0,05	1				
Br	0,648	0,296	-0,7	-0,42	-0,42	0,4	-0,4	-0,6	-0,3	-0,2	0,087	-0,4	1			
Rb	-0,52	-0,035	0,39	0,251	0,245	-0,17	0,4	0,2	0,44	0,1	-0	0,45	-0,3	1		
Sr	-0,53	-0,415	0,63	0,342	0,376	-0,31	0,3	0,8	0,14	0,12	-0,19	0,19	-0,7	0,09	1	
Zr	-0,5	-0,244	0,51	0,44	0,408	-0,3	0,47	0,3	0,53	0,08	-0	0,65	-0,4	0,51	0,3	1

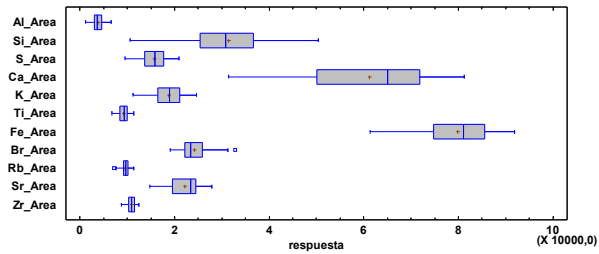
Annexe.4. 3 Matrice de similarité du dendrogramme de la carotte Cariac-09-10

Matrice de similarité																
	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Br	Rb	Sr	Zr	COT	CaCO ₃	Trg
Al	1															
Si	0,98	1														
S	0,937	0,924	1													
Cl	-0,89	-0,92	-0,81	1												
K	0,922	0,917	0,918	-0,78	1											
Ca	0,541	0,591	0,535	-0,51	0,555	1										
Ti	0,834	0,843	0,863	-0,76	0,866	0,312	1									
Mn	0,122	0,084	0,132	-0,04	0,099	0,059	0,182	1								
Fe	0,733	0,707	0,772	-0,55	0,902	0,361	0,8	0,189	1							
Br	-0,11	-0,19	-0,06	0,289	-0,13	-0,21	-0,2	0,159	-0,04	1						
Rb	0,46	0,392	0,523	-0,23	0,637	0,115	0,517	0,253	0,792	0,339	1					
Sr	0,272	0,311	0,283	-0,18	0,418	0,807	0,109	-0,01	0,375	-0,13	0,296	1				
Zr	0,255	0,34	0,221	-0,42	0,188	0,145	0,373	0,065	0,078	-0,67	-0,29	-0,12	1			
COT	0,064	0,025	0,099	-0,02	-0,03	0,072	-0,11	0,078	-0,11	0,485	0,051	-0,08	-0,27	1		
CaCO₃	0,228	0,227	0,2	-0,21	0,107	0,343	0,019	-0,19	-0,11	0,118	-0,12	0,07	-0,07	0,534	1	
Trg	-0,17	-0,14	-0,16	0,135	-0,02	-0,26	0,069	0,059	0,164	-0,34	0,093	-0,01	0,2	-0,82	-0,888	1

Annexe.4. 4 Matrice de similarité du dendrogramme de la carotte Cariac-09-18

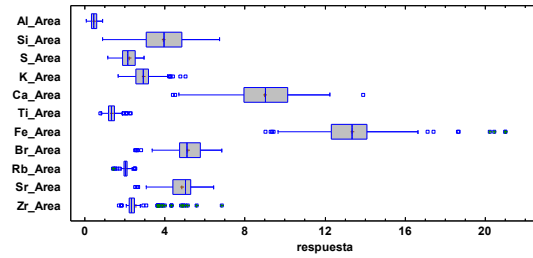
Diagrammes type "boîtes à moustaches"

Gráfico Caja y Bigotes



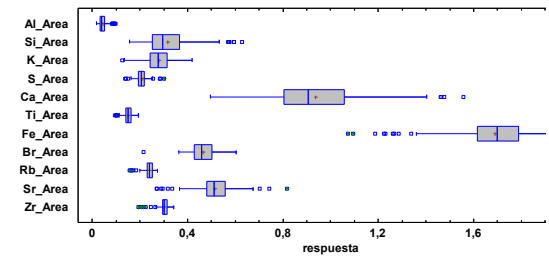
Cariac-09-05B

Gráfico Caja y Bigotes



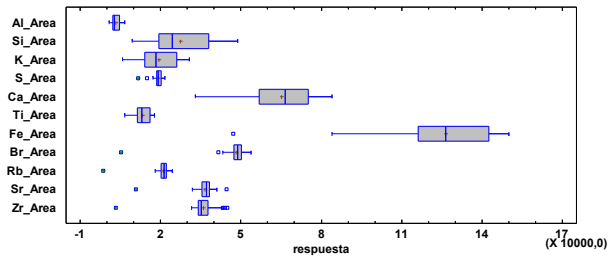
Cariac-09-06

Gráfico Caja y Bigotes



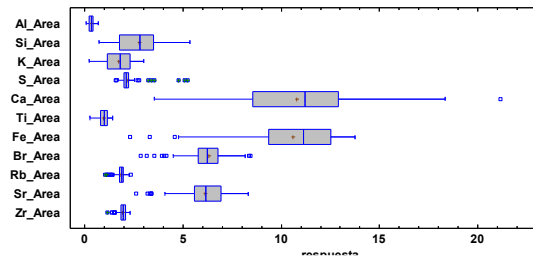
Cariac-09-10

Gráfico Caja y Bigotes



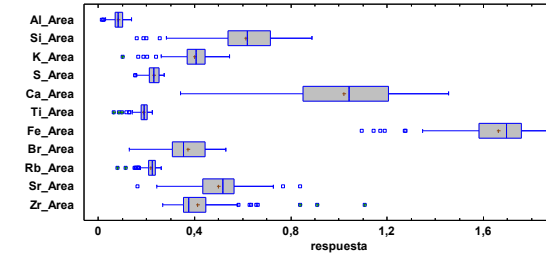
Cariac-11B

Gráfico Caja y Bigotes



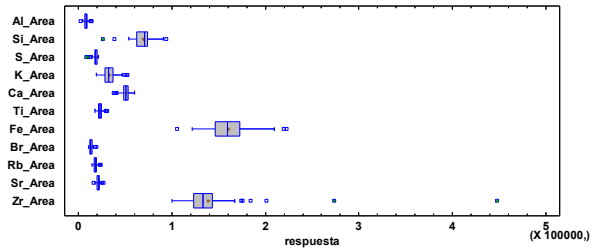
Cariac-09-15

Gráfico Caja y Bigotes



Cariac-09-18

Gráfico Caja y Bigotes



Cariac-09-19

ANNEXE 5

Analyses statistiques des données.

Profils FRX (semi-quantitatives)

Analyse de facteurs

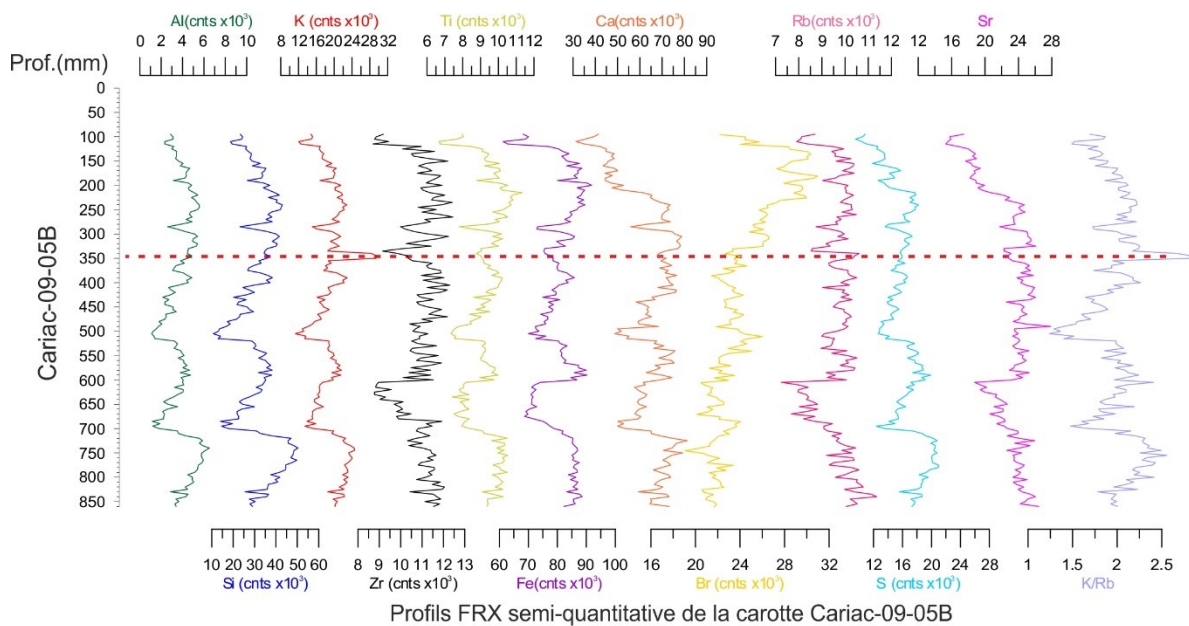
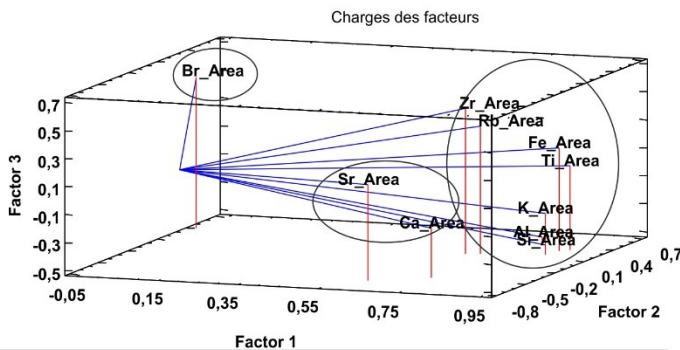
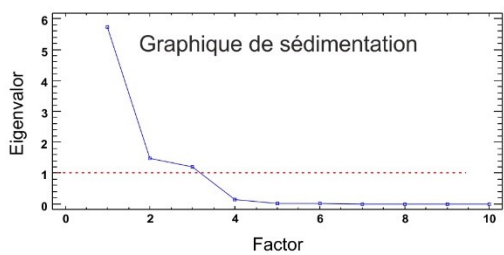
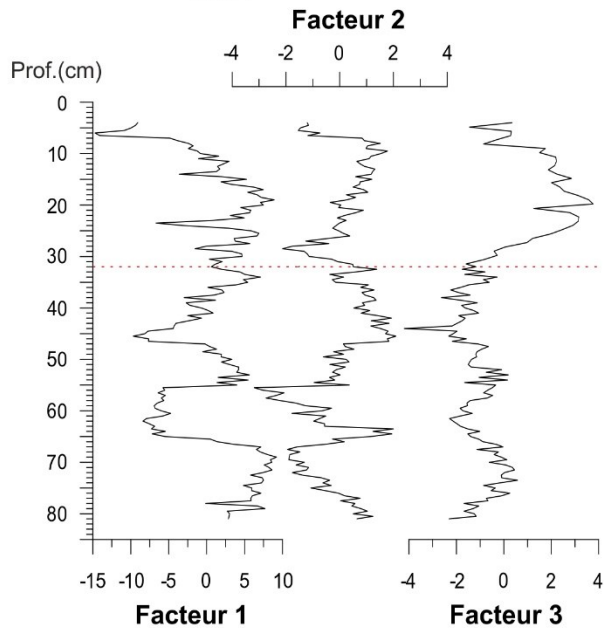


Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.



	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
Al_Area	0,90	0,05	-0,31
Si_Area	0,93	0,08	-0,32
K_Area	0,92	0,05	-0,18
Ca_Area	0,49	0,76	-0,09
Ti_Area	0,97	0,00	-0,07
Fe_Area	0,95	0,07	0,08
Br_Area	0,05	-0,44	0,51
Rb_Area	0,73	-0,29	0,56
Sr_Area	-0,15	0,90	0,35
Zr_Area	0,65	-0,01	0,62

Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs



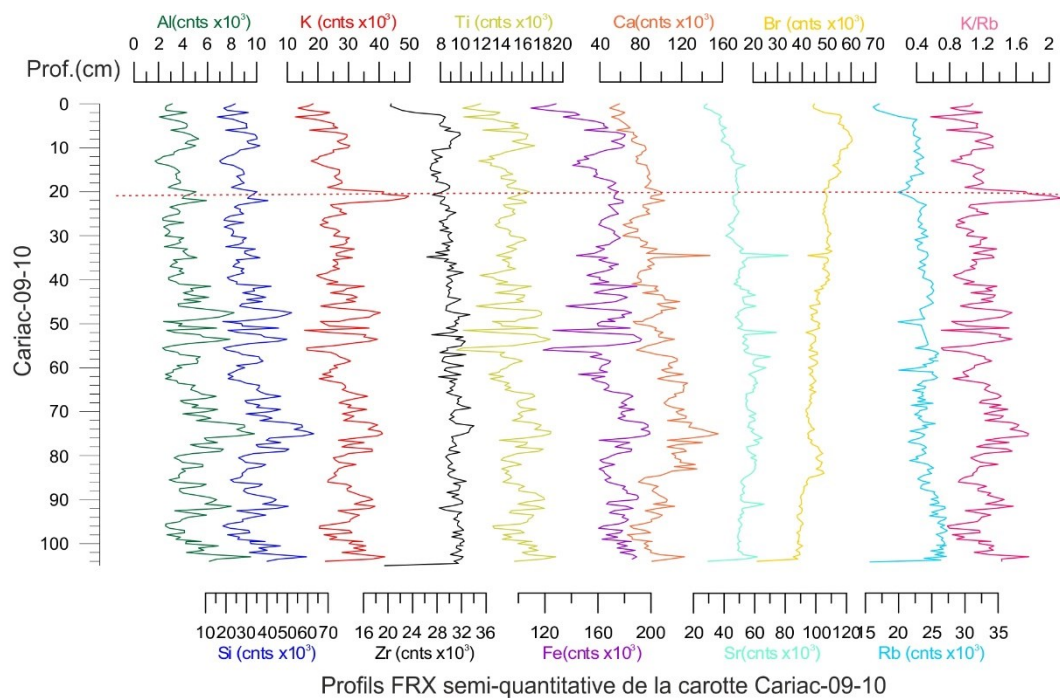
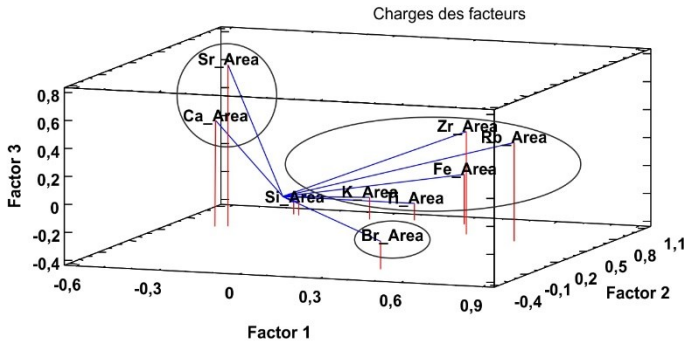
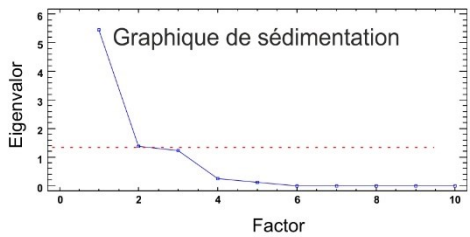
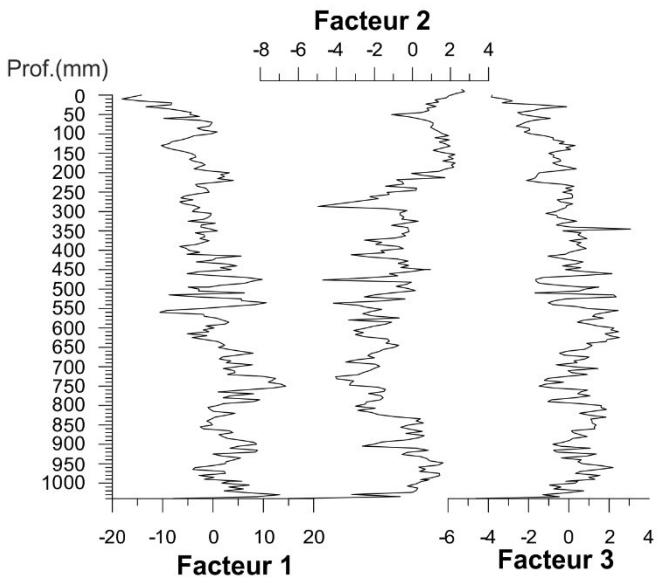


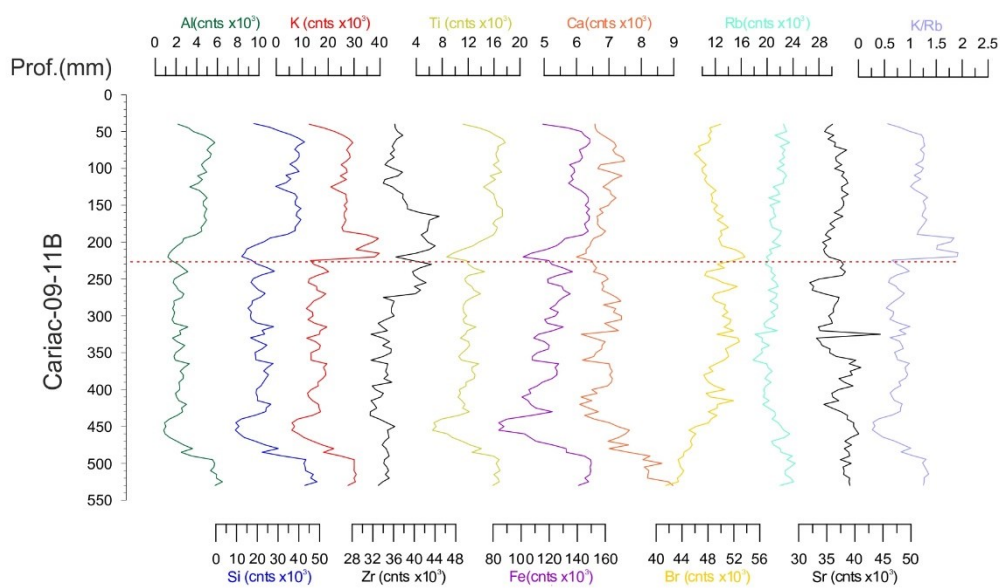
Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.



	Facteur 1	Fctateur 2	Facteur 3
Al_Area	0,862	-0,255	-0,305
Si_Area	0,890	-0,281	-0,313
K_Area	0,871	0,003	-0,244
Ca_Area	0,499	-0,514	0,546
Ti_Area	0,889	0,163	-0,278
Fe_Area	0,869	0,356	-0,045
Br_Area	-0,395	0,596	-0,205
Rb_Area	0,527	0,666	0,304
Sr_Area	0,523	-0,392	0,762
Zr_Area	0,622	0,454	0,336

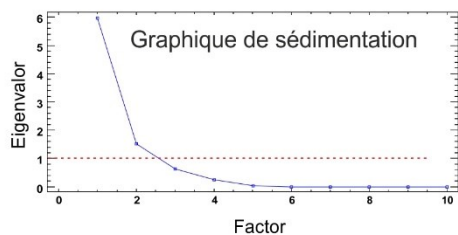
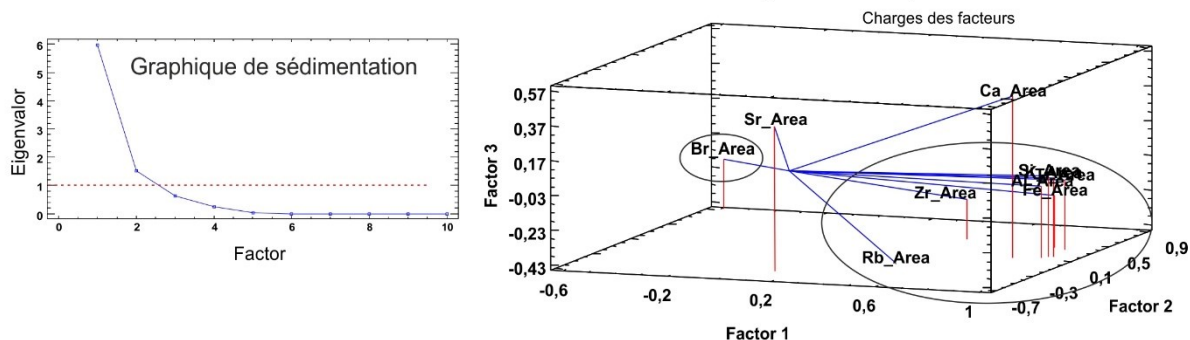
Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs





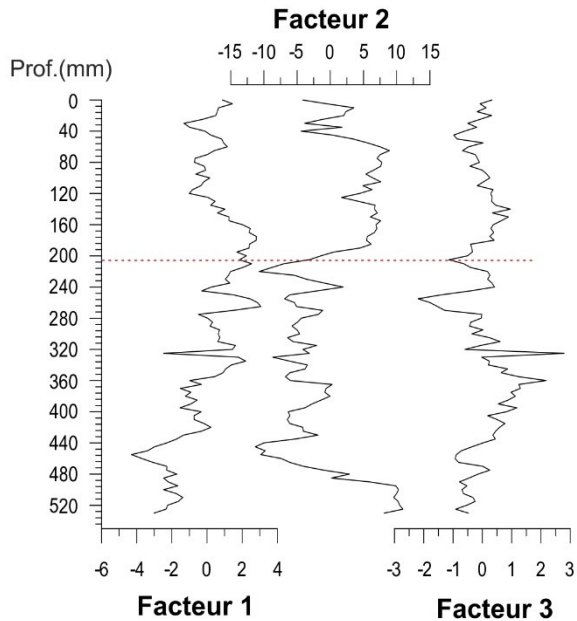
Profils FRX semi-quantitative de la carotte Cariac-09-11B

Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.

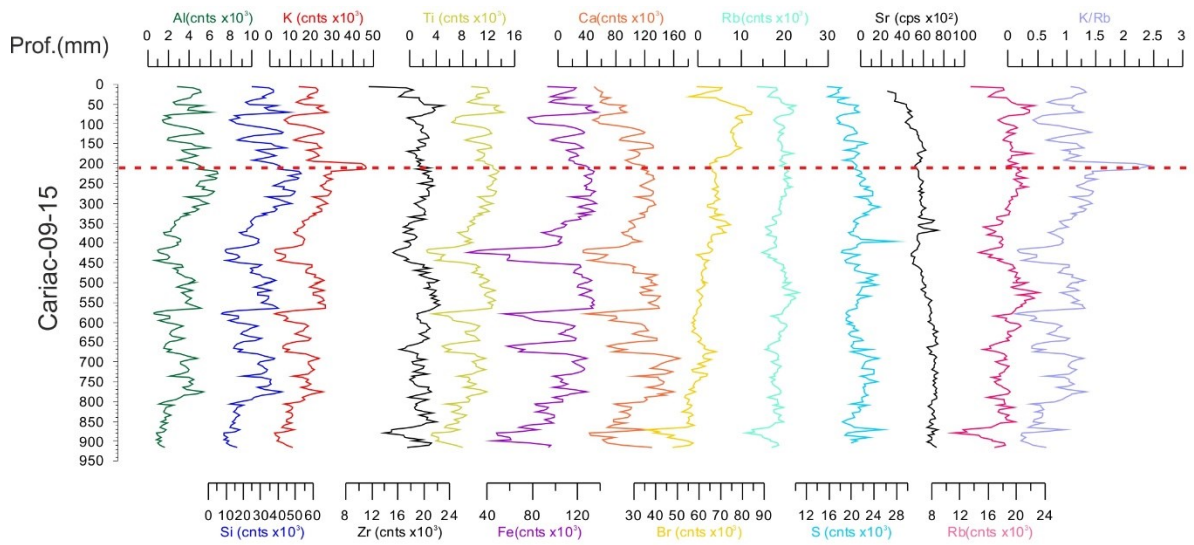


	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
Al_Area	0,961	0,018	-0,013
Si_Area	0,974	0,052	0,035
K_Area	0,990	0,066	0,022
Ca_Area	0,860	-0,008	0,504
Ti_Area	0,962	0,256	-0,031
Fe_Area	0,914	0,284	-0,132
Br_Area	-0,549	0,808	0,235
Rb_Area	0,513	-0,290	-0,426
Sr_Area	0,168	-0,621	0,476
Zr_Area	0,592	0,386	-0,197

Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs



Profils de facteurs de la carotte Cariac-09-11B



Profils FRX semi-quantitative de la carotte Cariac-09-15B

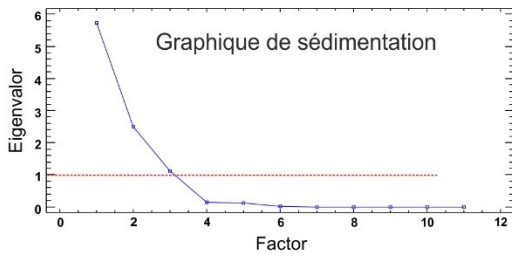
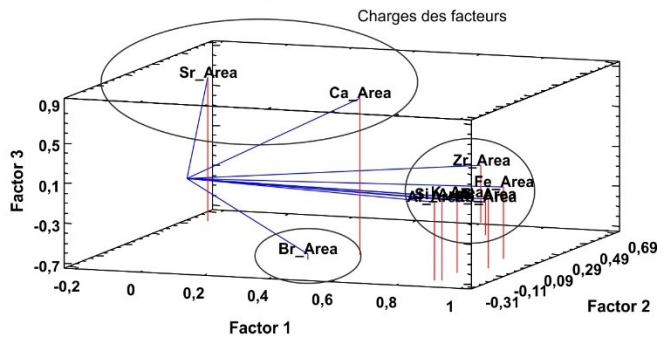
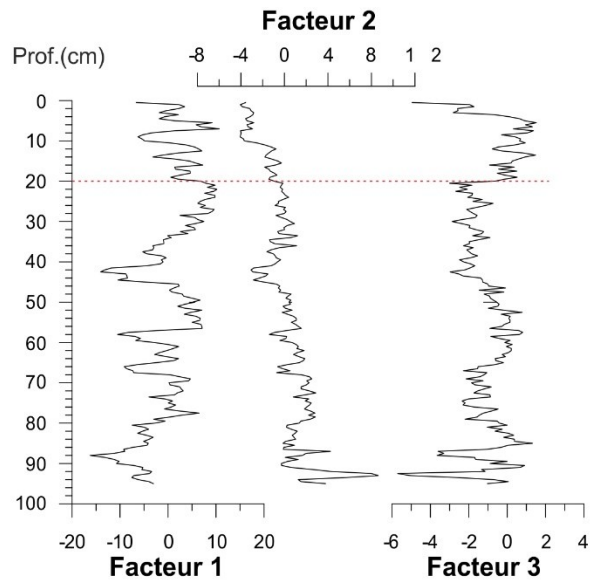


Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.



	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
Al_Area	0,904	0,046	-0,315
Si_Area	0,926	0,084	-0,317
K_Area	0,916	0,049	-0,180
Ca_Area	0,494	0,765	-0,093
Ti_Area	0,971	0,004	-0,071
Fe_Area	0,946	0,073	0,075
Br_Area	0,052	-0,641	0,414
Rb_Area	0,734	-0,287	0,556
Sr_Area	-0,151	0,896	0,349
Zr_Area	0,625	-0,006	0,654

Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs



Profils de facteurs de la carotte Cariac-09-15

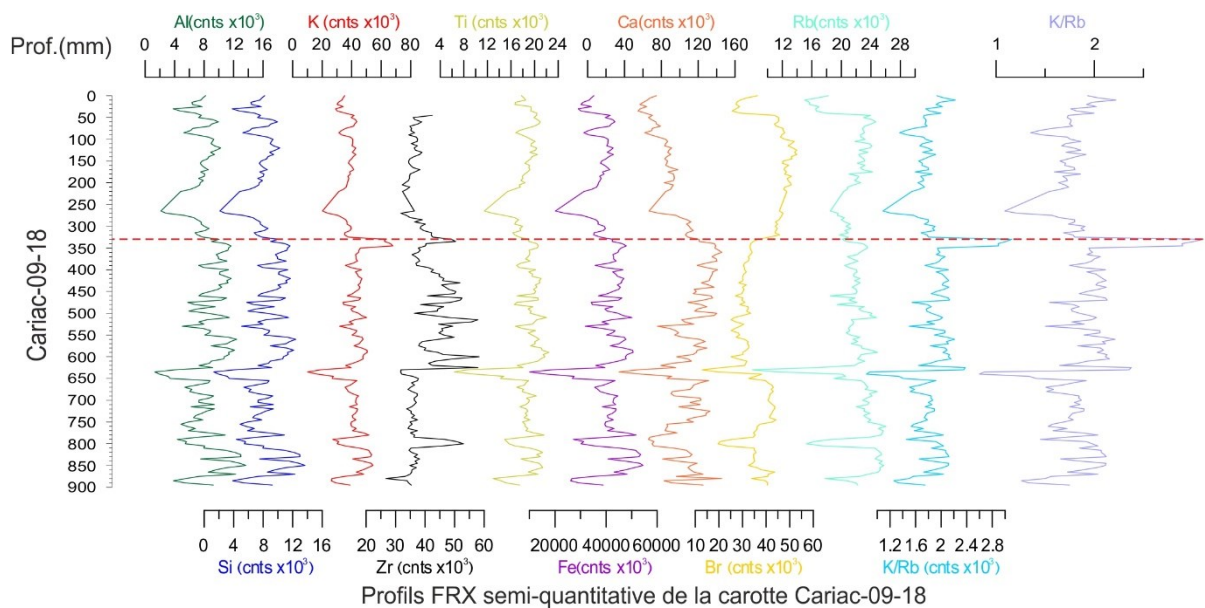
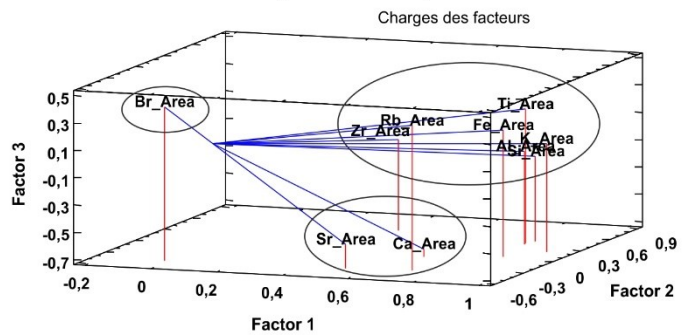
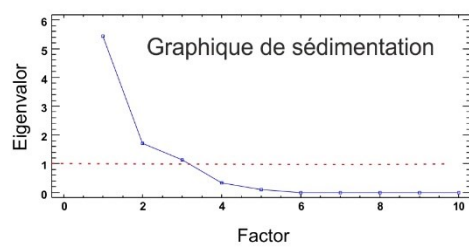
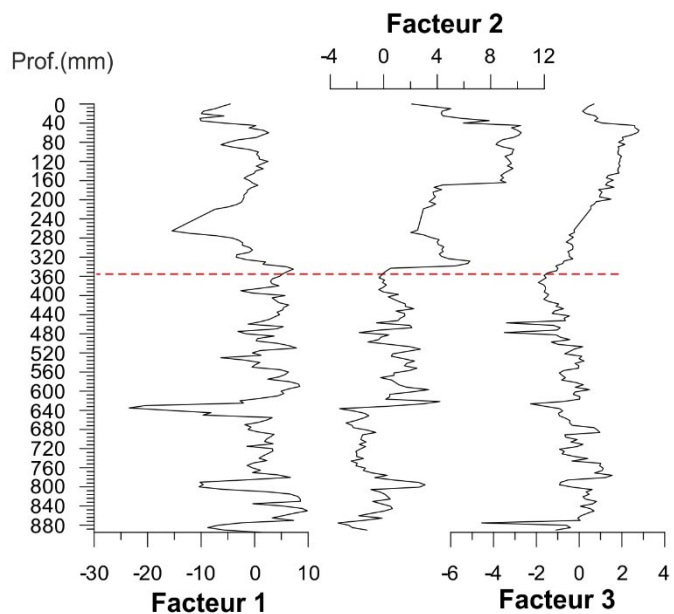


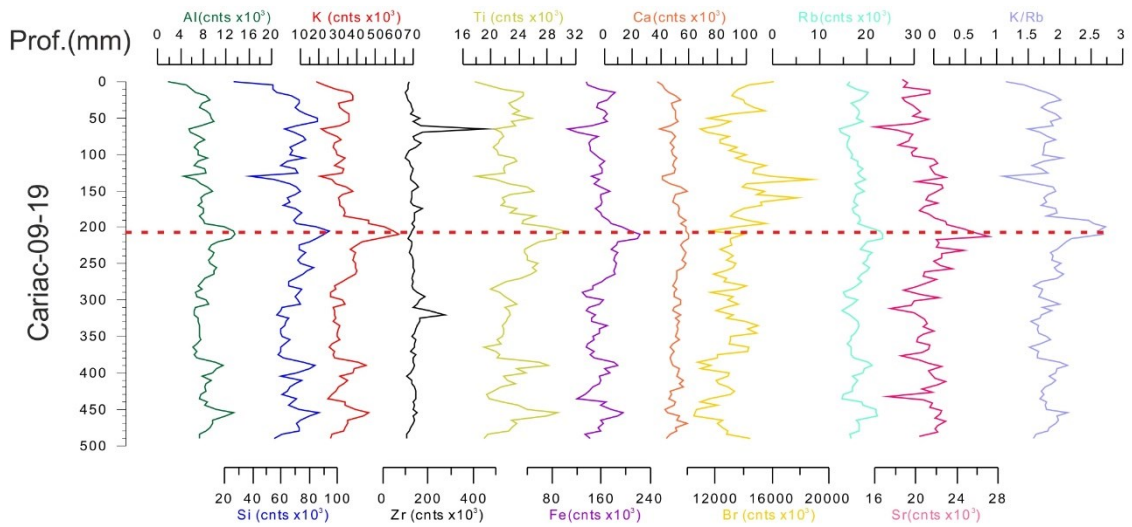
Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.



	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
Al_Area	0,897	-0,124	0,034
Si_Area	0,899	-0,214	0,132
K_Area	0,996	-0,038	-0,094
Ca_Area	0,545	0,382	0,686
Ti_Area	0,844	-0,434	-0,222
Fe_Area	0,883	0,043	-0,282
Br_Area	-0,283	0,432	-0,550
Sr_Area	0,343	0,542	0,631
Zr_Area	0,917	-0,119	0,234
Rb_Area	0,620	0,417	-0,496

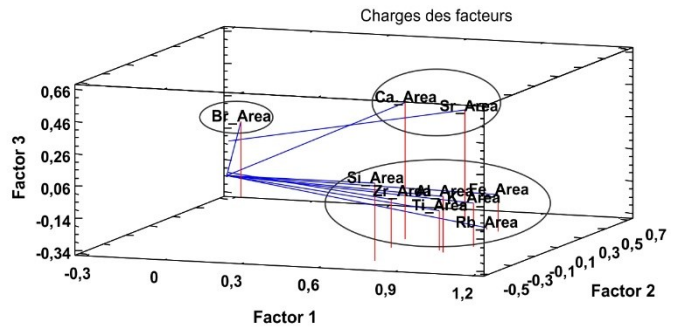
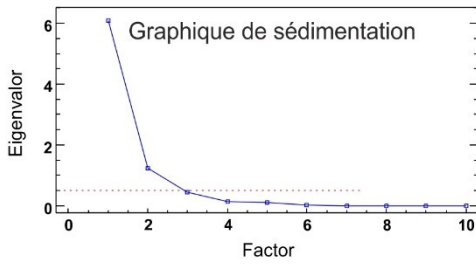
Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs





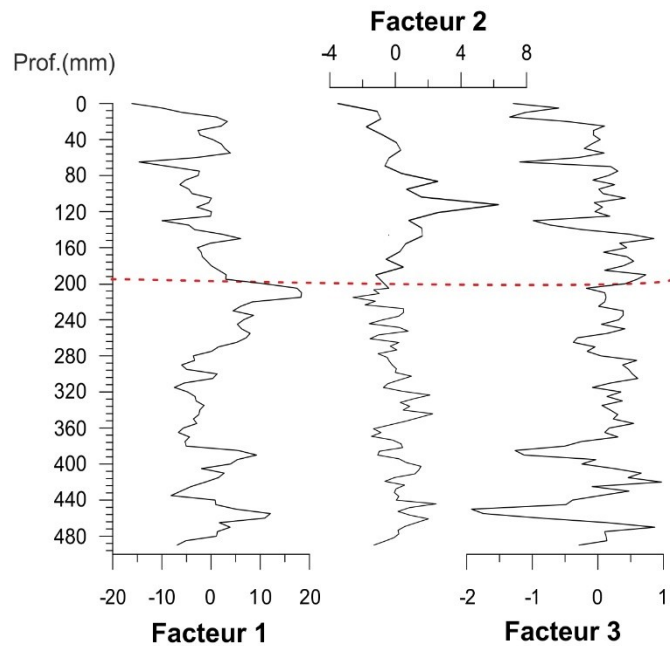
Profils FRX semi-quantitative de la carotte Cariac-09-19

Diagramme de projection 3D des charges à partir de l'analyse de facteurs.



	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
Al_Area	0,941	-0,215	-0,013
Si_Area	0,778	-0,442	-0,145
K_Area	0,992	-0,069	0,071
Ca_Area	0,690	0,012	-0,609
Ti_Area	0,906	-0,168	0,096
Fe_Area	0,942	0,249	0,107
Br_Area	-0,239	0,653	-0,132
Sr_Area	0,731	0,432	-0,633
Rb_Area	0,884	0,283	0,332
Zr_Area	0,756	-0,450	0,038

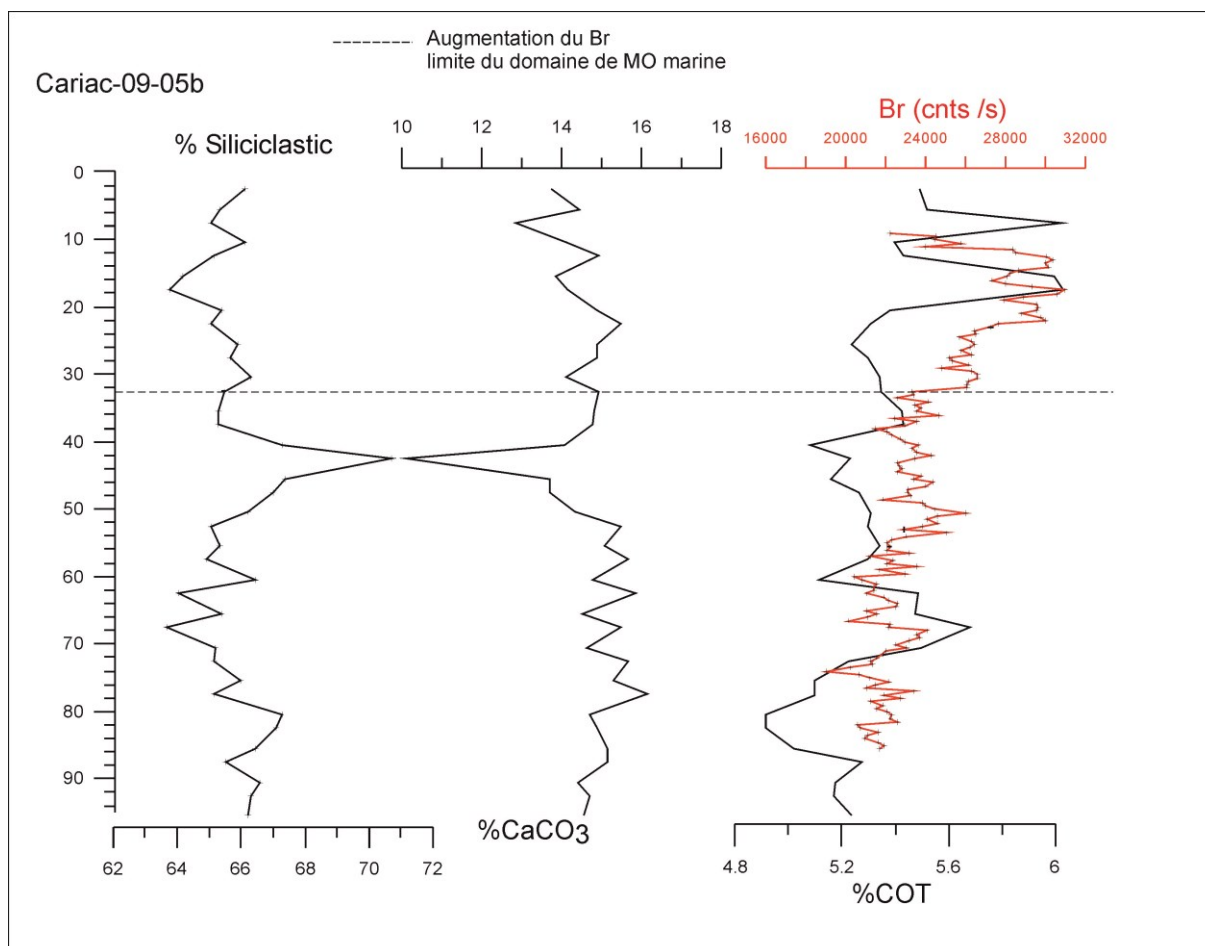
Coefficients de corrélation des éléments avec les facteurs



Profils de facteurs de la carotte Cariac-09-19

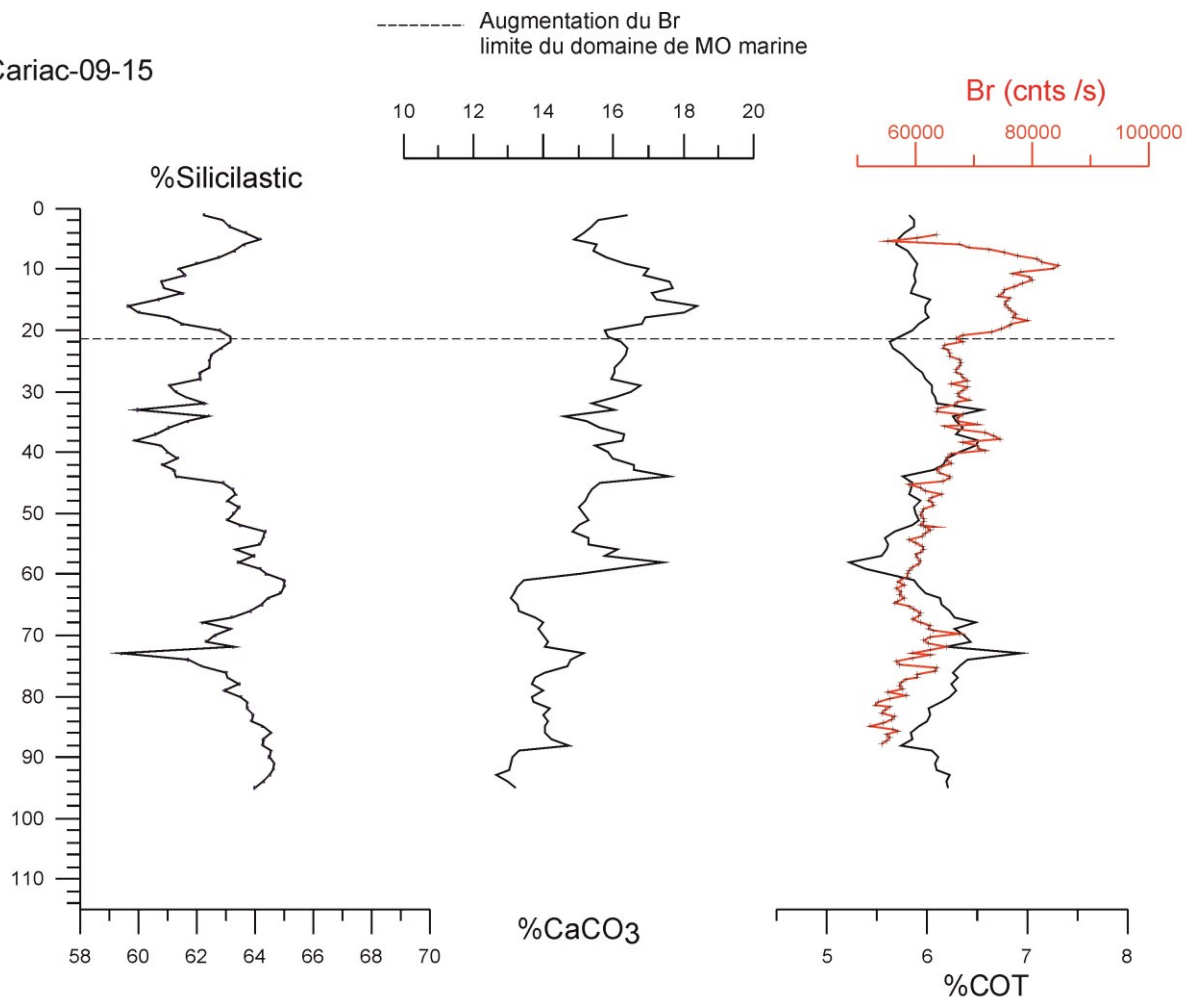
ANNEXE 6

Profils des paramètres dérivés des essais de perte à feu (PAF).



Annexe.6. 1 Résultats des analyses de PAF du carotte Cariac-09-05b. Profils de contenu de matériaux résiduel réfractaire (% silicoclastique), estimation de %CaCO₃ (LOI₉₅₀) et % de matière organique (LOI₅₅₀).

Cariac-09-15

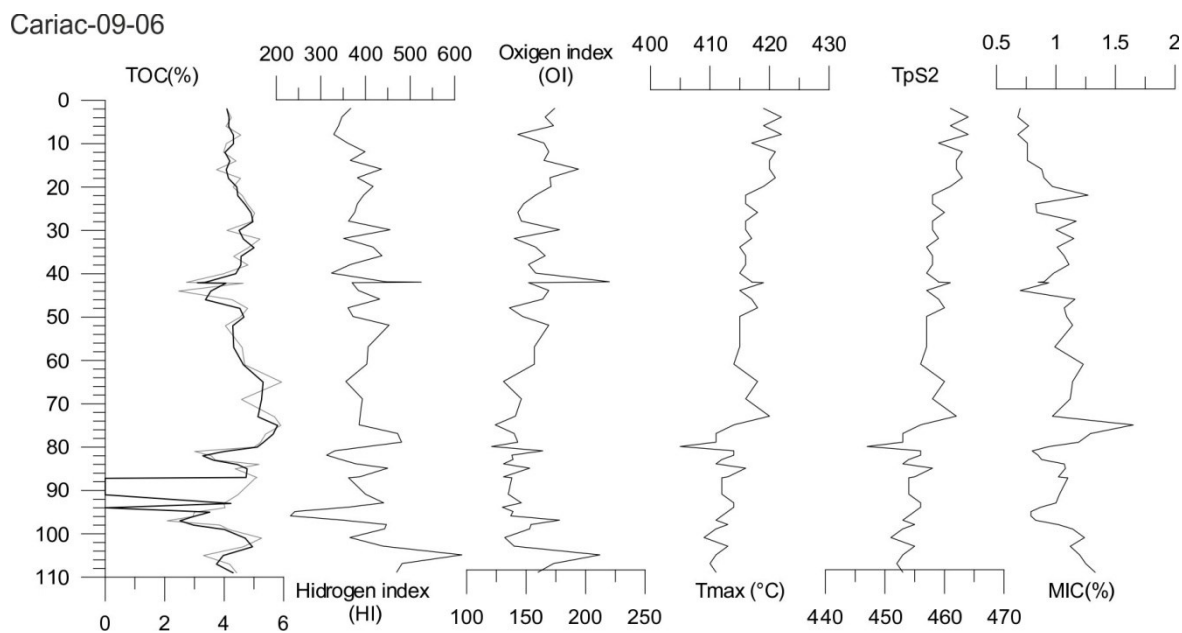


Annexe.6. 2 Résultats des analyses de PAF du carotte Cariac-09-15. Profils de contenu de matériaux résiduel réfractaire (% silicoclastique), estimation de %CaCO₃ (LOI950) et % de matière organique (LOI550).

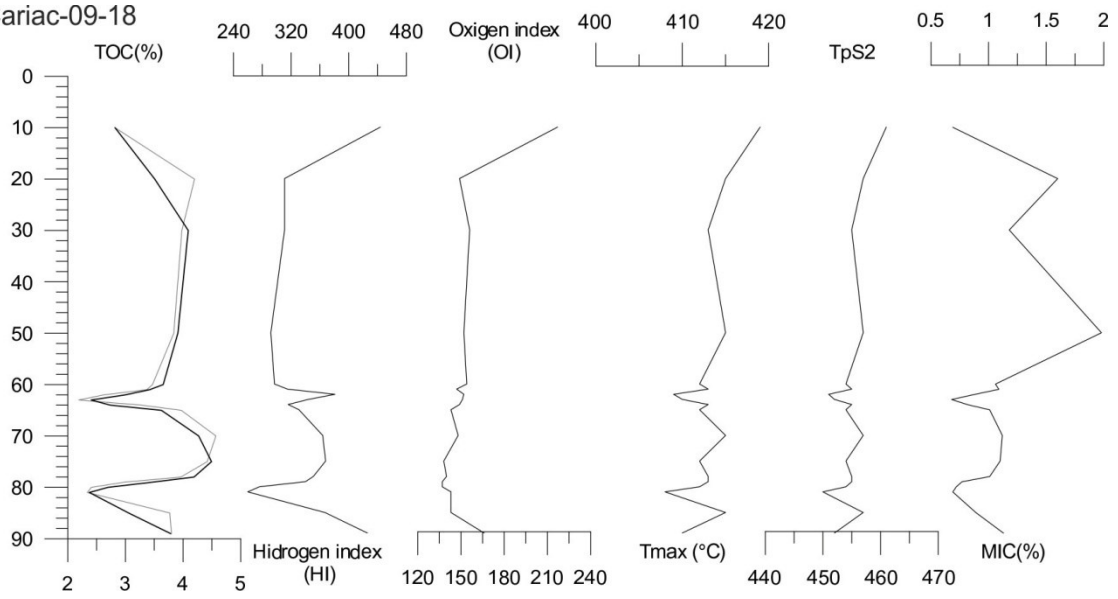
ANNEXE 7

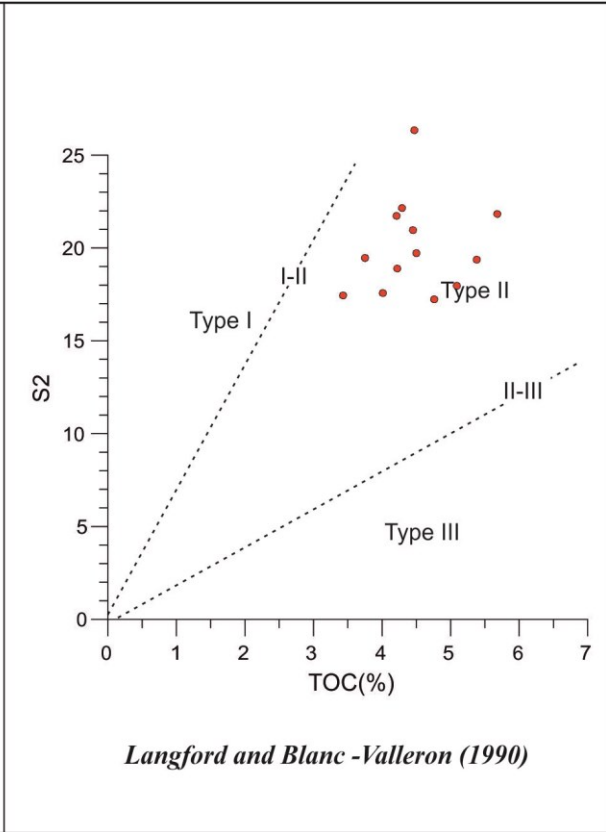
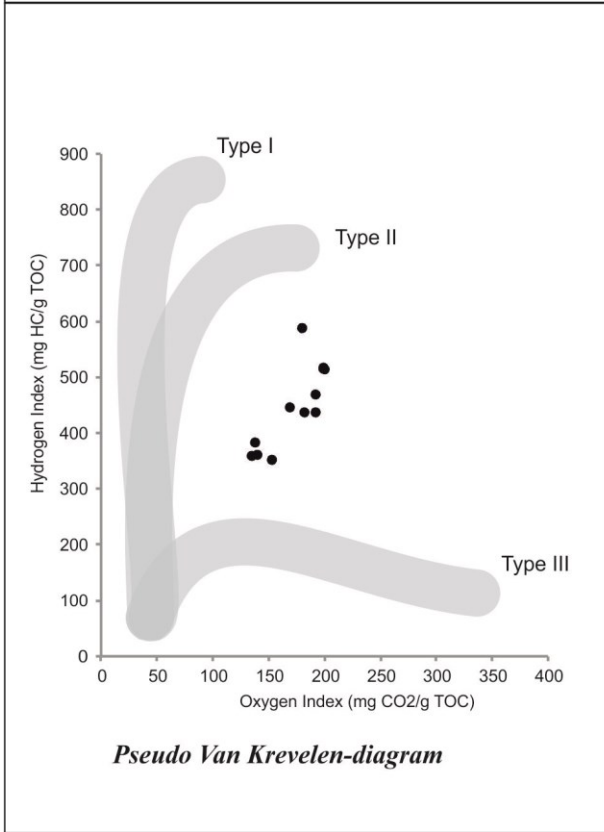
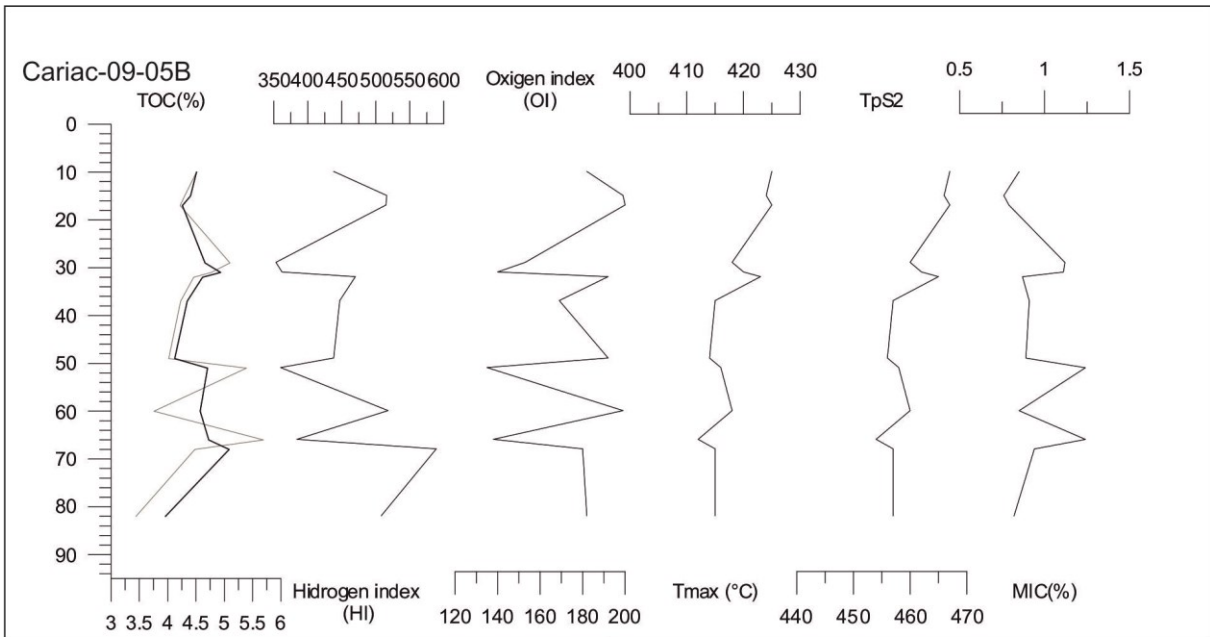
Profils des paramètres dérivés de la Pyrolyse Rock Eval

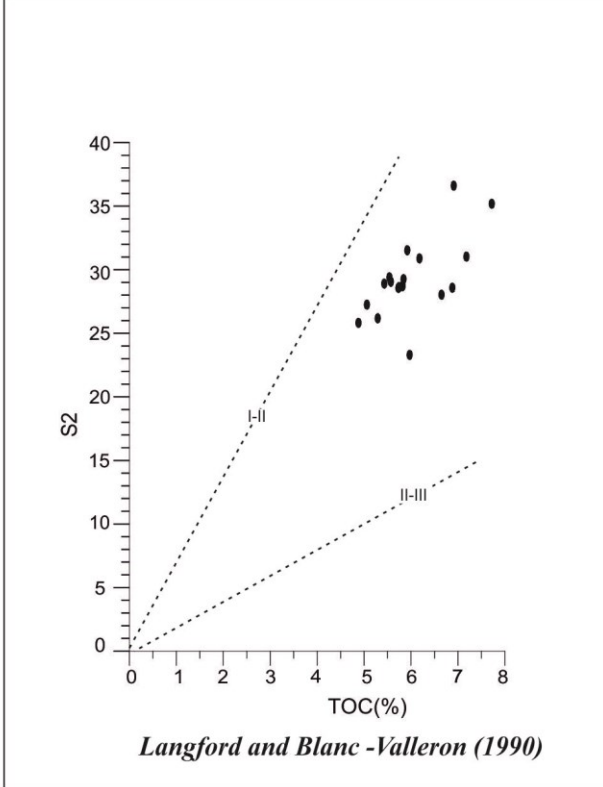
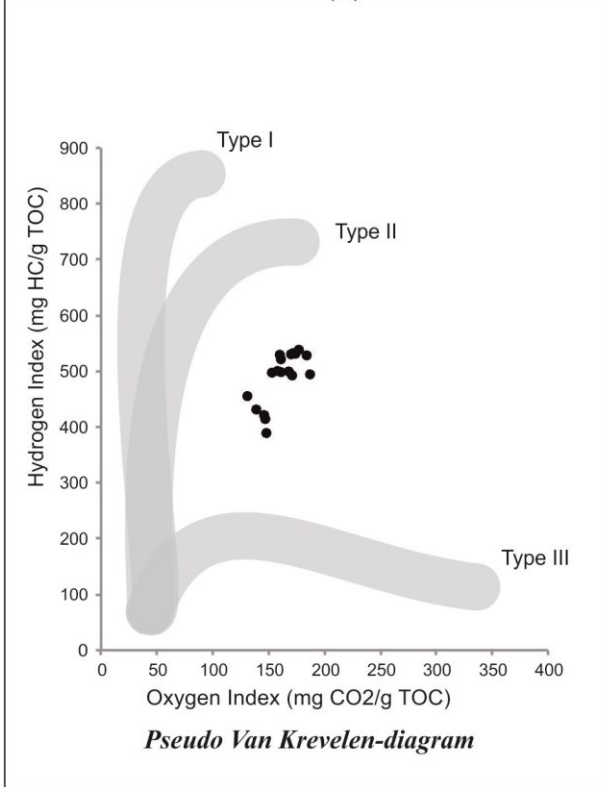
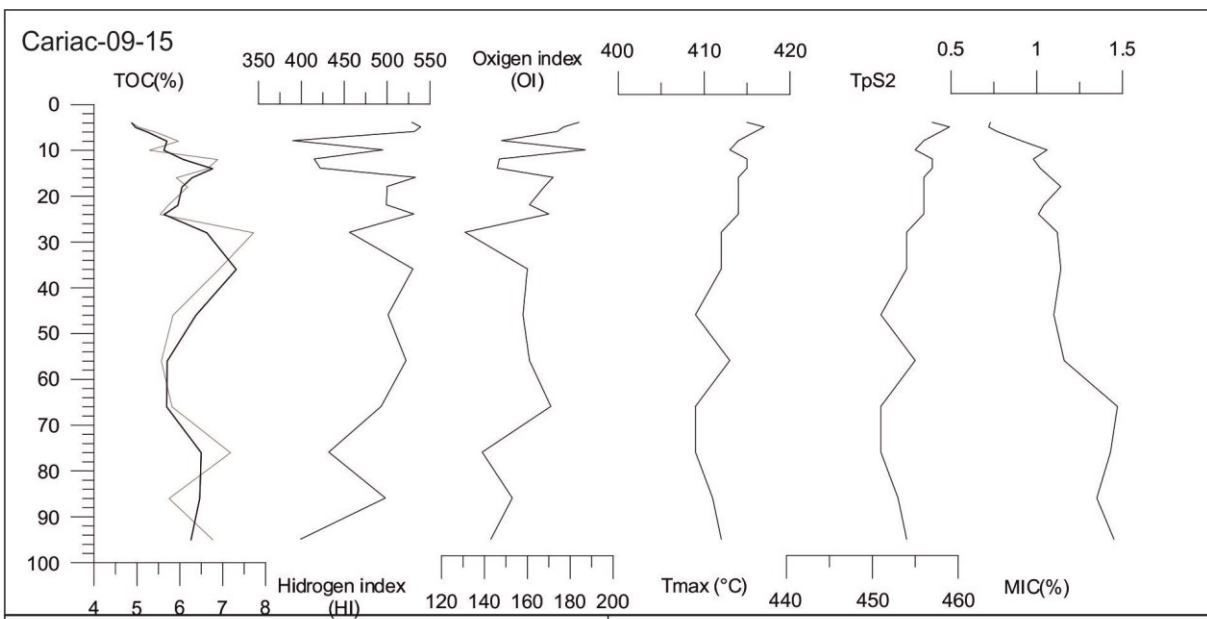
Tmax: La température du sommet du pic S2 (°C)
COT: Le Carbone Organique Total (wt. %)
IH: Index de Hydrogène (mg H_c/ g COT)
IO: Index d'oxygène libéré du CO₂ (mg O₂/ g COT)
TpS2: vrai pic de température
CMIN: Carbone minéral (wt. %)



Cariac-09-18







ANNEXE 8



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Comptes Rendus Geoscience

www.sciencedirect.com



Stratigraphy, Sedimentology (Palaeoenvironment)

Last millennium sedimentation in the Gulf of Cariaco (NE Venezuela): Evidence for morphological changes of gulf entrance and possible relations with large earthquakes

Iliana Aguilar^{a,b}, Christian Beck^{a,*}, Franck Audemard^b, Anne-Lise Develle^c, Mohammed Boussafir^d, Corina Campos^e, Christian Cruzet^a

^a CNRS ISTERre, université Savoie–Mont-Blanc, 73376 Le Bourget-du-Lac, France

^b Venezuelan Foundation for Seismological Research/FUNVISIS, El Llanito, Caracas, Venezuela

^c CNRS EDYTEM, université Savoie–Mont-Blanc, 73376 Le Bourget-du-Lac, France

^d Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327, CNRS/INSU, université d'Orléans, BRGM, 45071 Orléans, France

^e Dpto. Ciencias de la Tierra, Sartenejas, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela

ARTICLE INFO

Article history:

Received 5 July 2015

Accepted after revision 7 October 2015

Available online xxx

Handled by Isabelle Manighetti

Keywords:

El Pilar fault

Cariaco

Sedimentation

Geochemistry

Submarine landslides

Large earthquakes

Submarine paleoseismology

ABSTRACT

The Cariaco Basin and the Gulf of Cariaco in Venezuela are two major basins along the seismogenic El Pilar right lateral fault, among which the Cariaco Basin is a pull-apart. Both basins are sites of anoxia and organic-rich deposits. To examine whether the sediments in the Gulf of Cariaco have recorded traces of historical or prehistorical earthquakes, we extracted and analyzed twelve 1 m-long gravity cores, sampling the last millennium sedimentation. We focused on analyzing the sediment sources with different techniques (particle size analysis, XRF, loss on ignition tests, magnetic properties, Rock-Eval pyrolysis, ¹⁴C dating). The results confirm that major upwelling occurs at the western gulf entrance and makes deep water flowing from the Cariaco Basin into the Gulf of Cariaco. These flows carry an organic-rich suspended load. Furthermore, we found evidence of a particular, widespread fine-grained siliciclastic deposit (named SiCL3) within the gulf, whose age suggests that it likely formed during the large 1853 AD earthquake that stroke the Cumaná city. We suggest that the earthquake-induced large submarine landslides that modified the topography of the gulf's entrance, which in turn promoted upwelling and open marine water flows from the Cariaco Basin. The layer SiCL3 would be the sediment load remobilized during this chain of events.

© 2015 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

Introduction

The relative displacement between the South America and the Caribbean plates is mainly accommodated along the right lateral strike slip San Sebastian-El Pilar fault system, at the northern boundary of Venezuela (Fig. 1; Audemard et al., 2000, 2005; DeMets et al., 2000; Pérez

et al., 2001; Stéphan et al., 1990; Symithe et al., 2015; Weber et al., 2001). In the eastern part of the fault system, named El Pilar fault or EPF, the plate boundary fault is underlined by a 1400 m-deep, 160 km-long, 50 km-wide, pull-apart basin, the Cariaco Basin (also named Cariaco Trough) (Schubert, 1979, 1982). Further east, the Gulf of Cariaco is a smaller (65 km-long, 15 km-wide) and shallower (85 m-deep) basin, connected to the Cariaco Basin. The former developed directly upon and along the EPF, on the northern side. The EPF fault accommodates most of the relative plate motions through a combination

* Corresponding author.

E-mail address: beck.christian7@gmail.com (C. Beck).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.001>

1631-0713/© 2015 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

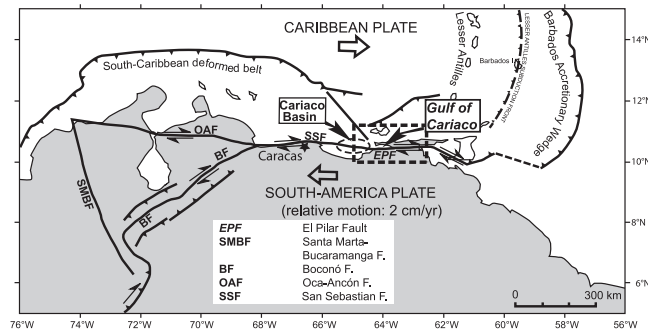


Fig. 1. Tectonic setting of the Gulf of Cariaco. Active faults from Audemard et al. (2000, 2005), DeMets et al. (2000), Pérez et al. (2001), Weber et al. (2001), Smithe et al. (2015).

of creep ($\sim 60\%$) and co-seismic offsets ($\sim 40\%$) (Audemard, 2007; Jouanne et al., 2011; Reinoza et al., 2015). The EPF fault has in particular produced large earthquakes (i.e. with estimated MSK intensities of IX/X; Audemard, 2007) over the last centuries; most have seriously affected the city of Cumaná (location in Fig. 2). In an attempt to estimate the seismogenic potential of the EPF fault, many studies have been conducted in the last decades, most were led by the Venezuelan Foundation for Seismological Investigations. Since the main section of the EPF fault (named “VE-13b” by Audemard, 2007) is offshore (Fig. 2), multiple high-resolution seismic reflection data have been acquired to analyze the fault and to search for information on its historical and prehistorical ruptures (Audemard et al., 2007; Van Daele et al., 2011). Subaqueous paleoseismology has also been conducted, using approaches previously developed along other seismogenic faults in Venezuela (Carrillo et al., 2008). These studies analyze the sedimentary content in short “gravity cores” (~ 1 m long) so as to search and identify sedimentary changes that might have resulted from large earthquake motions, as it was observed right after the most recent large earthquake in the area (M_w 6.9 Cariaco earthquake, Lorenzoni et al., 2012; Thunell et al., 1999).

The present paper focuses on this question, and explores the possible sedimentary signature of large historical earthquakes in the Gulf of Cariaco and in the eastern part of the Cariaco Basin. The eastern region of the Cariaco basin is interesting because it marks the entrance to the Gulf of Cariaco, and it is the site of a steep, 400 m-high, \sim north–south-trending escarpment at the western edge of the Manzanares River delta (MRd in Fig. 2). The MRd delta is where the Cumaná city has developed. This delta is crosscut by the EPF fault. Therefore, we might expect that large historical and prehistorical earthquakes on the EPF fault in the area of Cumaná have disturbed the nearby eastern part of the Cariaco Basin, with possible consequences on the sedimentation within the Gulf of Cariaco.

To examine these hypotheses, we analyze the sedimentary content of 12 cores extracted in the Gulf of Cariaco. We focus on determining the sediment sources (based on mineralogy and geochemistry) and their distribution pattern. Previous results have suggested that upwelling at the basin–gulf junction significantly controlled the sediment sources (Gade, 1961; Okuda, 1981, 1982; Okuda et al., 1974, 1978). In turn, part of the upwelling might have been enhanced by historical large

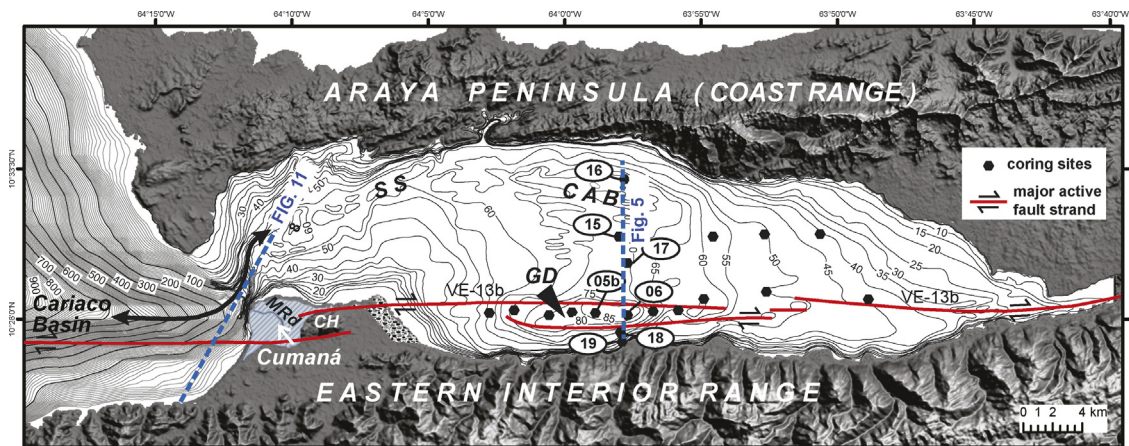


Fig. 2. (Color online). Geomorphic setting of the Gulf of Cariaco and of its connection with the Cariaco Basin. SS: Salazar Sill; CAB: Cerro Abajo Basin; GD: Guaracayal Deep; MRd: Manzanares River delta; CH: Caguá Hills. Bathymetry simplified from Caraballo (1982a). Shaded-relief map from Garrity et al. (2004).

earthquake disruptions of the basin–gulf junction morphology and topography.

1. Geological setting and sedimentary environment of the Gulf of Cariaco

1.1. Tectonic setting and characteristics of the Gulf of Cariaco catchment area

The offshore trace of the EPF in the Gulf of Cariaco has been identified in high-resolution seismic data (Audemard et al., 2007; Van Daele et al., 2011; Fig. 2). The fault trace appears segmented, with two large relay zones between its longest segments: the Garacayal pull-apart or “Garacayal deep” (GD, Fig. 2), and the Caiguire Hills push-up (CH, Fig. 2). The entrance of the gulf is the site of the large Manzanares River delta.

According to historical archives (in Altez Ortega et al., 2004; Audemard, 2007; Grases, 1990), four major earthquakes with associated tsunami hit the City of Cumaná in 1530, 1853, 1929 and 1997. Reports indicate that 4–6 m- and 6 m-high run-up hit the Cumaná coast during the 1853 and 1929 events, respectively. Traces of Holocene paleo-tsunamis have also been found in coastal lagoons in the Manzanares River delta (Leal et al., 2014). Right after the M_w 6.9 1997 Cariaco earthquake, significant and long-lasting sediment resuspensions were observed in the eastern Cariaco Basin, and were attributed to earthquake-induced submarine landslides, most probably on the western slope of the Manzanares River delta (Lorenzoni et al., 2012; Thunell et al., 1999). Furthermore, inhabitants from both northeastern and southeastern coastal areas reported a lowering of the sea surface by several meters, but no subsequent inland overflowing. These observations suggest that a tsunami resulted from the 1997 earthquake, which induced east–west moving waves. The tsunami may have enhanced the observed sediment resuspensions.

The reliefs that bound the gulf's catchment area (Supplementary Material S1) are ~400 m a.s.l. in the Araya Peninsula and ~800 m a.s.l. in the northern flank of the Eastern Interior Range. No major tributary is directly flooding into the gulf. On the southern coast, only few small and short gullies carry temporary minor terrigenous sediments within the gulf. To the north, the coast is arid and its sedimentary contribution in the gulf is almost negligible. To the west, the Manzanares River has a wide, elevated, humid catchment area within the Eastern Interior Range, but it does not directly flow into the gulf. An artificial channel has been dug in the 1970s to mitigate the Rio Manzanares floods (Grases, 1979, 1990), but this channel does not flow into the gulf (Fig. 2). The geological substratum of the gulf's watershed (S1) shows a contrast between two groups of lithologies: mica-schists, quartzites, and greenschist to the north, and claystones, siltstones, and sandstones to the south. The gulf substratum is thus dominated by siliciclastic rocks. Plio-Pleistocene limestones, calcareous sandstones and marls exist locally at the northern entrance of the gulf where they provide an additional minor carbonate contribution (Macsoy and Moore, 1974).

1.2. Bathymetry of the gulf and of its western entrance

The floor morphology of the Gulf of Cariaco shows four singularities (Fig. 2) (Caraballo, 1982a, b; Maloney, 1966; Morelock and Maloney, 1972; Morelock et al., 1972):

- the Guaracayal basin (GD in Fig. 2), an elongated pull-apart ~90 m deep along the EPF, in the south of the gulf (Audemard et al., 2007);
- the large Cerro Abajo Basin (CAB), ~ 70 m deep, which occupies most of the gulf;
- to the northwest, the Salazar Sill (SS), a 5 km-wide, 40- to 50 m-deep, irregular channel, which links the Cerro Abajo Basin to the western entrance of the gulf;
- at the western tip of the gulf, the Manzanares submarine canyon, ~3 km northwest of the Rio Manzanares delta and the city of Cumaná. This canyon accounts for a 1350-m depth difference between the western mouth of the gulf and the deepest part of the Cariaco Basin. The eastern flank of the canyon, which bounds the Rio Manzanares delta, is very steep (up to 20°C).

1.3. Upwelling on the eastern slope of the Cariaco Basin and anoxia in the Gulf of Cariaco

Prior works have suggested a strong anoxia in the Cariaco Basin and in the Gulf of Cariaco (Bonilla and Hui-Lin, 1979; Caraballo, 1982a; Miró Orell, 1974). In the basin, the anoxia established after the Last Glacial Maximum, due to an increase in the surface productivity (Lyons et al., 2003). Hydrological and geochemical investigations also evidenced present massive water exchanges and seasonal strong anoxia in the deepest part of the Gulf of Cariaco (Gade, 1961; Okuda, 1981, 1982; Okuda et al., 1974, 1978; Richards, 1960). It is suggested that these exchanges and anoxia result from a cyclic pattern of trade winds and a thermal stratification of isohaline waters (Fig. 3). The seasonal regime along the northern Venezuelan coast is controlled by the migration of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) (Haug et al., 2001). Two different regimes are evidenced along the eastern slope of the Cariaco Basin and inside the gulf (Fig. 3): a strong upwelling period (A) from February to June, during which flows of cold water are moving upward, and a weak upwelling period (B) between July and December. Upwelled cold and dense subsurface waters flow from the Cariaco Basin into the gulf; they bypass the 50 m-deep Salazar sill, and then move along the bottom of the gulf (for density reasons) towards its innermost parts (Caraballo, 1982a). This cold flow merges with the overall gulf water when it reaches the eastern part of the gulf. During these phases of cold-water renewal in the gulf, the oxygen content is increased. By contrast, during the periods of moderate to null renewal of cold bottom water in the gulf, the oxygen content decreases by 0.2–0.5 ml/l (Okuda, 1982).

Bonilla and Hui-Lin (1979) have suggested that the high concentration in organic matter found in the sediments of the gulf may result from both a high primary productivity and the upwelling process. Interflows rich in organic suspended loads have actually been observed to enter the

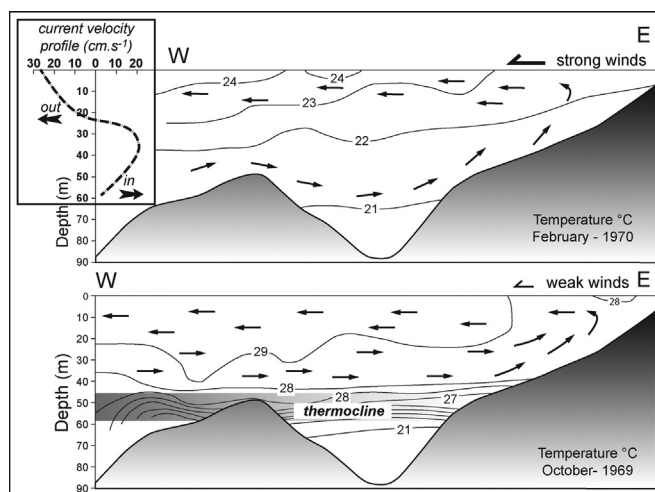


Fig. 3. Seasonal thermal situation and hydrodynamic connections between the Gulf of Cariaco and the Cariaco Trough. Compilation from Caraballo (1982a and b), Okuda (1981, 1982), and Gade (1961).

gulf (Okuda et al., 1974, 1978). Upwelling processes thus significantly affect the sedimentary content in the Gulf of Cariaco. While these upwelling processes are mainly controlled by climatic changes, they might also occur following a significant change in the submarine morphology of the gulf entrance (especially the Manzanares canyon and the Salazar Sill). We will pay a particular attention to this later possibility in the following.

2. Core acquisition and analyses

We extracted and analyzed sedimentary cores in the Gulf of Cariaco to search for possible changes in the sedimentary content that might attest to morphological and topographic changes in the basin–gulf system. The sedimentary signature of morphological changes in small-sized basins (lacustrine or marine) has been revealed in prior works, based on core data (Avşar, 2013; Avşar et al., 2015; Beck, 2009; Beck et al., 2007; Campos et al., 2013; Carrillo et al., 2008). The cores were collected onboard the R/V GUAQUERI II, operated by the Eastern Oceanographic Institute (Instituto Oceanográfico de Oriente, Universidad de Oriente, Cumaná). We used a gravity piston corer based on the classical BENTHOS design, with a 6-cm internal diameter. The cores have an average length of 1 m.

The coring sites (location in Fig. 2) were selected with two main targets: 1) to define the depositional processes and sediment sources in the Gulf of Cariaco, and 2) to identify the possible impacts of EPF fault large earthquakes on the sedimentation. Four cores are distributed along an east–west trend across the Guaracayal depression. Four other cores were extracted 5 km to the north, in the Cerro Abajo depression. A third set of cores was extracted so as to complete a north–south line that would intersect the east–west section. In the following, we present only the results from the cores Cariac-09-05, Cariac-09-06, Cariac-09-15 and Cariac-09-18 (Fig. 2). Fig. 4 shows their position along a north–south 3.5 kHz seismic reflection profile (Van Daele et al., 2011).

Laboratory analyses encompass different nondestructive measurements and imaging, and different geochemical, mineralogical, and microscopic observations. The procedures are described in Supplementary Material S2.

3. Result analysis: recent sedimentation in the central and southern Gulf of Cariaco

3.1. Sediment layering and composition

In all analyzed cores, the sediments appeared homogeneous and organic, made of a continuous fine-grained mud (hemipelagic fraction). High-resolution X-ray pictures (SCOPIX) did not reveal any layering, with the exception of a few coarse terrigenous layers (left log in Fig. 5). Rare macrofossils (thin-shelled bivalves, 1 to 2 cm in size, Turitella-type Gastropods, and few Dentalium-type Pteropods) were found dispersed within the organic-rich mud. Microscopic observations of the hemipelagic mud (smear slides and SYSMEX pictures) revealed clayey aggregates with clay-sized opaque and micritic particles. A siliceous biogenic material was found in significant proportion, mostly in the form of Diatoms and Silicoflagellids. Silt-size fibrous O.M. was found to be only a minor component.

3.2. General chemical evolution: XRD elementary profiles

Since the sedimentary features and chemical characteristics are clear in core Cariac-09-06, we take it as a reference. Fig. 5 shows the XRF profiles of the elements that we consider as best attesting to the presence of terrigenous siliciclastic inputs (Zr, Fe) or carbonates (Ca), or for open marine influence (Br). The similarity of the Al, Si, and K profiles confirms that these three elements describe the evolution of the clay mineral content adequately. Three siliciclastic layers (noted SiCL_i) are identified in the K, Zr and Fe profiles, where each forms a clear peak (i.e. increase of concentration). Pronounced variations coincident with the three peaks are observed in

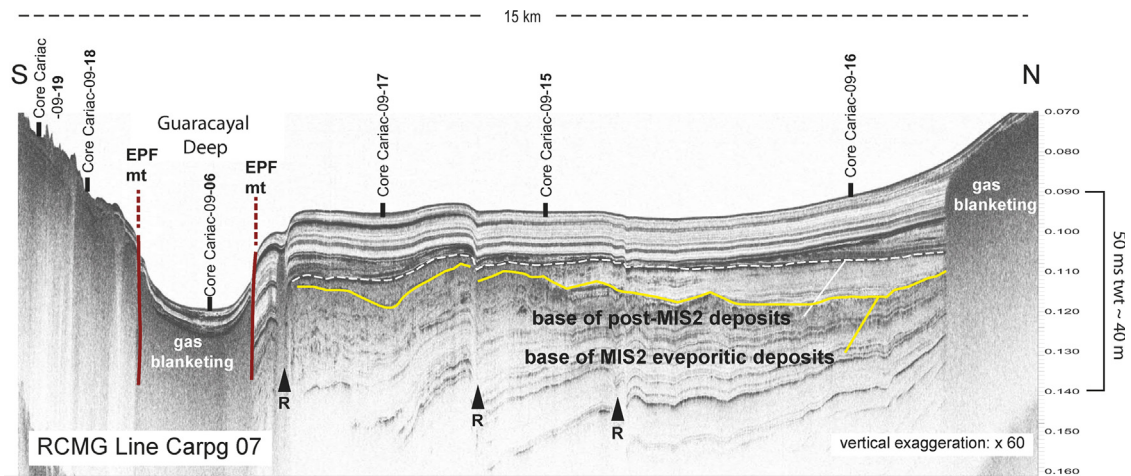


Fig. 4. (Color online). Location of cores along a very-high-resolution seismic section across the central Gulf of Cariaco (profile location in Fig. 2); EPFmt: El Pilar Fault main active trace (Audemard et al., 2007); R: minor faults (Van Daele et al., 2011).

the Al, Si, K (increased content) and CaCO_3 (decreased content) profiles. Two of the siliciclastic layers are characterized by coarse grains (Section 3.5). By contrast, the SiCL3 layer is only distinguishable on the XRF profiles where it forms a peak similar to those formed by SiCL1 and SiCL2 (Fig. 5). The three layers are also characterized by a

decrease in O.M. content (Section 3.3). Furthermore, the bromine (Br) content systematically decreases in the three SiCL layers. However, subsequently to a Br decrease in layer SiCL3 in core Cariac-09-06 (Guaracayal deep), the Br content increases progressively in cores Cariac-09-15 (central gulf) and Cariac-09-18 (close to southern coast).

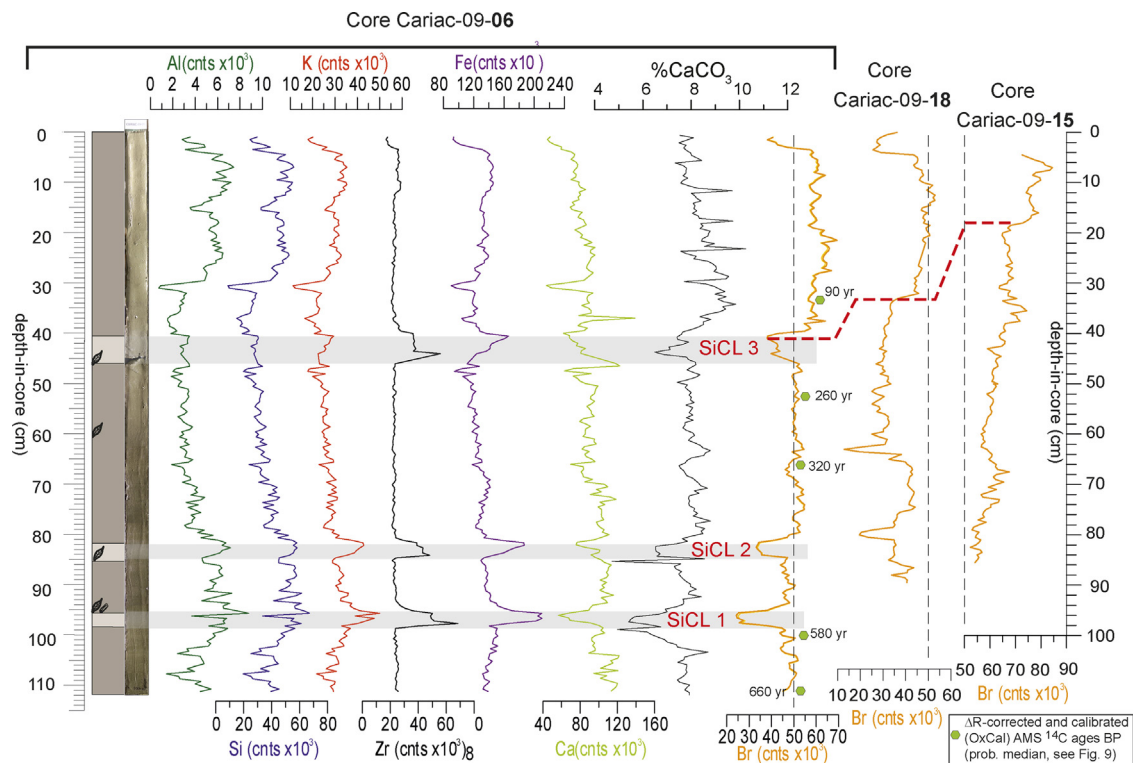


Fig. 5. (Color online). XRF scanning data from core Cariac-09-06. SiCL_i: siliciclastic layers; Br profiles for cores Cariac-09-18 (close to southern coast) and Cariac-09-15 (Gulf center) are shown to discuss correlations and signification of post-SiCL3 increase in Br; dotted vertical line as a reference value for comparison (note that Cariac-09-18 displays a similar Br evolution, but for lower values). BP ages correspond to probabilistic median of calibrated values distribution; the 2σ interval is indicated in Fig. 9.

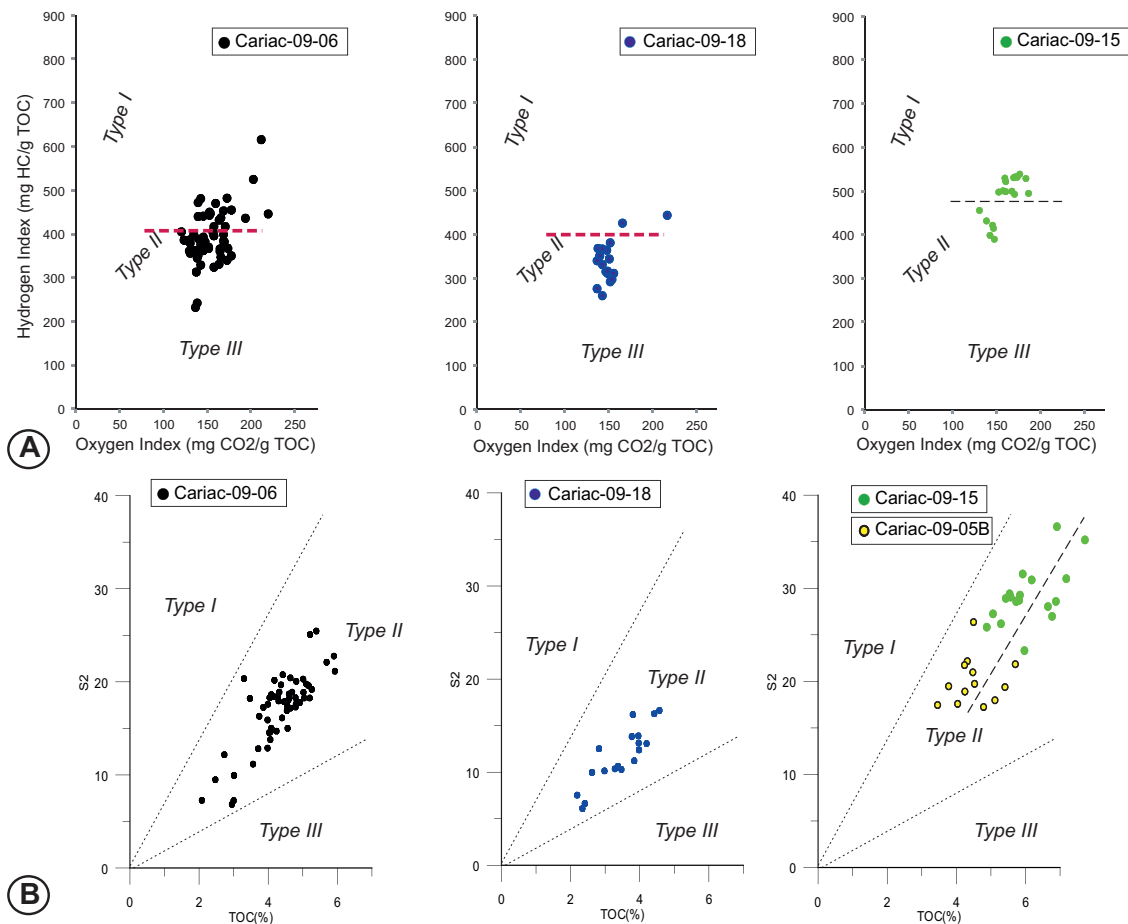


Fig. 6. (Color online). Characterization of O.M. by Rock-Eval pyrolysis. Graphs labeled A) modified Van Krevelen diagram, graphs labeled B) S2 peak vs. TOC diagram (Langford and Blanc-Valleron, 1990). The diagrams evidence a dominant type-II (marine) O.M. content for cores Cariac-08-06, Cariac-08-18 (close to southern coast), and Cariac-08-15 (Gulf center); core Cariac-08-06 is enriched in type-III (continental) O.M., while core Cariac-08-15 contains purely marine O.M., and core Cariac-08-06 includes a combination of the two groups of O.M. origin (separation by an horizontal red dashed line). In cores Cariac-08-18 (green dots) and Cariac-08-05 (yellow dots), the type-II O.M. samples may be divided into two sub-groups (separation by a black dashed line).

3.3. Organic matter content and characteristics

Rock-Eval pyrolysis results on the three cores along the north–south profile (Fig. 4) are summarized in Fig. 6 with respect to Total Organic Carbon (TOC), S2 peak, Hydrogen Index (HI), and Oxygen Index (OI). Diagrams labeled A represent the OI/HI plots similar to the Van Krevelen diagrams (Espitalié et al., 1985; Lafargue et al., 1998). Diagrams labeled B represent TOC vs. S2 HC as proposed by Langford and Valleron (1990). At all sites, O.M. appears of dominantly marine origin (type II), and is hardly or not altered. In core Cariac-09-18, close to the southern coast, the samples are dominated by type III, which suggests a terrestrial origin for O.M. In core Cariac-09-06, two major groups can be discriminated (separated by the red dashed line in Fig. 6): part of the samples have their O.M. attesting to a purely marine origin, whereas the other part of the samples have their O.M. attesting to a mixed marine and terrestrial nature. In core Cariac-09-15, the diagrams reveal that O.M. is of purely marine origin. Two subsets can be discriminated however (dashed line in Fig. 6).

Similar subsets are found in core Cariac-09-05B and their values have been added onto diagram B (yellow dots) for comparison. We interpret the two subsets as revealing an O.M. content of two different origins: i) *in situ* production, and ii) input from the eastern Cariaco Basin likely from upwelling.

3.4. Occurrence of coarser and/or more siliciclastic layers (SiCL)

The observation of several split cores reveals the occurrence of two coarser siliciclastic layers, which we named SiCL1 and SiCL2 in Figs. 5 and 7. On X-ray pictures, another siliciclastic layer is revealed (SiCL3), which appears different from SiCL1 and SiCL2. We showed earlier that the three layers are terrigenous, and more precisely siliciclastic (Section 3.3). Grain-size analysis of cores Cariac-09-18, Cariac-09-15, Cariac-09-06, and Cariac-09-05B shows that a sandy fraction is present only close to the southern coast. The XRF profile of core Cariac-09-18 (Fig. 7) reveals two clear peaks coincident with an increase

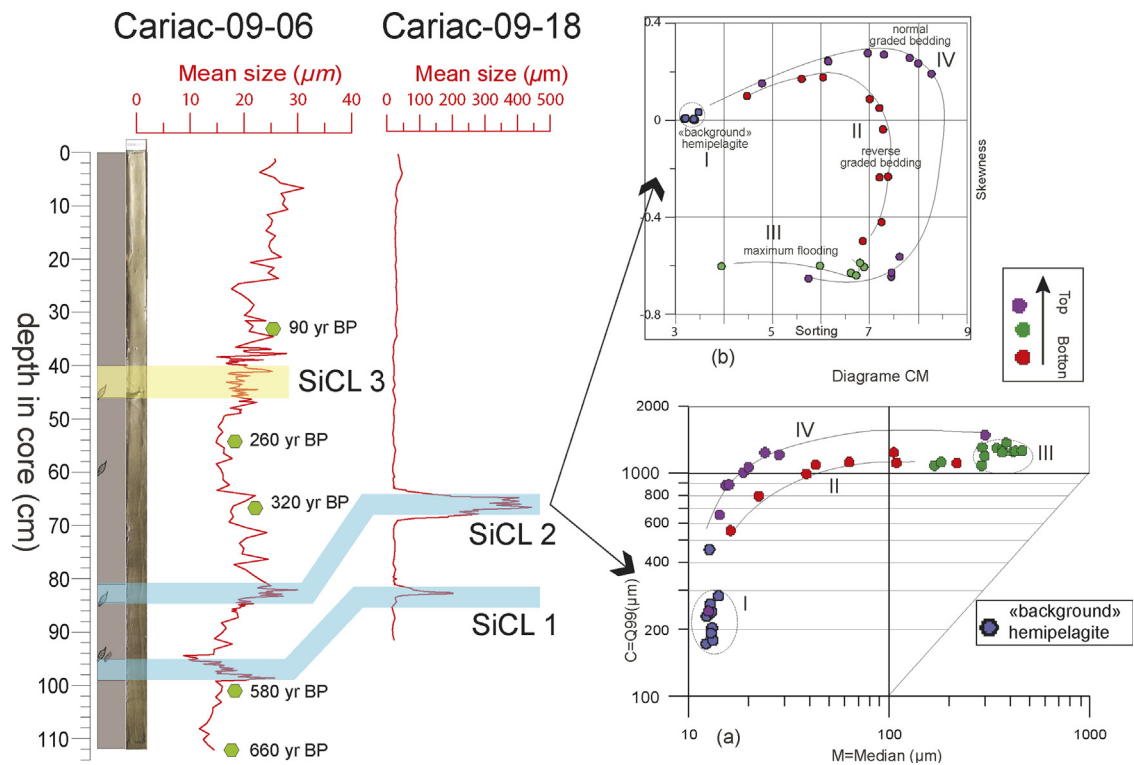


Fig. 7. (Color online). Grain-size evolution in cores Cariac-09-06 and Cariac-08-18 and characterization of the siliciclastic layers. The base-to-top paths for SiCL-1 and SiCL-2 indicate flooding events (Beck, 2009); SiCL-3 does not show any coarser fraction; its terrigenous (siliciclastic) content enrichment is only indicated by chemical parameters (XRF, Fig. 6). BP ages are reported as in Fig. 5.

in silt-size grains in core Cariac-09-06. The siliciclastic enrichment in the other cores—including those in the gulf center—is clayey or clayey-silty, i.e. related to suspended-load transport and deposition.

The base-to-top evolution of both the SiCL1 and SiCL2 layers (Fig. 7) is typical of sediment evolutions related to flooding processes (Beck, 2009). Therefore, SiCL1 and SiCL2 do not result from gravity reworking processes. Rather, these layers likely arise from inputs from southern tributaries. In contrast, the SiCL3 layer appears as a widespread input of fine-grained siliciclastic material. We suggest that this widespread (suspended-load) input is an allochthonous terrigenous feeding coming from the western entrance of the gulf, likely induced by upwelling.

3.5. Chronology and mean sedimentation rate

The different investigated parameters confirm the importance of suspended-load coming from the Cariaco Basin, including “allochthonous” O.M. attesting to a more open marine influence. The regional ΔR was found due to the above-mentioned process. Therefore, this type of correction was applied to the age–depth curve of cores Cariac-09-06 and Cariac-09-5B (Supplementary Material S3). In both cores, a mean sedimentation rate of 1.0 to 1.2 mm/yr was deduced. If the SiCL layers are taken as sedimentary “events”, then the “normal sedimentation” rate might be slightly lower. Considering the correlations that we proposed between cores Cariac-09-06 and

Cariac-09-15 for the SiCL3 layer (S3), we infer that the sedimentation rate might be lower in the central gulf.

4. Discussion

The recent dominant sedimentation in the central and southern parts of the Gulf of Cariaco, along and adjacent to the EPF fault trace, is organic-rich, finely terrigenous, and poorly layered. Biogenic and bio-induced components are essentially planktonic. The high particulate organic content (up to 5% TOC or 20% O.M., Fig. 8A) appears of dominant marine origin (type II), yet with two different possible sources: local production, and a general input from the eastern Cariaco Basin likely by mean of upwelling. The bromine content displays an evolution consistent with a significant open marine influence (Thomson et al., 2006; Ziegler et al., 2008). According to the ^{14}C dating and the chronology we have inferred (S3), the open marine influence might have started around 1850 AD. We are aware that the Br evolution must be discussed with respect to the O.M. content, since their combined short-term diagenesis may induce Br changes. Yet, the evolution of Br and O.M. is different below and above the layer SiCL3 (Br vs. O.M. and Br vs. TOC, Fig. 8B and Fig. 8C), which suggests that they are not directly linked. We thus interpret the post-SiCL3 increase in Br evolution as attesting to a more marine influence related to an increase in upwelling-driven input (water and suspended load) from the Cariaco Basin.

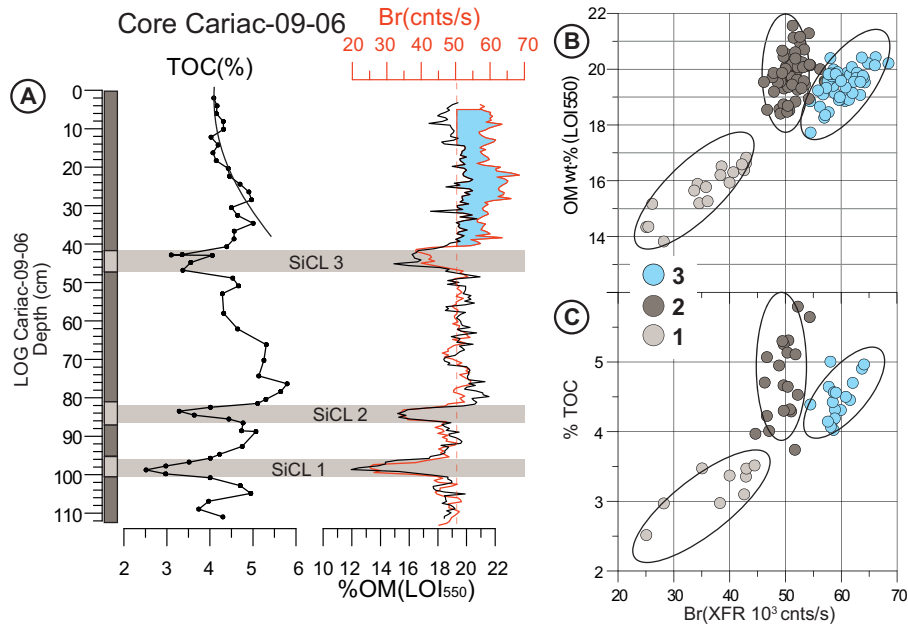


Fig. 8. (Color online). Comparison of Br and O.M. profiles in Core Cariac-09-06. The O.M. content is represented by LOI measurements and COT deduced from Rock-Eval pyrolysis. The post-SiCL3 Br increase is disconnected from the O.M. evolution (A); O.M. vs. Br diagrams (B and C) confirm this discrimination for the upper 40 cm of hemipelagic sediments; 1) samples within siliciclastic layers, 2) samples in organic mud prior to SiCL3, 3) samples in organic mud after SiCL3.

Such an upwelling increase could have resulted from: i) a reinforcement of the winds, ii) a modification of the gulf's entrance geometry. Paleoclimatic investigations in north-western Venezuela (Polissar et al., 2006) indicate strong easterly trade winds during the Little Ice Age, which ended in the middle of the 19th century. These findings do not support the reinforcement of trade winds in the second half of the 19th century. Conversely, the geometrical modification (bottom morphology, depth) of the basin-gulf connection is a reasonable hypothesis knowing the great instability of the area. We thus consider that the open marine signature reveals significant water flows from the Cariaco Basin, induced by upwelling resulting from a major morphological change at the basin-gulf junction.

The southern half of the gulf's entrance corresponds to the steep western boundary of the Rio Manzanares delta (Fig. 2). High-resolution seismic profiles shot in the delta reveal the occurrence of large recent landslides (called

Mass Transport Deposits or MTDs in Fig. 9) that accumulated at the foot of the delta. Their large volumes and their addition over time may have significantly modified the morphology and topography of the connection between the gulf and the basin. It is likely that some or even most of these landslides were induced by large earthquakes on the EPF fault, as it was observed right after the 1997 earthquake (the harbor of Cumaná underwent local piers collapses during the earthquake).

We thus interpret the SiCL3 layer as a sedimentary “event” related to one or to several Mass Transport Deposits on the western side of the Manzanares River delta. The layer could represent a fine-grained suspension as the one observed after the 1997 earthquake. The layer would thus indirectly testify for a large earthquake. During the 1853 AD event, a 4- to 6-m-high tsunami wave was reported. The time of formation of SiCL3 is consistent with the earthquake time. Therefore, we suggest that the SiCL3

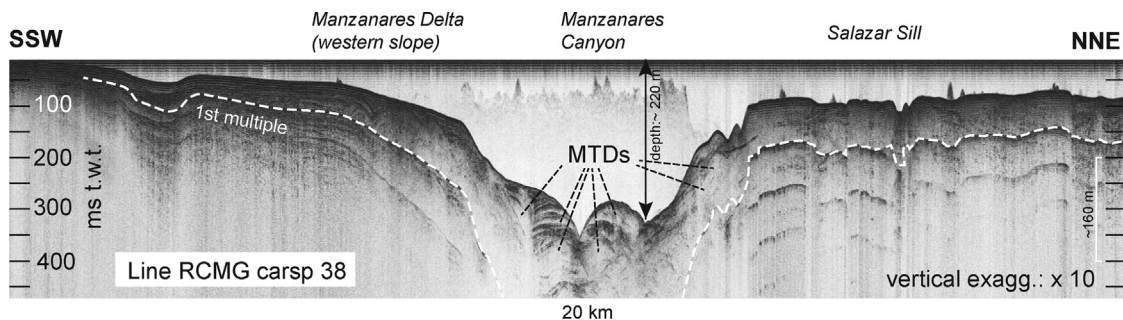


Fig. 9. High-resolution seismic profile across Gulf of Cariaco's entrance, displaying the accumulation of MTDs (profile location in Fig. 2).

layer was formed as a result of one or several large, coeval submarine landslides that were induced by intense shaking during the 1853 earthquake. The submarine landslides significantly modified the topography of the gulf's entrance, and these modifications promoted significant water flows from the open marine Cariaco Basin.

Conclusions

Our results confirm that the sedimentation in the central and the southern Gulf of Cariaco is significantly fed by upwelling at the western entrance of the gulf. We found evidence for a well-expressed, widespread, siliciclastic event (SiCL3), which we interpret as being the fine-grained material remobilized during an important submarine land sliding along the Manzanare River delta foreset. This major land sliding episode would have significantly modified the topography of the connection between the Cariaco Basin and the Gulf of Cariaco, and these changes would have promoted upwelling and entrance of open marine water flows into the gulf. We suggest that land sliding was induced by the large 1853 AD earthquake that struck the Cumaná city. Further work is needed to validate these hypotheses, which concerns the appraisal of earthquake-related risks for the city and its harbor. Finally, the present investigations show that earthquake record in sedimentary archives may be detected through varied parameters, each case needing however specific approaches.

Acknowledgements

This paper has been written in tribute to Jean-François Stéphan, who initiated, thirty years ago, a fruitful and still developing Venezuelan-French cooperation in earth sciences; two of us (CB and FA) had the great privilege of sharing his friendship and his permanent enthusiasm during field research. The investigations were realized thanks to a Venezuelan-French ECOS-Norte grant No. V10U01. I. Aguilar's stay in ISTerre Laboratory and PhD preparation were achieved thanks to a PhD grant funded by Fundayacucho (Venezuelan PhD Grants Program). We also acknowledge Funvisis (Venezuela Foundation for Seismological Investigations) and CNRS ISTerre (Earth Sciences Institute, Grenoble Alps University) for additional funding of laboratory analyses. Coring campaign was performed thanks to the whole crew of R/V Guaiqueri II and Andres Lemus, head of Camudoca. We acknowledge Rachel Boscardin at ISTO Orléans for guiding Rock-Eval analyses. This paper has been reviewed by Klaus Reicherter and Aurélie Hubert-Ferrari, and by Associate Editor Isabelle Manighetti; many thanks for their contribution to the improvement of our initial manuscript.

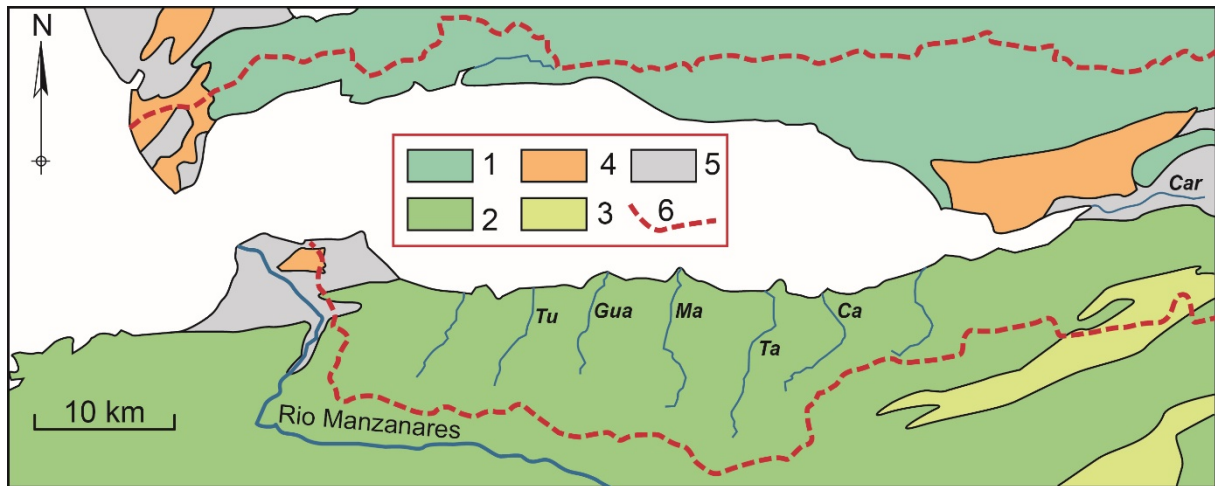
Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.001>.

References

- Altez Ortega, R., Rodriguez, J.A., Urbani, F., 2004. *Historia del pensamiento sísmológico en Venezuela*. Ed. UCV-FUNVISIS, Caracas.
- Audemard, F.A., 2007. Revised seismic history of the El Pilar fault, north-eastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results. *J. Seismology* 11 (3), 311–326.
- Audemard, F.A., Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sánchez, J., González, M., Sánchez, C., Versteeg, W., Malavé, G., Schmitz, M., Van Welden, A., Carrillo, E., Lemus, A., 2007. La depresión de Guaracayál. estado Sucre. Venezuela: una cuenca en tracción que funciona como barrera para la propagación de la ruptura cosísmica. *Interciencia* 32 (11), 735–741.
- Audemard, F.A., Machette, M.N., Cox, J.W., Dart, R.L., Haller, K.M., 2000. *Map of Quaternary faults of Venezuela*. USGS Open-File report 00-0018.
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Sci. Rev.* 69 (3–4), 181–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>.
- Avşar, U., 2013. *Lacustrine paleoseismic records from the North Anatolian Fault, Turkey*. PhD, University of Gent, 209 p.
- Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Schmidt, S., Fagel, N., 2015. Sedimentary records of past earthquakes in Boraboy Lake during the last ca 600 years (North Anatolian Fault, Turkey). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 43, 1–9.
- Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Sci. Rev.* 96, 327–344.
- Beck, C., Mercier de Lépinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Ménot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.-A., and the MARMACORE Cruise Party, Turon, J.-L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M.-H., Londeix, L., de Ressaiguier, A., Jaouen, A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sediment. Geol.* 19, 65–89.
- Bonilla, J., Hui-Lin, H.L., 1979. *Materia orgánica en los sedimentos de los Golfos de Paria y Cariaco*. Boletín del Instituto Oceanográfico de Venezuela 18, 37–52.
- Campos, C., Beck, C., Cruzet, C., Demory, F., Van Welden, A., Eris, K., 2013. Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sediment. Geol.* 292, 1–14.
- Caraballo, L.F., 1982a. El Golfo de Cariaco. II: Los sedimentos superficiales, y su distribución por el fondo. Fuente de sedimentos. Análisis mineralógico. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente 21 (1–2), 37–65.
- Caraballo, L.F., 1982b. El Golfo de Cariaco. III: Contenido de carbonatos y constituyentes de las partículas de los sedimentos. Su distribución por el fondo. Fauna característica. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente 21 (1–2), 67–83.
- Carrillo, E., Beck, C., Audemard, F.A., Moreno, E., Ollarves, R., 2008. Disentangling Late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 259, 284–300.
- 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. *Geophys. Res. Lett.* 27 (3), 437–440.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications Deuxième partie. *Oil Gas Sci. Technol.* 4, 755–784.
- Gade, H.G., 1961. Further hydrographic observation in the Gulf of Cariaco, Venezuela. The circulation and water exchange. Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente 1 (2), 359–395.
- Garrity, C., Hackley, P., Urbani, F., 2004. Digital shaded-relief map of Venezuela. <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>.
- Grases, J., 1979. Investigaciones sobre los sismos destructores que han afectado el oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes. INTEVEP Report, 107 p.
- Grases, J., 1990. Terremotos destructores del Caribe. 1502–1990. 1º ed. Unesco-Relacis.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergent zone through the Holocene. *Science* 293 (5533), 1304–1308.
- Jouanne, F., Audemard, F.A., Beck, C., Van Welden, A., Ollarves, R., Reinoza, C., 2011. Present-day deformation along the El Pilar Fault in eastern Venezuela. Evidence of creep along a major transform boundary. *J. Geodyn.* 51, 398–410.

- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Oil Gas Sci. Technol.* 53, 421–437.
- Langford, F.F., Blanc-Valleron, M.-M., 1990. Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolyzable Hydrocarbons vs Total Organic Carbon (1). *AAPG Bull.* 74, 799–804.
- Leal, K., Scremin, L., Audemard, F., Carrillo, E., 2014. Paleotsunamis en el registro geológico de Cumaná, Estado Sucre, Venezuela oriental. *Boletín de Geología* 36 (2), 45–70.
- Lorenzoni, L., Benitez-Nelson, C.R., Thunel, R.C., David Hollander, D., Varela, R., Astor, Y., Audemard, F.A., Muller-Karger, F.E., 2012. Potential role of event-driven sediment transport on sediment accumulation in the Cariaco Basin, Venezuela. *Mar. Geol.* 307, 105–110.
- Lyons, T.W., Werne, J.P., Hollander, D.J., Murray, R., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela. *Chem. Geol.* 195 (1), 131–157.
- Macsotay, O., Moore, W.S., 1974. In: *Cronoestratigrafía de algunas terrazas cuaternarias marinas del Nororiente de Venezuela. Cuadernos Azules, III Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar*, vol. 12, pp. 1–63.
- Maloney, N., 1966. Geomorphology of continental margin of Venezuela, Part I, Cariaco Basin. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 5, 38–53.
- Miró Orell (de), M., 1974. In: *Cuadernos Azules, III Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar*, vol. 14, pp. 1–230.
- Morelock, J., Maloney, N., 1972. Manzanares Submarine Canyon. *Acta Científica Venezolana* 23, 143–147.
- Morelock, J., Maloney, N., Bryant, W., 1972. Structure and sediments of the continental shelf of central Venezuela. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 11, 127–136.
- Okuda, T., 1981. In: *Water exchange and the balance of phosphate in the Gulf of Cariaco Venezuela, Coastal Upwelling*, pp. 274–281.
- Okuda, T., 1982. Rate of water renewal and phosphate input in the Cariaco Gulf, Venezuela. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 21 (1–2), 3–12.
- Okuda, T., Bonilla Ruiz, J., Garcia, A.J., 1974. Algunas características bioquímicas en el agua de la Fosa de Cariaco. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 13, 163–174.
- Okuda, T., Benitez-Alvarez, J., Bonilla, J., Cedeño, G., 1978. Características hidrográficas del golfo de Cariaco, Venezuela. *Boletín del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente* 17, 69–88.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Hernández, N., Hoyer, M., Velandia, J., Moncayo, C., Kozuch, M., 2001. Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia* 9 (2), 69–74.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S., 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 103 (24), 8937–8942.
- Reinoza, C., Jouanne, F., Audemard, F.A., Schmitz, M., Beck, C., 2015. Geodetic exploration of strain along the El Pilar Fault in northeastern Venezuela. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1993–2013, <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011483>.
- Richards, F.A., 1960. Some chemical and hydrographic observations along the north coast of South America—I. Cabo Tres Puntas to Curacao, including the Cariaco Trench and the Gulf of Cariaco. *Deep Sea Res* 7, 163–182.
- Schubert, C., 1979. El Pilar Fault Zone, northeastern Venezuela: Brief review. *Tectonophysics* 5 (2), 447–455.
- Schubert, C., 1982. Origin of Cariaco Basin, southern Caribbean Sea. *Mar. Geol.* 47, 345–360.
- Stéphan, J.-F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.-C., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R., Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. geol. France* 8 VI, 915–919 [14 appendices].
- Symithe, S., Calais, E., de Chabaliér, J.-B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current Block Motions and Strain Accumulation on Active Faults in the Caribbean. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 3748–3774, <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011779>.
- Thomson, J., Croudace, I., Rothwell, R., 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 267 (1), 65–77.
- Thunell, R., Tappa, E., Valera, R., Llano, M., Astor, Y., Muller-Karger, F., Bohrer, R., 1999. Increased marine sediment suspension and fluxes following an earthquake. *Nature* 398, 233–236.
- Van Daele, M., van Welden, A., Moernaut, J., Beck, C., Audemard, F.A., Sanchez, J., Jouanne, F., Carrillo, E., Malavé, G., Lemus, A., De Batist, M., 2011. Reconstruction of Late-Quaternary sea- and lake-level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigraphy: The Cariaco Gulf, NE Venezuela. *Mar. Geol.* 279 (1), 37–51.
- Weber, J., Dixon, T., DeMets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology* 29 (1), 75–78.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichert, G.J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochem. Geophys. Geosys.* 9 (5), <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001932>.



Supplementary Material S1

Simplified geological map of the Gulf of Cariaco's watershed. Simplified from Hackley et al. (2005). 1) Upper Jurassic–Cretaceous metamorphic series, quartz-rich micaschists and metavolcanic rocks; 2) Early Cretaceous siliciclastic sediments (claystones, sandstones); 3) Late Cretaceous hemipelagites (siliceous mudstones, cherts); 4) Pliocene–Pleistocene (bioclastic limestones, shelly sandstones, marls); 5) Late Pleistocene–Holocene siliciclastic deposits; 6) limit of onshore hydrographic basin; Tu, Tunantál River; Gua, Guaracayal R.; Ma, Mariguítar R.; Ta, Tarabacoa R.; Ca, Cachamaure R.; Car, Cariaco R.

Reference

Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W., Garrity, C.P., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela. USGS, Open-File Report (2005-1038).

Supplementary material S2. Laboratory analyses

We first performed non-destructive investigations on split cores, especially measurement of magnetic susceptibility and X-ray fluorescence (XRF). We also analyzed discrete samples for: microscopic observations (smear slides), shape analyses of the fine-grained fraction (SYSMEXTM device), measurements of anisotropy in magnetic susceptibility, grain-size analyses, measurements of “Loss on Ignition”, Rock–Eval pyrolysis, and AMS ¹⁴C dating. For some selected sections, we also acquired X-ray pictures (SCOPIX device, EPOC Laboratory, University of Bordeaux).

S2.1 Particle size analysis

We measured the grain-size variations along of the cores at a sampling interval of 1 cm, using a MALVERNTM Mastersizer 2000 (ISTerre Laboratory). This allows examining the average grain size distribution along the cores. Denser sampling was performed on specific layers inferred as being coarser and more terrigenous. For each of these samples, percentiles 50 (Q50) and 99 (Q99) were taken from cumulative curves. A Q50 *vs.* Q99 curve (or CM diagram, Passega, 1964) was constructed to examine the base-to-top evolutions. A similar approach was followed for skewness (Sk index) *vs.* sorting (So index), as these base-to-top paths are sensitive to gravity reworking processes (Beck, 2009).

S2-2 Analysis of X-ray fluorescence (XRF).

We performed the XRF analyses with an AVAATECH core scanner (EDYTEM Laboratory, Savoie–Mont-Blanc University). The measurements were made every 5 mm, with a radiation energy of 10 kV for Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti and Fe, and of 30 Kv for Br, Rb, Sr and Zr, with a time of 10 and 30 seconds respectively. The results are expressed in counts per second. Some elements were Al-normalized to attenuate the effect of dilution by dominant mineral phases. A Principal Component Analysis (PCA) of fluorescence signals was applied to cores Cariat-05B, -06, -15, and -18 in order to examine the elements associated with terrigenous siliciclastic fraction, elements related to marine bio-induced or biogenic fractions, and the elements related to organic matter (O.M.). Elements Al, Si, K, Zr, Fe, and Ca were selected, together with carbonate content, to discuss the terrigenous siliciclastic inputs. Br was selected, together with organic matter content, to examine the open marine influence.

S2-3 Loss on ignition tests (LOI₅₅₀ and LOI₉₅₀)

Following the methodology proposed by Heiri et al. (2001), we submitted samples from core Cariat-09-06 to LOI in order to measure their Organic Carbon (LOI₅₅₀), their content in CaCO₃ (LOI₉₅₀), and their siliciclastic fraction (residual “ash”). The sampling rate was 5 mm.

S2-4 Magnetic susceptibility and magnetic fabric

We measured the volume (bulk) magnetic susceptibility (M.S.) on split cores using a BARTINGTON™ MS2 contact sensor. Sampling for analysis of the anisotropy of magnetic susceptibility (A.M.S.) was performed according to the procedure proposed by Campos et al. (2013), using a Kappabridge AGICO MFK1-FA model (CEREGE Laboratory, Aix-Marseille University). A.M.S. tensors were plotted following Jelinek (1981) and used to define the magnetic fabric. Due to very low M.S. values in most samples (resulting from high O.M. and carbonate content), only a few of the results appear significant. Furthermore, sediment softness made the A.M.S.-dedicated sampling fairly difficult, and consequently, the comparison between hemipelagic sediments and contrasting layers could not be realized. For these reasons, we used the magnetic parameters in our interpretations.

S2-5 Rock-Eval pyrolysis

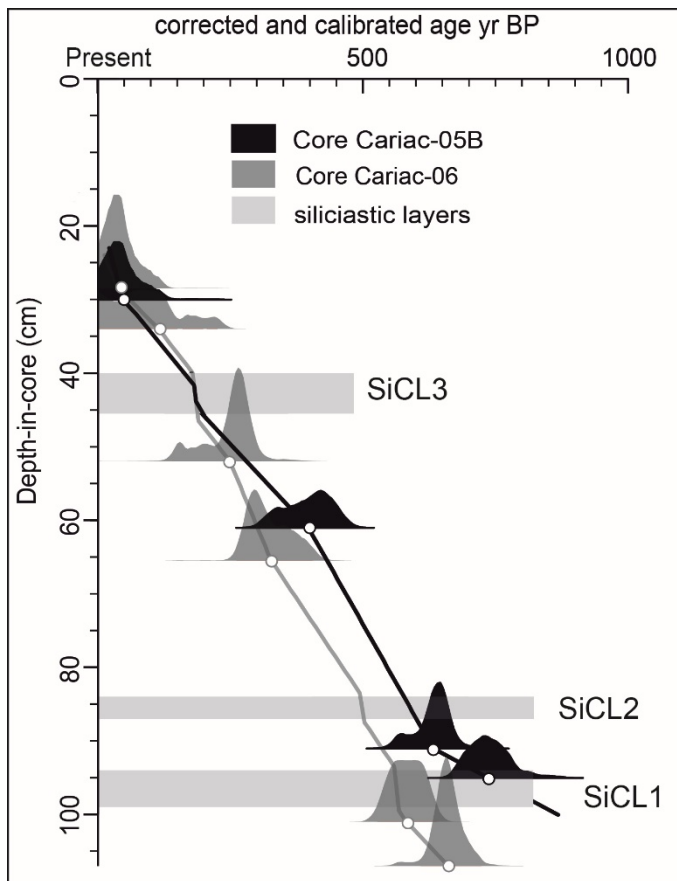
In order to complete the LOI measurements and to characterize the overall organic content (O.M.), its origin and its diagenetic evolution, we performed Rock–Eval pyrolysis on four cores, with a higher density sampling along core Cariac-09-06 (57 samples). Bulk sediment samples were dried to 60°C and pulverized before the two steps of pyrolysis. Analyses were performed using a ROCK-EVAL 6 apparatus (RE6, VINCI Technologie™) at ISTO Laboratory (Orléans University). Following the method described by Espitalié et al. (1985) and Lafargue et al. (1998), Oxygen Index (OI), Hydrogen Index (HI) and total organic carbon (TOC), were derived from successive emissions (Hydrocarbons (HC) peaks and CO₂ peaks). Hydrogen and oxygen indexes (respectively proportional to H/C and O/C elementary ratios) were plotted on the modified Van Krevelen diagram (Lafargue et al., 1998). HC peaks and TOC were plotted on the diagram proposed by Langford and Blanc-Valleron (1990).

S2-6 Chronological control

We used ¹⁴C dating with special attention to results because of: 1) high particulate organic matter content in the sediments, 2) upwelling as a major process in the area of study, and 3) possible hydrocarbon (gas, oil) seepage along the fault. A total of 40 AMS ¹⁴C measurements were performed in CEA-Saclay (CNRS-ARTEMIS facilities) and BETA Analytics. Different components were analyzed: 1) particulate O.M. (bulk sediment), 2) Pteropods and bivalves shells (respectively planktonic and benthic carbonate), and 3) plant fragments. The results are described and discussed in detail, along with the different calibrations (Marine 09, INTcal 13), in Aguilar et al. (in revision). Below, we only use the age results obtained on Cores Cariac-09-06 and Cariac-09-05B. These ages are based on calibrated and corrected particulate O.M. ages, using estimated local ΔR .

References

- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie, *Oil & Gas Science and Technology* 40, 755-784.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleontology* 25 (1), 101-110.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Lafargue, F., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval, 6 applications in hydrocarbon exploration, production and soil contamination studies. *Oil & Gas Science and Technology* 53, 421-437.
- Langford, F.F., Blanc-Valleron, M.-M., 1990. Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolysable Hydrocarbons vs. total Organic Carbon (I). *A.A.P.G. Bull.* 74, 799-804.
- Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sediment. Petrol.* 34, 830-847.



Supplementary Material S3 –

Particulate O.M. ^{14}C age vs. depth curves of Cores Cariac 05b and 06. Calibrations and reservoir effect corrections following Aguilar et al. (in revision).

Reference

Aguilar, I., Sabatier, P., Beck, C., Audemard, F., C. Crouzet, C. Campos. Calculation of the reservoir age from organic and carbonate fractions of sediments from in Gulf of Cariaco (Caribbean Sea). In revision after submission (June 2015) to *Quat. Geochronol.*