

CHANGEMENT, TENDANCE ET VARIABILITE CLIMATIQUE EN HAITI DURANT LES 1000 DERNIERES ANNEES A PARTIR DES PROCESSUS ORGANO-MINERAUX DU LAC AZUEI

<https://doi.org/10.54226/uniq.edse.78836>

Thèse présentée devant
L'Université Quisqueya (Haïti)

Pour obtenir
Le grade de Docteur - *Philosophiae Doctor* (Ph.D.)

Formation doctorale : Environnement, spécialité changements climatiques
École doctorale : Société et Environnement

Par

David NONCENT
Chimiste

Soutenue le 23 janvier 2023 devant la Commission d'examen

Jury composé de MM.

Bruno TURCQ	Directeur de Recherche (IRD)	Examineur
Patricia MOREIRA TURCQ	Directeur de Recherche (IRD)	Rapporteur
Myriam KHODRI	Directeur de Recherche (IRD)	Rapporteur
Lhoussaine BOUCHAOU	Professeur (Uni. Ibn Zohr-Maroc)	Examineur
Eric CALAIS	Professeur (ENS-Paris)	Examineur
Abdefettah SIFEDDINE	Directeur de Recherche (IRD)	Directeur de thèse
Evens EMMANUEL	Professeur (UniQ-Haïti)	Directeur de thèse

Cette thèse a été réalisée :

au Laboratoire d'Océanographie et du Climat (LOCEAN) - UMR CNRS - IRD – MNHN (Bondy, France)

&

à l'Equipe de Recherche sur les Changements Climatiques 2 de l'Université Quisqueya (Haïti)



*Je dédie cette thèse à:
Ma maman Elna Jeudi
Ma femme Wislande Michel Noncent
Mon fils Weadh David A. Noncent*

« La persévérance apporte le succès, mais il faut avoir le courage de persévérer »

Publications dans des revues avec comité de lecture

Noncent, D., Sifeddine, A., Emmanuel, E., Cormier, M.-H., Briceño-Zuluaga, F. J., Mendez-Milan, M., Turcq, B., Caquineau, S., Valdés, J., Bernal, J. P., King, J. W., Djouraev, I., Cetin, F., and Sloan, H. (2022) . Hydroclimate reconstruction during the last 1000 years inferred by mineralogical and geochemical composition of a sediment core from Lake-Azuei (Haiti). Submitted and accepted at *Holocene*

Noncent, D., Sifeddine, A., Emmanuel, E., Cormier, M.-H., Briceño-Zuluaga, F. J., Mendez-Millan, M., Turcq, B., Valdés, J., Bernal, J. P., King, J. W., Djouraev, I., Cetin, F., and Sloan, H.: Tracing environmental and climatic change in Haiti through sedimentary organic matter processes in Lake Azuei over the last millennium. Submitted to *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*

Noncent, D., Strady, E., Némery, J., Thành-Nho, N., Denis, H., Mourier, B., ... & Nguyen, P. D. (2020). Sedimentological and geochemical data in bed sediments from a tropical river-estuary system impacted by a developing megacity, Ho Chi Minh City-Vietnam. *Data in brief*, 31, 105938.

Communications orales dans des conférences internationales

Noncent, D., Sifeddine, A., Emmanuel, E., Cormier, M.-H., Briceño-Zuluaga, F. J., Mendez-Milan, M., Turcq, B., Caquineau, S., Valdés, J., Bernal, J. P., King, J. W., Djouraev, I., Cetin, F., and Sloan, H.: Hydroclimate reconstruction during the last 2000 years inferred by inorganic composition of a sediment core from Lake-Azuei (Haiti). *COLLOQUE GÉOSCIENCES, 2022, HAITI*

Noncent D., Joseph, O., Emmanuel, E. : La gestion des effluents urbains : un élément à intégrer dans la reconstruction de Port-au-Prince. GRUTTEE, 2016, France

Noncent D., Joseph, O., Emmanuel, E.: Use of the bagasse from sugar cane in the treatment of urban effluents. Conférence annuelle de HAS, 2016, Haïti
<https://doi.org/10.54226/uniq.edse.78836>
https://www.academia.edu/29672907/Pre_Actes_Session_EAU_et_ZAGROM_HSA_Conf%C3%A9rence_016.pdf

Noncent D., Joseph, O., Emmanuel, E.: Management of Municipal Wastewater Effluents: an element to be included in the reconstruction of Port-au-Prince. AIDI/ADISH, 2014, Haiti

Teychene, B., Noncent, D., Pellizzari, F., Boukari, S., Karpel Vel Leitner, N.: Electron Beam And Ultrafiltration Process Applied To Secondary Effluent Treatment. *GRUTTEE, 2012, France*

Résumé

<https://doi.org/10.54226/uniq.edse.78836>

Très peu d'études sur la reconstruction de la variabilité climatique en Haïti ont indiqué qu'il y a eu des changements dans le régime pluviométrique au cours du dernier millénaire. Cependant, des mécanismes climatiques n'ont été proposés pour les élucider. Cette thèse a pour objectif d'étudier la variabilité environnementale et climatique en Haïti durant les 1000 dernières années afin de progresser de manière significative dans la compréhension de ces variabilités à différentes échelles de temps et les mécanismes océan-atmosphère associés. Pour atteindre cet objectif, le travail est basé sur une approche multi-proxies et multi-périodes avec des analyses sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques d'une carotte de sédiment bien datée prélevée dans le lac Azuei (Haïti). Les variations temporelles des différents proxies analysés sont regroupées en quatre périodes : l'Anomalie Climatique Médiévale (ACM ou MCA, 1000-1100 CE ; subdivisée en MCA1 (1000-1050 CE) et MCA2 (1050-1100 CE)), la période transition entre l'Anomalie Climatique Médiévale et le Petit Age Glaciaire (MCA-LIA, 1100-1400 CE), le Petit Age Glaciaire (PAG ou LIA, 1400 à 1800 CE), et la Période Chaude Moderne (PCM ou CWP, 1800 à nos jours). Les périodes MCA1 et LIA sont marquées par une diminution du taux de sédimentation et une diminution d'apports détritiques liés à une diminution des précipitations. Il y avait plus de dénitrification liée à des conditions suboxiques en conséquence d'une augmentation de la température de l'eau du lac qui est liée à des conditions sèches. Par contre durant la MCA2 il y avait une augmentation du taux de sédimentation et une augmentation des apports détritiques dans le lac qui sont dues à une augmentation des précipitations et donc un environnement caractérisé par des conditions humides. Il y avait aussi une diminution de dénitrification liée au plus d'apport de matière organique. La période transition MCA-LIA a été caractérisée par des conditions environnementales et climatiques instables, avec une alternance des conditions humides et sèches. Durant la PCM il y a une augmentation progressive du taux de sédimentations due à l'apport de sédiments dans le lac pendant les périodes de pluie en conséquence de l'érosion dans le bassin versant suite aux activités anthropiques. Les résultats ont montré qu'Haïti a connu des

Résumé

conditions progressivement plus sèches au cours du dernier millénaire et que les précipitations sont liées aux changements moyens dans la température des océans, Atlantique et Pacifique, à travers l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (OMA), l'Oscillation Sud d'El Niño (ENSO) et l'Oscillation décennale du Pacifique (ODP). La corrélation temporelle de nos données avec d'autres enregistrements paléoclimatiques des Caraïbes montre que les tendances observées dans le lac Azuei étaient contrôlées par le climat régional, probablement associé à des changements dans la position de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT). Cette recherche a donc fourni de nouvelles informations détaillées sur les variations environnementales du lac Azuei et hydro-climatiques en Haïti au cours du dernier millénaire.

Abstract

Few studies on the reconstruction of climate change in Haiti have indicated that there have been changes in precipitation patterns over the past millennium. However, climatic mechanisms have not been proposed to elucidate them. This thesis aims to study the environmental and climate variability in Haiti during the last 1000 years in order to make significant progress in understanding these variabilities at different time scales and the associated ocean-atmosphere mechanisms. To achieve this objective, the work is based on a multi-proxy and multi-period approach with sedimentological, geochemical and mineralogical analyzes of a well-dated sediment core taken from Lake Azuei (Haiti). The temporal variations of the different proxy analyzed are grouped into four periods: the Medieval Climate Anomaly (MCA, 1000-1100 CE; subdivided into MCA1 (1000-1050 CE) and MCA2 (1050-1100 CE)), the transition period between the Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age (MCA-LIA, 1100-1400 CE), the Little Ice Age (LIA, 1400-1800 CE), and the Modern Warm Period (CWP, 1800 to our days). The MCA1 and LIA periods are marked by a decrease in the sedimentation rate and a decrease in detrital inputs linked to a decrease in precipitation. There was more denitrification related to suboxic conditions as a result of an increase in lake water temperature that is related to dry conditions. On the other hand, during MCA2 there was an increase in the sedimentation rate and an increase in detrital inputs into the lake which are due to an increase in precipitation and therefore an environment characterized by humid conditions. There was also a decrease in denitrification related to more organic matter input. The MCA-LIA transition period was characterized by unstable environmental and climatic conditions, with alternating wet and dry conditions. During PCM there is a gradual increase in the sedimentation rate due to the input of sediment into the lake during rainy periods as a result of erosion in the watershed as a result of anthropogenic activities. The results showed that Haiti has experienced progressively drier conditions over the past millennium and that rainfall is related to mean changes in ocean temperature, Atlantic and Pacific, through the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the El Nino Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO). Temporal

Abstract

correlation of our data with other Caribbean paleoclimate records shows that the trends observed in Lake Azuei were controlled by regional climate, likely associated with changes in the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). This research has therefore provided new detailed information on the environmental variations of Lake Azuei and hydro-climatic in Haiti during the last millennium.

Rezime

Rechèch sou chanjman klimatik yo an Ayiti, menm si yo pa anpil, montre gen chanjman nan sezon lapli yo depi mil dènye ane yo. Men rechèch sa yo pa di kisa ki lakòz chanjman sa yo. Se nan sans sa a, tèz sa a gen pou objektif etidye kòman klima a chanje an Ayiti pandan mil dènye ane yo. Travay rechèch sa a ap ede nou konprann kisa ki responsab chanjman kimatik yo pandan plizyè epòk epi tou konprann kòman oseyan yo ak atmosfè a aji sou chanjman klima a an Ayiti. Pou nou reponn avèk objektif sa a, nou itilize plizyè done pandan plizyè epòk nan analiz nou fè sou sediman, eleman chimi epi konpoze mineral nan yon kawòt sediman nou pran nan lak Azyei a. Fason done yo chanje nan kawòt sediman an pandan mil dènye ane yo, pèmèt nou distenge kat (4) epòk: Peryòd Anòmali Klimatik Medyeval (AKM, li kòmanse nan ane 1000 epi li fini nan ane 1100), peryòd ki trouve nan mitan peryòd Anòmali Klimatik Medyeval la avèk peryòd Peti Aj Glasyè a (PAG)(AKM-PAG, li kòmanse nan ane 1200 epi li fini nan ane 1400), peryòd Peti Aj Glasyè epi peryòd Cho Modèn nan (PCM, li kòmanse nan ane 1800 jiska kounye a). Gen de (2) peryòd anndan Anòmali Klimatik Medyeval nou rele yo AKM1 (li kòmanse nan ane 1000 epi li fini nan ane 1050) avèk AKM2 (li kòmanse nan ane 1050 epi li fini nan ane 1100). Pandan peryòd AKM1 an avèk PAG a, kantite sediman avèk kantite eleman chimi ki depoze nan lak la diminye. Sa vle di kantite tè lak la resevwa pandan epòk sa yo diminye. Sa fè nou konprann padan epòk sa yo kantite lapli a te diminye. Kidonk epòk sa yo te sèch. Pandan peryòd sa tou matyè òganik yo te degrade plis nan lak la, sa vle di dlo a te pi cho, li te evapore plis. Tout bagay sa yo konfime epòk sa a yo te sèch. Pandan peryòd AKM2 a te gen plis sediman avèk eleman chimi ki depoze nan lak la. Sa fè nou konprann te genyen plis lapli kite tonbe pandan tan sa a, kidonk se dlo lapli yo ki pran tè ak eleman chimi yo ki pote yo nan lak la. Pandan peryòd MCA-PAG a, klima a pat yon sèl fason, pafwa li te sèch, pafwa li te imid. Pandan peryòd PCM nan, kantite sediman k ap depoze nan lak la kontinye ap ogmante. Sa vle di dlo lapli pote plis tè ki soti nan basen vèsan kote lak la ye a. Nou konprann nan epok sa a moun yo koupe anpil pye bwa, yo raboure tè a pou yo plante, aktivite sa yo fasilite dlo lapli pote nan lak la plis tè ak eleman chimi ki nan basen vèsan lak la. Rezilta rechèch nou yo montre nou kantite lapli ki ap tonbe sou Ayiti ap diminye depi kòmansman mil dènye ane yo. Kidonk klima a ap kontinye vini pi sèch. Epi tou kantite lapli yo gen pou wè avèk mouvman dlo nan oseyan pasifik avèk atlantik

Rezime

la. Mouvman sa yo soti gen rapò avèk tanperati dlo oseyan yo. Non mouvman sa yo se: Osiyasyon Miltidesenal Atlantik (OMA), Osiyasyon desenal Pasifik (ODP) epi Osiyasyon Sid El Ninyo (ENSO). Anplis lè nou konpare done nou yo avèk lòt done nan Karayib la nou wè klima Ayiti a chanje menm jan ak klima nan rejyon an, se deplasman zòn konvèjans intètropikal la ki kapab esplike sa.

Remerciements

Tout d'abord, ma gratitude va à mes directeurs de thèse, Abdelfettah Sifeddine et Evens Emmanuel, qui m'ont donné envie de travailler sur ce projet. Merci pour leur soutien continu. Grâce à des échanges permanents avec Professeur Sifeddine, il a su me transmettre toutes les aptitudes indispensables pour être un scientifique accompli, notamment sur l'importance de l'écriture, la structuration et la concision des idées. Il m'a permis d'approcher concrètement la paléoclimatologie et la géochimie. La qualité exceptionnelle de son encadrement m'a permis de passer au travers de ce doctorat, je le remercie chaleureusement et de tout mon cœur pour cela. Je doute un jour de ne plus être redevable et reconnaissant envers Professeur Emmanuel. Je suis extrêmement heureux d'avoir pu bénéficier de ses précieux conseils, de son expérience et de son sens de la critique.

Je veux ensuite remercier Marie-Helene Cormier de m'avoir accueilli dans sa maison et dans son laboratoire lors de mon séjour à l'Université Rhode Islande (USA). De plus elle m'a accompagné tout au long de la thèse avec ses précieux conseils et elle a mis à ma disposition beaucoup de données qui m'ont permis de réaliser ce travail de recherche. Je remercie aussi John W. King qui, en collaboration avec Marie-Helene, a mis à ma disposition des échantillons de carottes de sédiments prélevées dans le lac Azuei, lesquels constituent le cœur de cette recherche.

Je suis reconnaissant envers mes deux équipes d'accueil, LOCEAN de l'IRD Bondy (France) et le Centre de Géosciences de l'UNAM-Juriquilla à Querétaro (Mexique). Ce fut un plaisir de profiter de leurs structures analytiques de pointe au cours de cette thèse.

Les analyses n'auraient pas pu se faire sans eux: Mercedes Mendez-Millan et Fethiye Cetin pour l'IRMS, Sandrine Caquineau pour la DRX, Irina Djouraev pour l'ICP-MS. Merci également à Laurence Goury d'avoir trouvé le temps de me montrer méticuleusement comment effectuer la bibliographie avec des logiciels comme Zotero. Merci au LMC14 pour les analyses de datation.

Remerciements

Je remercie Juan Pablo Bernal, Alex Correa-Metrio, Ofelia Perez Arvizu et Maria Yosahandy Vázquez qui m'ont beaucoup aidé et accompagné lors de mon séjour au Centre de Géosciences de l'UNAM-Juriquilla au Querétaro.

Un grand merci est adressé à toutes celles et tous ceux qui m'ont aidé dans l'accomplissement de cette thèse, que ce soit scientifiquement ou des conseils sur le monde de la recherche: Mercedes Mendez-Millan, Bruno Turcq, Francisco J. Briceño-Zuluaga, Sandrine Caquineau, Jorge Valdés.

Je remercie Ketty Balthazard-Accou et Gaston Jean pour leurs précieux conseils.

Je salue mes collègues doctorants de l'ERC2 et amis que j'ai pu croiser au cours de ces années d'études, sans oublié de bons moments que j'ai passé lors de la rédaction de la thèse à la représentation de l'IRD au Mexique en compagnie de mon directeur Abdel, Jose Luis, Jorge et Susana.

Ma femme Wislande et mon fils Weadh, ont toujours été à mes côtés dans tous les moments joyeux et difficiles qui jalonnent le déroulement d'un doctorat. Je leur remercie énormément pour ce cadeau inestimable et je leur dédie cette thèse.

Il ne faut pas oublier d'où l'on vient et donc je remercie du fond du cœur ma maman, Elna, pour tous les sacrifices qu'elle a consentis pour que je puisse mener à bien mes études. Je lui dédie cette thèse.

Enfin, je remercie les organismes subventionnaires qui ont rendu possible cette recherche : l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) et l'Institut de Recherche et de Développement (IRD).

Table of Contents

Publications dans des revues avec comité de lecture.....	v
Communications orales dans des conférences internationales	vi
Résumé.....	1
Abstract.....	3
Rezime	5
Remerciements.....	7
Liste des figures	13
Liste des Tableaux	20
Introduction.....	21
1. Synthèse bibliographique	20
1.1. Le climat global : la nature et l’homme dans son évolution	20
1.1.1. Les forçages climatiques	21
1.1.1.1. Les forçages naturels	23
1.1.1.2. Les forçages anthropiques	27
1.1.2. Les modes de variabilités climatiques	29
1.1.2.1. La circulation méridienne de retournement atlantique (en anglais Atlantic Meridional Overtuning Circulation, AMOC).....	30
1.1.2.2. L’Oscillation Atlantique Multi-décennale de l’Atlantique (OMA, en anglais Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO).....	33
1.1.2.3. L’Oscillation Nord-Atlantique (ONA) (en anglais North-Atlantic Oscillation, NAO)	35
1.1.2.4. L’Oscillation Sud-El Nino (en anglais ENSO, <i>ELNino Southern Oscillation</i>).....	37
1.1.2.5. Oscillation Décennale du Pacifique (ODP).....	39
1.2. La Caraïbes et les Changements climatiques	40
1.3. Le dernier millénaire	45
1.3.1. L’Anomalie Climatique Médiéval (ACM, 950-1200 CE, en anglais <i>Medieval Climate Anomaly, MCA</i>).....	46
1.3.2. Le Petit Age Glaciaire (PAG, 1400-1800 CE, en anglais <i>Little Ice Age, LIA</i>).....	48

Table des matières

1.3.3. La Période Chaude Moderne (PCM, 1850 à nos jours, <i>en anglais Climate Warm Period, CWP</i>).....	50
1.4. Les marqueurs des sédiments lacustres : un potentiel dans la reconstruction paléoclimatiques et paléo-environnementale.....	51
1.4.1. Généralités.....	51
1.4.2. Les minéraux dans les sédiments lacustres.....	52
1.4.2.1. La fraction allogénique.....	53
1.4.2.2. La fraction endogénique.....	54
1.4.2.3. La fraction authigénique.....	56
1.4.3. Les éléments métalliques lacustres majeurs et traces dans les sédiments lacustres. ...	57
1.4.3.1. Apport détritique des éléments métalliques traces et majeurs dans les sédiments...	57
1.4.3.2. Les cycles redox et les éléments traces dans les sédiments lacustres.....	58
1.4.4. La matière organique dans les sédiments lacustres.....	61
1.4.4.1. Carbone organique.....	63
1.4.4.2. Rapport C/N de la matière organique.....	63
1.4.4.3. Rapport isotopique du Carbone organique.....	64
1.4.4.4. Rapport isotopique de l'azote de la matière organique.....	66
2. Site d'étude.....	78
2.1. Bassin versant du Cul-de-sac et le Lac Azuei.....	78
2.2. Le climat.....	80
2.3. Changements écologiques.....	81
2.4. Alimentation et variabilité des eaux du lac Azuei.....	82
2.5. Composition et conditions physico-chimiques des eaux du Lac Azuei.....	84
3. Matériels et méthodes.....	89
3.1. Carottage et Campagne de sous-échantillonnage.....	89
3.2. Lithologie et niveaux de gris.....	91
3.3. Méthodes analytiques.....	91
3.3.1. Datations.....	92
3.3.2. Analyse minéralogique par Diffraction de Rayons X (DRX).....	92
3.3.3. Analyse élémentaire de la composition inorganique par ICP-MS.....	94
3.3.4. Analyse élémentaire et isotopique du carbone et de l'azote par spectrométrie de masse à rapport isotopique (IRMS, isotope-ratio mass spectrometry).....	94

Table des matières

4. Résultats	97
4.1. Lithologie et niveaux de gris	97
4.2. Chronologie et taux de sédimentation	98
4.3. Variation de la composition minéralogique	101
4.4. Variation de la composition géochimique inorganique.....	103
4.5. Variation de la composition organique	97
5. Discussion et interprétation des résultats	107
5.1. L’Anomalie Climatique Médiévale (MCA).....	108
5.2. La période transition (MCA-LIA).....	110
5.3. Le Petit Age Glaciaire (LIA).....	110
5.4. La Période Chaude Moderne (CWP)	111
5.5. Changements climatiques et modes de variabilités.....	112
5.5.1. L’Anomalie climatique Médiévale (MCA)	113
5.5.2. La période transition MCA-LIA.....	114
5.5.3. Le Petit Age Glaciaire (LIA).....	114
5.5.4. La Période chaude Médiévale (CWP)	115
5.5.5. Variation climatique de 1000 à 1800 CE.....	116
Conclusion et perspectives.....	121
Annexe	124
Article 1 soumis et accepté à Holocene	126
Article 2 soumis à PPP.....	151
Tracing environmental and climatic change in Haiti through sedimentary organic matter processes in Lake Azuei over the last millennium.....	151
Références bibliographiques.....	173

Liste des figures

Figure 1. Anomalies moyennes annuelles de température globale moyenne près de la surface (1,5 m) (par rapport à 1881–1920) pour les forçages naturels (NATURAL), anthropogéniques (ANTHROPOGENIC) et l'ensemble des forçages (ALL FORCINGS). Les différents forçages sont représentés par des lignes colorées et les observations sont représentées par une ligne noire. Les simulations intègrent des changements dans les gaz à effet de serre y compris le dioxyde de carbone et le méthane, les changements dans l'ozone troposphérique et stratosphérique et les changements dans les émissions de soufre. Elles incluent les forçages naturels dus aux changements dans la quantité d'aérosols stratosphériques à la suite d'éruptions volcaniques explosives et les changements à résolution spectrale de l'irradiance solaire (Stott et al., 2000).22

Figure 2. Positions relatives de la Terre et du Soleil au cours d'une année et évolution de l'insolation de 4 latitudes différentes en fonction des mois de l'année.23

Figure 3. Cycles solaires depuis 1755. Cette figure résume les observations du nombre de taches solaires. Ces chiffres sont basés sur une moyenne de mesures de nombreux observatoires différents à travers le monde. Avant 1749, des observations sporadiques de taches solaires sont disponibles. Ceux-ci ont été compilés et placés sur un cadre mensuel cohérent par Hoyt and Schatten (1998). La caractéristique la plus importante de ce graphique est le Cycle magnétique solaire de 11 ans associé à l'augmentation et à la diminution naturelle de l'activité solaire.24

Figure 4. Estimation de la moyenne annuelle et mondiale du bilan énergétique de la Terre (Kiehl and Trenberth, 1997).....26

Figure 5. Évolution de la moyenne annuelle de la température globale depuis 1880 et principales éruptions volcaniques (données GISS, Bréon and Luneau, 2018).....27

Figure 6. L'effet de serre et son impact sur la température globale moyenne28

Figure 7- Concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre que sont le dioxyde de carbone (CO₂, vert), le méthane (CH₄, orange) et l'oxyde nitreux (N₂O, rouge) déterminées à partir de l'analyse de carottes de glace (points) et obtenues par mesure directe dans l'atmosphère (courbes) (GIEC, 2014)29

Figure 8. Illustration simplifiée de la circulation méridienne de renversement de l'Atlantique. Rouge : courants chauds proches de la surface, bleu : courants froids profonds, cercles jaunes : zones de formation d'eaux profondes dans la mer du Labrador, la mer de Norvège et du Groenland et la mer de Weddel antarctique. SPG : Gyre Subpolaire, STG : Gyre Subtropical. (Image : L. Sanguinetti, Université de Brême)32

Listes des Figures

- Figure 9. Série temporelle sur 10 ans de l'AMOC mesurée à 26,5°N d'avril 2004 à mars 2014. La ligne grise représente les mesures filtrées sur 10 jours et la ligne rouge est la série temporelle filtrée sur 180 jours. Le cycle saisonnier, l'événement AMOC faible en 2009-2010 et la diminution globale de la force au cours des 10 années sont tous clairement visibles (RAPID-AMOC).....33
- Figure 10. Modèle de TSM AMO observé, dérivé de la régression des anomalies moyennes annuelles de SST de l'Atlantique Nord sur l'indice AMO observé, en utilisant l'ensemble de données HadISST (Rayner et al. 2013) pour la période 1870-2015. La régression correspond à 1 écart-type de l'indice AMO observé (Trenberth et al., 2021)..34
- Figure 11. Indice L'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (OMA) de 1856 à 2019 (Rayner et al., 2003)35
- Figure 12. Modèle observé de NAO SST (inversé), dérivé de la régression des anomalies annuelles moyennes de SST de l'Atlantique Nord (jeu de données HadISST) sur l'indice NAO hivernal observé inversé (Hurrell Station-Based DJFM NAO Index) pour la période 1870-2015. La régression correspond à 1 écart type de l'indice NAO (Trenberth et al., 2021).....36
- Figure 13. Deux indices de l'Oscillation nord atlantique en hiver, basés sur la pression de surface. En bleu : différence entre les pressions normalisées mesurées à Gibraltar et en Islande (données CRU/UEA). En orange : première composante principale de l'analyse de la pression de surface NCEP (données J. Hurrell/NCAR). Courbes en gras : moyennes glissantes sur 11 saisons (G. Delaygue UGA/IGE)37
- Figure 14. Expression globale de l'ENSO obtenue en régressant linéairement les anomalies SST mensuelles à chaque case de la grille sur la principale série temporelle de la composante principale (PC) basée sur les domaines décrits dans les cases noires. Les séries chronologiques ENSO, définies par leurs PC correspondants, sont affichées à droite. Basé sur l'ensemble de données HadISST (Rayner et al., 2003) pour la période 1870-2014. Adapté par Deser et al. (2010).....38
- Figure 15. Expression globale de PDO obtenue en régressant linéairement les anomalies SST mensuelles à chaque case de la grille sur la principale série temporelle de la composante principale (PC) basée sur les domaines décrits dans les cases noires. Les séries chronologiques PDO définies par leurs PC correspondants, sont affichées à droite. Basé sur l'ensemble de données HadISST (Rayner et al., 2003) pour la période 1870-2014. Adapté par Deser et al. (2010).40
- Figure 16. Carte de la région Caraïbe41
- Figure 17. Projections des précipitations pour la période 2071-2100 par rapport à la période de référence 1961-1990. Le changement en pourcentage est présenté. Les panneaux (a), (b), (c), (d) et (e) représentent respectivement le changement annuel, de novembre à janvier, de février à avril, de mai à juin et d'aout à octobre. Le panneau (f) montre les changements mensuels, saisonniers et annuels calculés en faisant la moyenne sur le domaine indiqué en

Listes des Figures

- (a)–(e). La ligne continue représente un écart type calculé à partir de l'ensemble de données sur l'analyse fusionnée du climat des précipitations (Campbell et al., 2011) 42
- Figure 18. A- Composition isotopique de l'oxygène et du carbone des valves d'ostracodes de *Cythridella boldii* dans une carotte de sédiments de Laguna de Felipe tracée en fonction de la profondeur et de l'âge du radiocarbone calibré (cal années BP) (Lane et al., 2011). B- (a) Mg/Ca-SST des *Globigerina bulloides* comparés aux (b) données du pourcentage Ti dans les sédiments du bassin Cariaco (Haug et al., 2001), et (c) $\delta^{18}\text{O}$ des gastropodes de la Péninsule Yucatan (Hodell et al., 2005). C- $\delta^{18}\text{O}$ des coquilles d'ostracodes (*Candona* sp.) dans la carotte de sédiments du lac Miragoane en fonction de la profondeur et des dates AMS ^{14}C corrigées par HWLE (modifiées d'après Hodell et al., 1991). Le profil montre une moyenne mobile de 5 points et reflète les changements à long terme de l'E/P (Higuera-Gundy, et al., 1999)..... 44
- Figure 19. Reconstructions décennales de la température de surface. Les reconstructions de température de surface ont été moyennées sur (A) l'ensemble de l'hémisphère Nord (NH), (B) la région AMO de l'Atlantique Nord (C) Région Nord du Pacifique (PDO) (SST moyennée sur la région centrale du Pacifique Nord 22,5°N–57,5°N, 152,5°E–132,5°A), et (D) Région Niño3 (2,5°S–2,5 °N, 92,5°W–147,5°W). L'ombrage indique des intervalles de confiance à 95 %. Les intervalles définissant le mieux le MCA et le LIA sur la base de la série moyenne de l'hémisphère NH sont indiqués par des cases rouges et bleues (Mann et al., 2008, 2009). 45
- Figure 20. Comparaison de l'enregistrement de densité apparente GRA (Gamma ray attenuation) de la carotte Chichancanab CHI 7-III-04 (ligne continue) et de la moyenne de 5 points de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (ligne continue avec cercles ouverts) de l'ostracode *Cytheridella ilosvayi* de la carotte Punta Laguna PL 23- VI-93 (Curtis et al., 1996). Les croix représentent les positions des dattes ^{14}C dans la carotte Punta Laguna. 47
- Figure 21. Comparaison de la composition isotopique de l'oxygène des valves d'ostracodes de *Cythridella boldii* dans la carotte sédimentaire de Laguna de Felipe avec les concentrations de titane sédimentaire du bassin de Cariaco (Haug et al., 2001, 2003). L'augmentation des concentrations de Ti dans les sédiments du bassin de Cariaco indique une augmentation de l'apport terrigène des rivières drainant le nord de l'Amérique du Sud en raison de l'augmentation des précipitations régionales (Lane et al., 2011). 49
- Figure 22. Moyenne annuelle et mondiale des anomalies de la température de surface combinant les terres émergées et les océans par rapport à la moyenne établie pour la période 1986–2005. (GIEC, 2014)..... 50
- Figure 23. Schéma simplifié du fonctionnement hydrologique d'un système lacustre. Les flux représentés par les flèches bleues correspondent aux flux entrants (précipitations, ruissellement et infiltration). Les flux représentés par les flèches rouges correspondent aux flux sortants (évaporation, écoulement de surface et infiltration). 52
- Figure 24. Source des phases des processus sédimentaires 53

Listes des Figures

- Figure 25. Variation des produits de solubilité des différentes formes du carbonate de calcium en fonction de la température (Elfil, 2005).....55
- Figure 26. Distorsions structurales dans les réseaux de calcite (A) et d'aragonite (B) dues à la substitution de Mg^{2+} sur le site Ca^{2+} . Le site Ca^{2+} est coordonné neuf fois dans l'aragonite et six fois coordonné dans la calcite, ce qui entraîne une enthalpie plus élevée de mélange de Mg^{2+} dans la structure d'aragonite. (C) Calcul des énergies de mélange à l'état solide de $CaCO_3-MgCO_3$. (D) Énergie libre de l'incorporation de Mg^{2+} dans $CaCO_3$ en échange ouvert avec une solution aqueuse de rapport Mg:Ca donné. La concentration d'équilibre en $MgCO_3$ de Mg-calcite correspond à $\Delta G = 0$. L'aragonite n'est pas énergétiquement favorable à l'incorporation de Mg^{2+} quel que soit le rapport Mg:Ca. (E) Concentration prédite d'équilibre de $MgCO_3$ dans la calcite à un rapport Mg:Ca de solution donnée, comparée à des expériences dans des conditions similaires. Les lignes pointillées correspondent aux incertitudes sur le \log_{10} expérimental $\log_{10}K_{sp}(MgCO_3) = -7.8 \pm 0.3$ (Sun et al., 2015).....56
- Figure 27. Comportement schématique de Ni, Cu, Mo, U et V en fonction de l'état redox de l'environnement de dépôt (Algeo and Maynard, 2004 ; Tribovillard et al., 2006).60
- Figure 28. Diagramme schématique illustrant l'enrichissement relatif en Ni, Cu, Mo, U et V par rapport au carbone organique total (COT). TE signifie oligo-éléments et OM signifie matière organique (Tribovillard et al., 2006).61
<https://doi.org/10.54226/uniq.edse.78836>
- Figure 29. Schéma d'identification potentielle des sources de matière organique à partir des valeurs de $\delta^{13}C$ et des rapports C/N pour les échantillons de sédiments (Meyers and Lallier-Vergès, 1999).....63
- Figure 30. Cycle idéalisé des isotopes du carbone dans un petit lac stratifié. La composition isotopique de la matière organique enfouie dans les sédiments est déterminée par la proportion de différentes matières organiques terrestres et lacustres, de la composition isotopique du carbone organique dissous (COD), et le taux de la respiration primaire et la production à travers de la colonne d'eau. Les facteurs d'enrichissements des isotopes (ϵ), listés ici comme la différence entre le produit et le substrat, varient avec les formes de COD que les algues du lac assimilent (ex. $CO_2(aq)$ ou HCO_3^-). Le carbonate inorganique ($CaCO_3$) se forme généralement en équilibre isotopique avec le réservoir du carbone inorganique dissout, et, en tant que tel, est indirectement affecté par les sources des MO et la production primaire et le taux de respiration (Meyers and Lallier-Vergès, 1999).....65
- Figure 31. Cycle idéalisé des isotopes de l'azote dans un petit lac stratifié. La composition isotopique de la matière organique enfouie dans les sédiments est déterminée par les sources d'azote, le taux de la respiration primaire et les types de processus de dénitrification. Les valeurs isotopiques pour les sources externes d'azote atmosphérique et les formes combinées d'azote proviennent de Kendall (1998). Les facteurs d'enrichissements des isotopes (ϵ) proviennent de Fongel and Cicuentes (1993) et varient avec la forme inorganique que les algues du lac assimilent. Etant donné que les isotopes de l'azote ne sont pas fractionnés par les algues fixatrices de l'azote atmosphérique, l'importance de la fixation de l'azote peut varier de lac en lac (Meyers and Lallier-Vergès, 1999).67
- Figure 32. Une vue du Lac Azuei près de la frontière haïtiano-dominicaine (©Haïti-Référence).....78

Listes des Figures

Figure 33 a) Bassin versant du cul de sac (vue générale, USAID, 2012) ; b) carte bathymétrique du lac Azuei.....	79
Figure 34. Graphiques pour (A) précipitations cm, (B) température C, sur une période de 30 ans de 1984 à 2014 (Hotz, 2019).....	81
Figure 35. Exploitation minière de calcaire le long de la rive sud-est du lac Azuei, ©Helenmary Hotz.....	82
Figure 36. A: Taux d'expansion de la superficie du lac Étang Saumâtre, Haïti de 1984 à 2014 ; B : Taux d'expansion du périmètre du lac Étang Saumâtre, Haïti de 1984 à 2014(Hotz, 2019).	84
Figure 37. Géochimie d'une carotte de sédiments du lac Azuei au fil du temps. A) COT (mmol), B) TN (mmol) C) TP (μmol) D) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (‰ vs VPDB), E) $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ (‰ vs N2-air), F) TOC/TN (mmol/mmol), G) COT/TP (mmol/ μmol), H)TN/TP (mmol/ μmol) (Eisen-Cuadra et al., 2013).....	86
Figure 38 A) Les principales caractéristiques du carottier Livingstone, un système similaire au carottier Bolivien utilisé pour ce projet. B) Diagramme représentant la séquence d'échantillonnage: 1. Le piston est abaissé sur les tiges d'extension jusqu'au lit du lac. 2 & 3. La tension est maintenue sur le câble du piston pour maintenir le piston en état pendant que le tube central est poussé dans les sédiments. 4. Le tube central est ramené à la surface en tirant et en déconnectant les tiges d'extension (Cormier et al., 2017).....	90
Figure 39. Position de la carotte LA17BCO2 superposée sur le profil CHIRP (Cormier et al. 2017).	90
Figure 41. Image de la carotte et la variation du niveau de gris de la carotte LA17BCO2 en fonction de la profondeur.....	98
Figure 42. Activités ^{210}Pb xs en fonction de la profondeur. Diminution exponentielle des activités de ^{210}Pb , indiqués par la courbe de régression.....	100
Fig. 43 : (a) Modèle âge-profondeur bayésien pour la carotte LA17BCO2 généré à l'aide de rBacon pour R, affichant les dates 14C corrigées pour HWLE. Les barres d'erreur bleues irrégulières affichent la distribution de probabilité d'âge 14C pour chaque échantillon ; la ligne pointillée rouge suit les âges moyens. En détail en haut de gauche à droite ; nombre d'itérations, vitesse de sédimentation et mémoire, cela s'interprète comme la dépendance du taux d'accumulation entre profondeurs voisines. (b) Taux de sédimentation (cm/an) calculé à partir du modèle âge-profondeur.....	101
Fig. 44. Mesures de surface DRX (1 pic/minéral) à l'aide d'une fonction de profil d'ajustement (résultats en cps/°-thêta). Surface = f (quantité de minéral).....	102
Figure 45. Image de la carotte ; le profil lithologique, la variation du niveau de gris et la distribution de la teneur en minéraux exprimée en pourcentage de surface de pic de la carotte LA17BCO2 sont tracés en fonction de la profondeur.....	103

Listes des Figures

Figure 46. Les variations temporelles de la composition élémentaire inorganique du LA17BCO2	97
Figure 47. Variations du carbone organique (%), de l'azote (%), du rapport C/N et des rapports isotopiques du carbone et de l'azote de la MO dans les sédiments.....	98
Figure 48. Variations temporelles de l'intensité du niveau de gris, apport terrigène (% Al + % Fe + % Ti), Ca-calcite, Mg-calcite, Ca et COT, TN, et $\delta^{15}\text{N}$ dans la carotte sédimentaire LA17BCO2 du lac Azuei. Ces variations sont subdivisées en fonction des périodes, MCA, MCA-LIA, LIA et CWP, qui sont accompagnées par des schémas caractéristiques du lac pour chacune de ces périodes	107
Figure 49. Corrélation entre niveau de gris et apport terrigène de 1000 à 1100 CE	108
Figure 50. (a) Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et les rapports C/N de la matière organique indiquent les sources de MO dans les sédiments du lac Azuei, les plages de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour les sources potentielles de MO proviennent de Meyers et Lallier-Vergès, 1999 ; (b) Un zoom de la figure 30a, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et les rapports C/N des différentes périodes (MCA1, MCA2, LIA, MCA-LIA et CWP) sont représentés et regroupés à l'intérieur des cercles	109
Figure 51. Corrélation entre niveau de gris et la composition Mg-calcite de 1400 à 1600 CE.....	111
Figure 52. Corrélation entre niveau de gris et le carbone organique de 1700 à 1800 CE	112
Figure 53. Spectre des ondelettes : la ligne blanche lisse marque le cône d'influence ; les résultats en dessous de cette ligne ne sont pas fiables. La barre de couleur indique la plage de puissance des ondelettes dans le spectre des ondelettes, avec des couleurs plus chaudes correspondant aux pics maximum de puissance des ondelettes.....	113
Figure 54. Comparaison de l'analyse en échelle de gris de la carotte de sédiment et de la somme des % de composition Al, Fe et Ti et du rapport Mg-calcite/Ca-calcite (cette étude, (a), (b), (c)) avec le titane sédimentaire composite sur la représentation du ruissellement continental dans le temps (Haug et al., 2001, (d)), et <i>G. ruber</i> $\delta^{18}\text{O}$ qui reflètent la température de surface de la mer (SST) et les variations de salinité liées aux précipitations de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) sur les Caraïbes et les régions tropicales. Atlantique Nord (Black et al., 2004, (e)), indice AMO représentant les anomalies de température de surface de la mer (SST) ($^{\circ}\text{C}$) moyennées sur l'océan Atlantique Nord (Mann et al., 2009, (f)), température Nino3 anomalie représentant des anomalies de SST dans l'océan Pacifique oriental (Mann et al., 2009, (g)), indice NAO (Trouillet et al., 2009, (h)), anomalie de température PDO représentant des anomalies de SST dans l'océan Pacifique oriental (Mann et al., 2009, (i)) et spectre de puissance des ondelettes : la ligne blanche lisse marque le cône d'influence ; les résultats en dessous de cette ligne ne sont pas fiables. La barre de couleur indique la plage de puissance des ondelettes dans le spectre de puissance des ondelettes, avec des couleurs plus chaudes correspondant aux pics maximum de puissance des ondelettes (j)	117
Figure S1. Analyses spectrales du spectre de puissance moyenne des ondelettes de la Figure 51.	125

Liste des Tableaux

<i>Tableau 1. Évènements solaires minimaux et dates approximatives</i>	<i>25</i>
<i>Tableau 2. Les paramètres minéralogiques et géochimiques et leur importance dans les reconstructions paléo-environnementales.....</i>	<i>69</i>
<i>Tableau 3. Relations profondeur-âge des sédiments en utilisant la datation ^{14}C pour LA17BCO2</i>	<i>99</i>
<i>Tableau 4. Relations profondeur-âge des sédiments pour l'utilisation de la datation ^{210}Pb et ^{226}Ra pour la partie supérieure de LA17BCO2.....</i>	<i>100</i>
<i>Tableau S1. Matrice de coefficients de corrélation de Pearson entre les métaux et les compositions minérales</i>	<i>124</i>

Introduction

Suite aux résultats des différentes recherches et particulièrement celles du « Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) » à travers ses différents rapports (GIEC, 2007 ; 2014 ; 2021), on a constaté que l'impact de l'Homme sur le climat continu à se faire sentir de plus en plus. Dans le but de pouvoir anticiper son évolution future sous l'influence de l'Homme des experts du climat continuent à s'intéresser aux climats passés afin d'en identifier la variabilité naturelle. Par ce moyen, il est possible de découpler la part naturelle, de la part anthropique des changements du climat. Ainsi, les reconstitutions des variations climatiques passées, et éventuellement de leurs causes, sont très importantes pour apporter des données sur son évolution.

Le climat change différemment dans le temps et dans l'espace ; ce qui entraîne de nombreux changements qui diffèrent selon la région et qui augmenteront tous avec la poursuite du réchauffement. Les pays de la Caraïbe, région des Amériques qui comprend la mer des Caraïbes, ses îles et les côtes environnantes, sont sensiblement vulnérables aux changements climatiques et les impacts qui les affectent (Taylor et al., 2012). Plusieurs études (par exemple Hodell et al., 1991; Curtis and Hodell, 1993 ; Higuera-Gundy et al., 1999 ; Haug et al., 2001 ; Hodell et al., 2005 ; Lane et al., 2011) sur la reconstruction paléo-climatique de la région caribéenne montrent des tendances historiques un peu similaires sur la variabilité climatique durant les derniers millénaires. Cependant, en raison d'un manque de données en fonction de la répartition géographique et des archives climatiques étudié de nouvelles études de la reconstruction, de la variabilité climatique passée, dans les caraïbes peuvent contraindre les scénarios climatiques passés et l'évolution du climat dans la région.

Située à l'Ouest de l'île d'Hispaniola, la République d'Haïti est un pays caribéen dont son climat a changé considérablement au cours des dernières décennies. Les températures moyennes ont augmenté et la saison des pluies commence aujourd'hui plus tard qu'à l'habitude (Singh and Cohen, 2014). Selon les données du Ministère de l'Agriculture, des Ressources Naturelles et du Développement Rural (MARNDR), l'augmentation de la température moyenne de la surface terrestre a été supérieure à 1°C entre 1973 et 2003 (MARNDR, 2010). Des conditions

Introduction

météorologiques extrêmes et variables alternent entre sécheresse en saison humide (généralement décembre à avril) et tempêtes et ouragans intenses en saison humide (généralement août à novembre) (Singh and Cohen, 2014). Le pays a connu donc des changements radicaux dans le système climatique, en particulier la saisonnalité des précipitations et la fréquence et l'intensité des ouragans et des tempêtes tropicales, ce qui a conduit à des inondations et à l'érosion. Ces changements entraînent des impacts drastiques sur les écosystèmes et la dégradation de l'environnement haïtien. Par exemple, en 2004, les eaux de crue du cyclone Jeanne ont fait environ 3000 morts (Rights Action, 2004). Puis en 2008, 4 ouragans distincts ont déversé de fortes précipitations sur le pays, provoquant des inondations qui ont touché environ 800000 personnes. Les eaux de crue ont détruit 70% des ressources agricoles d'Haïti et des dégâts ont été estimés à plus de 1 milliard de dollars (USAID, 2009). Sans oublier le cyclone Matthew qui a ravagée la région Sud d'Haïti en octobre 2016. Très peu d'études ont été réalisées en Haïti sur la reconstruction de la variabilité et les changements climatiques. Comme nous l'avons signalé plus haut, Hodell et al., 1991 ; Higuera-Gundy et al. (1999), à partir des enregistrements isotopiques de l'oxygène sur les coquilles d'ostracodes d'une carotte de sédiments du lac de Miragoâne, dans le sud d'Haïti, ont montré qu'il y a des changements dans le régime des précipitations et environnementaux en Haïti durant les derniers millénaires. Les résultats de l'évaluation géochimique des sédiments et des coquilles de gastéropodes du lac Azuei ont également indiqué qu'il y a eu des changements dans le régime des précipitations au cours du siècle dernier (Eisen-Cuadra et al., 2013). Cependant, des mécanismes climatiques comme les circulations océaniques et atmosphériques, les cycles hydrologiques n'ont été proposés à partir de ces études pour élucider ces changements.

A l'heure actuelle, il y a peu d'études qui déterminent la variabilité spatiale et temporelle du climat ainsi que les impacts associés durant le dernier millénaire. Dans sa période préindustrielle, le dernier millénaire est marqué par une variabilité relativement faible des forçages externes (intensité des éruptions volcaniques, activité solaire, gaz à effet de serre) et par des oscillations relativement faibles du climat global. En étudiant le système climatique du dernier millénaire, nous essayons donc de comprendre la sensibilité du climat à de faibles variations de forçage.

Devant de tels manquements dans la littérature, de nouvelles études sur la reconstruction climatique sont nécessaires. Cette thèse a donc pour objectif général l'étude de la variabilité

environnementale et climatique en Haïti durant les 1000 dernières années en mettant en œuvre une approche multi-proxies et multi-périodes. Cela va nous permettre de progresser de manière significative dans la compréhension de ces variabilités à différentes échelles de temps et les mécanismes océan-atmosphère (modes de variabilités) associés.

Ainsi les objectifs spécifiques sont :

- 1- Etablir un modèle chronologique à partir de la datation des matériaux provenant d'une carotte de sédiments du Lac Azuei ;
- 2- Déterminer la variation temporelle des concentrations des éléments terrigène Al, Fe, Zr, Ti de la carotte;
- 3- Caractériser la fraction minéralogique associée ;
- 4- Caractériser la matière la matière organique déposée dans les sédiments ;
- 5- Comprendre la caractérisation de la variabilité environnementale et climatique en Haïti au cours du dernier millénaire à partir de la sédimentation organo-minérale du Lac Azuei;
- 6- Comprendre comment les oscillations décennales et multi décennales de l'Atlantique en co-variabilité avec celles du Pacifique (PDO, ENSO) ont pu agir sur le bilan des précipitations en Haïti au cours du dernier millénaire?

Les sédiments lacustres contiennent une variété de proxies géochimiques organiques et inorganiques qui peuvent être utilisés pour reconstituer les environnements passés ainsi que les changements climatiques associés. En effet, notre recherche sera orientée sur l'étude systématique des compositions minérales, élémentaires et isotopiques d'une carotte sédimentaire, couvrant le dernier millénaire, du lac Azuei, un lac tropical de la République d'Haïti.

Afin de rendre compte des différents aspects des problématiques soulevées précédemment et les réponses que nous y apportons, ce travail s'articule autour de 5 chapitres. Le premier est une partie bibliographique présentant des changements dans le système climatique en mettant l'accent particulièrement sur les facteurs qui lui sont influencés. Les caractéristiques des principaux marqueurs des sédiments lacustres utilisés dans la reconstruction paléo-climatiques et paléo-environnementale sont aussi rappelées dans ce chapitre.

Introduction

La présentation du site d'étude fait l'objet du deuxième chapitre. Ce chapitre fait une description de la zone d'étude, mettant en évidence l'anthropisation du bassin versant et son influence sur la qualité de l'eau du lac depuis les années 80. Quelques données des propriétés physico-chimiques de l'eau sont aussi décrites.

Le troisième chapitre présente les principales méthodologies utilisées (niveaux de gris, datations ^{14}C et ^{210}Pb , analyses minéralogiques (DRX), géochimie inorganique (ICP-MS) géochimie organique (élémentaire (C/N) et isotopique (IRMS)) dans cette étude ainsi que les méthodes de prélèvement.

Le chapitre 4 présente l'ensemble des résultats obtenus à partir des différentes analyses faites. Dans le chapitre 5 les résultats sont discutés et interprétés tout en les comparant avec les résultats d'autres reconstructions.

Enfin, une conclusion générale comprenant des perspectives pour de futures études clôturera le mémoire est présentée.

1. Synthèse bibliographique

1. Synthèse bibliographique

1.1. Le climat global : la nature et l'homme dans son évolution

Les changements dans le système climatique peuvent être dus à des processus naturels intrinsèques à la Terre, à des influences extérieures ou, aux activités humaines. Ainsi pour le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), le changement climatique fait référence à tout changement dans le temps, qu'il soit dû à la variabilité naturelle ou aux activités humaines. L'ampleur des changements récents dans l'ensemble du système climatique, généralement caractérisée par l'augmentation de la température moyenne de la surface terrestre, des changements dans les régimes pluviométriques et des bilans hydriques est sans précédent depuis plusieurs siècles à plusieurs millénaires. Ces changements, particulièrement liés aux influences de l'Homme, constituent donc la question environnementale majeure qui domine notre époque. Dans le dernier rapport du GIEC (GIEC, 2021), de nouvelles estimations du réchauffement planétaire ont été mentionné. Au niveau mondial, la température moyenne de notre planète a augmenté d'environ 1,1 °C depuis le début du 20^{ième} siècle (GIEC, 2021). D'ici la fin du 21^{ième} siècle, on s'attend à une augmentation d'environ 1 à 3,5 °C de la température moyenne de la surface du globe par rapport aux années de 1990, si l'on se base sur les prévisions actuelles d'augmentation dans la concentration atmosphérique de gaz à effet de serre et de sulfates (Bourque, 2000).

Pour comprendre les mécanismes qui régissent la dynamique du climat actuel et prédire son évolution future, il est important de différencier les variations climatiques d'origine anthropique de celles d'origine naturelle. La variation climatique naturelle, i.e. indépendante de l'action de l'homme sur le bilan radiatif de la terre provient de deux types d'interactions. Premièrement, les interactions entre le système climatique et ses différents composants (principalement l'atmosphère et l'océan) qui génèrent une variabilité spontanée, dite interne, mais organisée sous la forme de grands modes de variabilités. Deuxièmement, les interactions entre le système climatique et des facteurs externes (principalement activité solaire) qui modifient les flux radiatifs à l'échelle globale. Ces facteurs sont appelés aussi forçages naturels.

1. Synthèse bibliographique

Les activités humaines sont sans doute les plus débattues des influences climatiques. Elles agissent sur le climat via les changements d'usage des sols (déforestation, urbanisation), et le rejet des particules polluants (aérosols) et de gaz à effet de serre (GES). En effet, les pratiques d'utilisation des terres modifient la couverture terrestre, ce qui entraîne des changements dans les propriétés réfléchissantes de la Terre. Par exemple, depuis les années 1750, la révolution post-industrielle a conduit à une augmentation de l'utilisation des combustibles fossiles et de la biomasse, qui, avec la suppression du couvert forestier, a considérablement modifié la composition de l'atmosphère principalement par l'ajout des GES comme le dioxyde de carbone (CO₂), la vapeur d'eau (H₂O) et le méthane (CH₄). Les activités humaines ont été la principale source d'une augmentation de 36 % des concentrations de CO₂ et de 148 % des concentrations de méthane (CH₄) depuis l'ère pré-industrialisée (GIEC, 2007).

1.1.1. Les forçages climatiques

En climatologie, on parle de forçage pour désigner les perturbations dans l'équilibre énergétique de la Terre, qui engendrent des changements de températures. Les forçages sont fluctuants et pourtant déterminants dans l'évaluation et la prévision du réchauffement climatique (Bréon and Lüneau, 2018). Stott et al. (2000) ont montré que, à partir d'un modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère (HadCM3), les variations moyennes et à grande échelle de la température terrestre globale sont fortement influencées par des forçages (Fig. 1). En effet, plus de 80% des variations de température moyenne globale observée à l'échelle de plusieurs décennies et plus de 60% des variations de température du sol sur 10 à 50 ans sont dues à des modifications des forçages. Ils peuvent être d'origines naturelle (solaire, volcanique) ou d'origine humaine (déforestation, émission gaz à effet de serre). Pour la période précédant du 19^{ème} siècle, les forçages naturels liés aux variations solaires et aux éruptions volcaniques sont prépondérants par rapport aux forçages anthropiques (Khodri et al., 2015).

1. Synthèse bibliographique

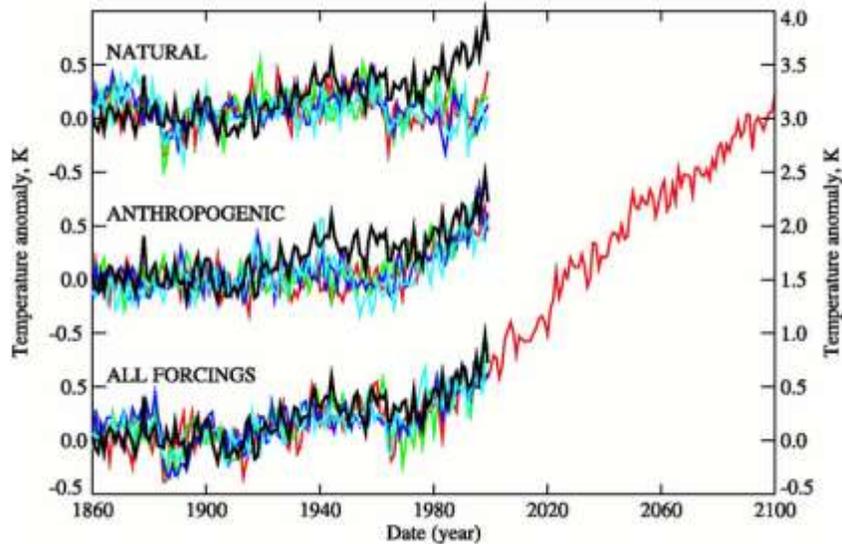


Figure 1. Anomalies moyennes annuelles de température globale moyenne près de la surface (1,5 m) (par rapport à 1881–1920) pour les forçages naturels (NATURAL), anthropogéniques (ANTHROPOGENIC) et l'ensemble des forçages (ALL FORCINGS). Les différents forçages sont représentés par des lignes colorées et les observations sont représentées par une ligne noire. Les simulations intègrent des changements dans les gaz à effet de serre y compris le dioxyde de carbone et le méthane, les changements dans l'ozone troposphérique et stratosphérique et les changements dans les émissions de soufre. Elles incluent les forçages naturels dus aux changements dans la quantité d'aérosols stratosphériques à la suite d'éruptions volcaniques explosives et les changements à résolution spectrale de l'irradiance solaire (Stott et al., 2000).

En chine, sur la base des observations et des simulations historiques de la cinquième phase de l'archive Projet de comparaison comparée de modèles couplés (CMIP5), Zhao et al. (2015) ont montré que les forçages naturels et anthropiques représentent chacun entre 95% et 99% des variations de température observée de 1951-1975 à 1981-2005. Selon Stott et al. (2000), les forçages naturels semblent être les principaux contributeurs à la maîtrise des variations de température moyennes décennales près de la surface de la terre à l'échelle mondiale et continentale. Cependant, dans le rapport du GIEC (2013) il est mentionné que les forçages naturels (activité solaire et éruptions volcaniques) et la variabilité climatique interne ne sont pas les principaux moteurs du réchauffement planétaire depuis 1950, avec une probabilité supérieure à 95%.

1. Synthèse bibliographique

1.1.1.1. Les forçages naturels

a) L'activité solaire

Le rayonnement solaire est la source fondamentale de toute l'énergie propre au système climatique de la Terre. En conséquence, toute variation de la production solaire constitue un facteur de forçage radiatif. Le flux d'énergie solaire reçu à la surface de la Terre, aussi appelé l'insolation, varie essentiellement à cause des mouvements de la Terre sur son orbite, à l'origine de l'alternance diurne et des saisons (Fig. 2). En effet, les changements d'insolation ont un impact significatif dans la redistribution de l'énergie, à l'échelle temporelle (saison) mais aussi spatiale (latitudinale). À côté des variations d'insolation intrinsèques au Soleil, les variations de l'orbite terrestre contribuent à modifier la répartition saisonnière et latitudinale du rayonnement solaire. Les variations de l'orbite terrestre jouent un rôle déterminant dans le va-et-vient des cycles glaciaires et interglaciaires (Bertrand, 2004). Par contre, Bertrand et al. (2002) ont montré que l'impact de ces variations sur l'évolution de la température moyenne annuelle globale au cours des derniers 1000 ans est négligeable.

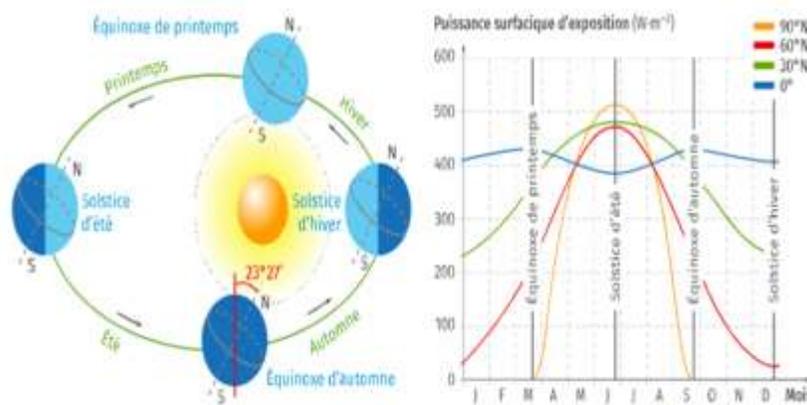


Figure 2. Positions relatives de la Terre et du Soleil au cours d'une année et évolution de l'insolation de 4 latitudes différentes en fonction des mois de l'année.

Les taches solaires sont des points sombres épisodiques à la surface du soleil. Elles représentent le principal indice d'une activité propre du soleil : plus il y a de taches, plus l'activité solaire est grande. Les comptages ont mis progressivement en évidence un cycle très marqué à 11 ans

1. Synthèse bibliographique

(Schwabe). En effet, les activités magnétiques sur le soleil ont tendance à atteindre un niveau maximum et à diminuer au minimum dans un cycle solaire d'environ 11 ans (Fig. 3).

De nos jours les variations des deux isotopes cosmogéniques ^{14}C et ^{10}Be sont très largement utilisées pour reconstituer l'activité solaire du passé (Bertrand, 2004 ; Hoyt et Schatten, 1997). Ces deux isotopes sont formés dans la haute atmosphère sous l'influence des rayons cosmiques d'origine galactique et solaire. Les fluctuations des rayons cosmiques sont principalement dues aux vents solaires (gaz ionisé à faible densité éjecté du soleil) influençant le champ magnétique autour de la Terre. Le ^{14}C intègre le cycle du carbone via le CO_2 alors que le ^{10}Be précipite avec les aérosols pour être enregistré dans les sédiments et les carottes de glace (Debret, 2008). Aujourd'hui, il est admis que les variations de l'activité solaire sont dues à la superposition de plusieurs cycles : le cycle de Schwabe (de 9 à 13 ans), le cycle de Gleissberg (de 77 à 99 ans), le cycle de Suess (de 150 à 250 ans), le cycle de Bond d'environ 1500 ans et celui d'Hallstattzeit d'environ 2300 ans.

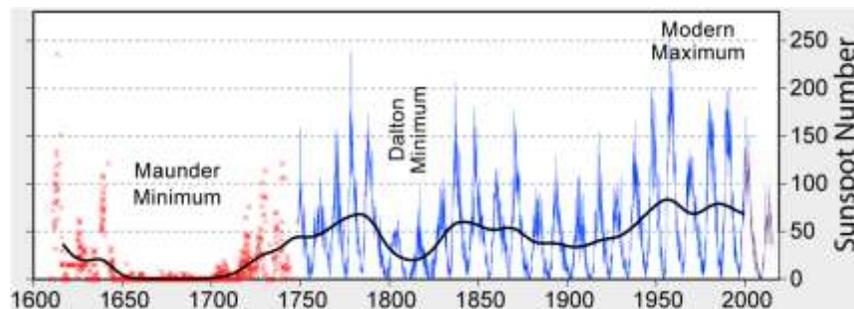


Figure 3. Cycles solaires depuis 1755. Cette figure résume les observations du nombre de taches solaires. Ces chiffres sont basés sur une moyenne de mesures de nombreux observatoires différents à travers le monde. Avant 1749, des observations sporadiques de taches solaires sont disponibles. Ceux-ci ont été compilés et placés sur un cadre mensuel cohérent par Hoyt and Schatten (1998). La caractéristique la plus importante de ce graphique est le Cycle magnétique solaire de 11 ans associé à l'augmentation et à la diminution naturelle de l'activité solaire.

1. Synthèse bibliographique

Des études convergent vers une contribution faible 0,1% ($0,34 \text{ W.m}^{-2}$) pendant les cycles à 11 ans (Friis-Christensen, 2000), 0,2% à 0,6% ($0,7$ à 2 W.m^{-2}) pour les cycles séculaires (Lean et Rind, 1998 ; Mendoza, 1997) et 1,3% (4 W.m^{-2}) à l'échelle de l'Holocène (Renssen et al., 2006) mais décelable du soleil aux variations de la température de surface, des échelles régionales à globale.

Sur des échelles de temps plus longues, le soleil a montré une variabilité considérable, y compris le long minimum de Maunder lorsque presque aucune tache solaire n'a été observée, le moins sévère minimum de Dalton et une activité accrue des taches solaires au cours des cinquante dernières années, connue sous le nom de maximum Moderne (Fig. 3). Les causes de ces variations ne sont pas bien comprises, mais comme les taches solaires et les facules associées affectent la luminosité du soleil qui est plus faible pendant les périodes de faible activité des taches solaires. Il est largement admis que la faible activité solaire pendant le minimum de Maunder pourrait être l'une des principales causes du Petit Age Glaciaire, vers 1350-1850 CE. Les principaux Évènements solaires minimaux et leurs dates approximatives sont présentés dans le Tableau 1.

Tableau 1. Évènements solaires minimaux et dates approximatives

Évènement	Début	Fin
minimum Homérique	950 BC	800 BC
minimum d'Oort (voir Optimum climatique médiéval)	1040	1080
maximum médiéval (voir Optimum climatique médiéval)	1100	1250
minimum de Wolf	1280	1350
minimum de Spörer	1450	1550
minimum de Maunder	1645	1715
minimum de Dalton	1790	1820
maximum moderne	1914	2002

La radiation solaire influence directement le système climatique de la planète et il y a trois manières fondamentales de changer le bilan de radiation solaire qui affecte la Terre : 1) En changeant la radiation solaire incidente, 2) en changeant la fraction de la radiation solaire qui est réfléchi (albédo) et 3) et en altérant l'émission infrarouge depuis la Terre vers l'espace (GIEC, 2007). Ainsi, le climat répond directement à ces changements comme indirectement à travers de

1. Synthèse bibliographique

nombreux mécanismes. À long terme, la quantité de rayonnement solaire entrant absorbé par la Terre et par l'atmosphère s'équilibre grâce à la Terre et à l'atmosphère qui dégagent une quantité équivalente de rayonnement sortant à grande longueur d'onde. Près de la moitié du rayonnement solaire entrant est absorbé par la surface de la Terre. Cette énergie est retransmise vers l'atmosphère grâce au réchauffement de l'air à la surface (les thermiques) ou par l'évapotranspiration, ainsi que par les rayonnements à grande longueur d'onde qui sont absorbés par les nuages et les gaz à effet de serre. À son tour, l'atmosphère renvoie l'énergie à grande longueur d'onde vers la Terre, ainsi que vers l'espace (Kiehl and Trenberth, 1997 ; Fig. 4).

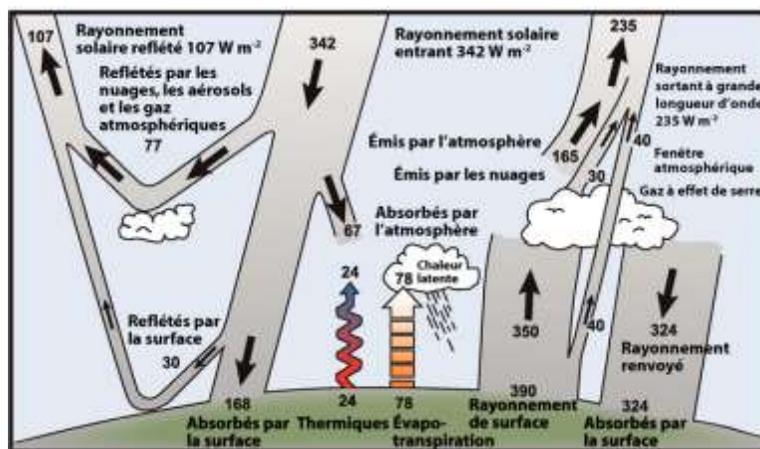


Figure 4. Estimation de la moyenne annuelle et mondiale du bilan énergétique de la Terre (Kiehl and Trenberth, 1997).

b) Les éruptions volcaniques

Les éruptions volcaniques explosives peuvent également influencer le climat mondial en injectant de grandes quantités de gaz soufré qui se transforment par la suite en aérosols sulfatés qui bloquent le rayonnement solaire et modifient les aérosols dans l'atmosphère et les concentrations de dioxyde de carbone (CO_2) et du dioxyde de soufre (SO_2). Ces aérosols stratosphériques, en absorbant et réfléchissant le rayonnement solaire, engendrent un forçage négatif important (estimé à $-3,5 W m^{-2}$ en moyenne globale lors de l'éruption du Pinatubo ; Bertrand, 2004), de courte durée, mais susceptible d'entraîner des épisodes de refroidissement significatif à l'échelle planétaire (Debret, 2008). Il se produit alors un refroidissement à l'échelle mondiale : on estime la diminution de la température moyenne au sol entre 0,5 et 0,6 °C dans

1. Synthèse bibliographique

l'hémisphère Nord et 0,4 °C sur tout le globe (Debret, 2008). Dans le même temps, les températures dans la stratosphère se sont accrues de plusieurs degrés en raison de l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols qui peuvent avoir une influence notable sur le climat moyen de la planète dans les quelques années qui suivent. En effet, c'est ainsi que l'année qui a suivi l'éruption du Pinatubo a vu la température moyenne globale diminuer d'un peu plus de 0,2 °C (Fig. 5). Les principales éruptions volcaniques de 1880 à 2000 et leurs forçages radiatifs sont représentés dans la Figure 4.

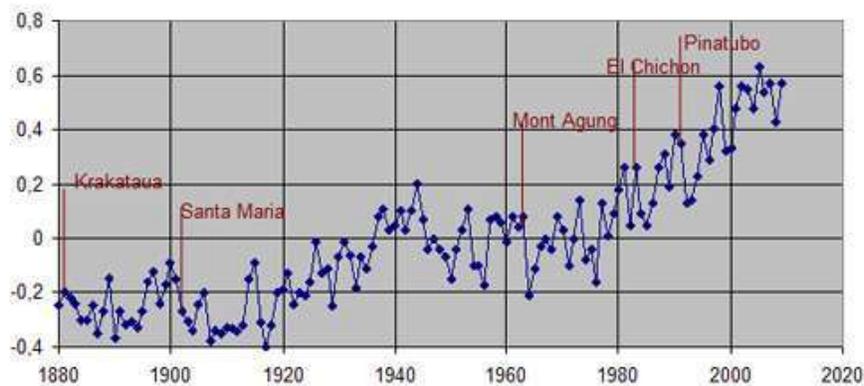


Figure 5. Évolution de la moyenne annuelle de la température globale depuis 1880 et principales éruptions volcaniques (données GISS, Bréon and Lüneau, 2018)

1.1.1.2. Les forçages anthropiques

Les changements observés dans le système climatique à l'échelle globale au cours du dernier siècle ont été attribués sans équivoque aux activités humaines. En effet, elles agissent sur le climat via les changements d'usage des sols (déforestation, urbanisation) et le rejet des gaz à effet de serre (GES).

Les gaz à effet de serre

En l'absence de certaines molécules de gaz, la plus grande partie de la chaleur du soleil pénétrant dans l'atmosphère terrestre serait directement réémise dans l'espace, et la température moyenne de la Terre serait de -18°C au lieu de 15°C (Fig. 6 ; Bourque, 2000). Cette différence de

1. Synthèse bibliographique

température est due à l'effet de serre - c'est-à-dire l'absorption du rayonnement infrarouge par des molécules de gaz et son ré-rayonnement vers la surface de la Terre- provoqué par la présence de ces gaz dans l'atmosphère de la Terre (Fig. 6). Le principal gaz responsable de cet effet est la vapeur d'eau (H₂O) présente dans la couche la plus basse de l'atmosphère terrestre (la troposphère). La vapeur d'eau représente 60% de l'effet de serre, tandis que d'autres gaz, comme dioxyde de carbone (CO₂), méthane (CH₄), protoxyde d'azote (N₂O) contribuent de manière variable à l'effet de serre en fonction de leurs propriétés radiatives et de leur concentration dans l'atmosphère (Ehhalt et al., 2001). Au cours des 10 000 dernières années qui ont précédé le 19^{ème} siècle, la quantité de ces gaz présents dans notre atmosphère est demeurée relativement constante et a permis à la Terre de conserver un climat relativement stable.



Figure 6. L'effet de serre et son impact sur la température globale moyenne

Les concentrations des GES ont commencé à augmenter dans l'atmosphère avec l'avènement de l'industrialisation, la hausse de la demande en énergie, la croissance démographique et les changements dans l'utilisation des terres (Bourque, 2000). Depuis la révolution industrielle la concentration de CO₂ atmosphérique est passée à 400 ppm (Le Quéré et al., 2016) et maintenant la variation de l'augmentation du CO₂ atmosphérique est plus de 100 fois plus rapide que celle observée au cours des 800 000 dernières années (Fig. 7 ; GIEC, 2014). Selon le rapport du GIEC (2021), les émissions de CO₂ dans l'atmosphère en 2019 étaient les plus hautes jamais observées

1. Synthèse bibliographique

depuis deux millions d'années, avec un taux de 410 ppm. Idem pour le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O) qui ont atteint une concentration dans l'atmosphère jamais égalée depuis 800 000 ans avec respectivement 1866 ppb et 332 ppb.

Le réchauffement de la planète, lié principalement à l'augmentation de la concentration de ces gaz cause des changements pour l'ensemble des paramètres du climat car il déclenche une modification des circulations atmosphériques et des autres sous-systèmes du système climatique. En d'autres termes, la fonte des glaciers, l'augmentation du niveau de la mer, l'élargissement des régions désertiques, la modification des régimes de précipitations sont entre autres des conséquences du réchauffement climatique. L'augmentation du CO_2 affecte aussi les océans. Les taux de variation du réchauffement atmosphérique et des émissions du CO_2 sont sans précédent dans l'histoire moderne et influencent tous deux l'acidification des océans (GIEC, 2021).

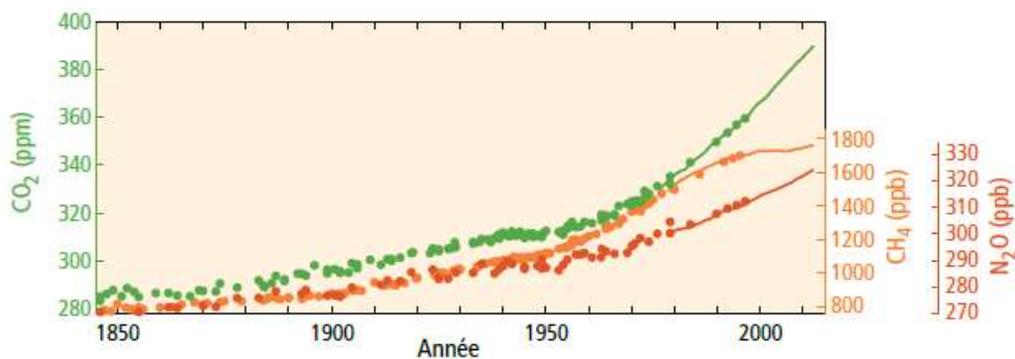


Figure 7- Concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre que sont le dioxyde de carbone (CO_2 , vert), le méthane (CH_4 , orange) et l'oxyde nitreux (N_2O , rouge) déterminées à partir de l'analyse de carottes de glace (points) et obtenues par mesure directe dans l'atmosphère (courbes) (GIEC, 2014)

1.1.2. Les modes de variabilités climatiques

Le climat moyen représente l'intégration dans le temps de fluctuations de plus ou moins grandes échelles spatiales et temporelles qui représentent ses modes de variabilités. Ces fluctuations sont aussi importantes pour caractériser le climat que sa moyenne (Cassou et Guilyardi, 2007). Elles sont nommées modes de variabilité ou oscillations (circulations) atmosphériques et/ou

1. Synthèse bibliographique

océaniques typiques. Elles présentent une certaine persistance dans le temps, ce qui permet d'envisager leur prévision (Delaygue, 2019). Ainsi, l'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique (OMA), l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), l'Oscillation Sud-El Nino (ENSO), l'Oscillation Décennale du Pacifique (ODP) sont les modes de variabilités les plus influents dans la région intertropicale et qui peuvent expliquer certaines spécificités de la variabilité climatique dans cette région. Ces oscillations se caractérisent par une structure spatiale quasi fixe d'échelle assez grande (typiquement le bassin océanique) et une série temporelle caractérisant l'évolution de cette structure, son amplitude et sa phase (Cassou and Guilyardi, 2007).

Des indices climatiques ont été développés dans le but de quantifier les modes de variabilité et de suivre leur évolution dans le temps et dans l'espace (Mann et al., 2008 ; 2009). Ils permettent une meilleure compréhension des phénomènes climatiques en les associant à des chroniques temporelles. Dans la plupart des cas, ces chroniques correspondent à une mesure physique, telle qu'une anomalie de température de surface marine ou la différence de pression entre deux régions. Pour d'autres indices, le calcul est plus complexe, impliquant par exemple une analyse en composante principale (ACP) pour isoler le phénomène climatique à l'étude. Les phases positives/négatives de ces indices, réfèrent au moment où un indice est au-dessus ou en dessous de la normale pour une période donnée, ce qui s'explique généralement par un changement important ou une inversion dans le mode de variabilité qu'il représente.

1.1.2.1. La circulation méridienne de retournement atlantique (en anglais Atlantic Meridional Overtuning Circulation, AMOC)

La circulation dans l'océan Atlantique fait partie d'un système global de courants de surface et de profondeur, la circulation méridienne de renversement (*en anglais Meridional Overtuning Circulation, MOC*) et pour l'atlantique (*Atlantic Meridional Overtuning Circulation, AMOC*). Ce « tapis roulant » mondial redistribue d'énormes quantités de chaleur, de sel, de nutriments et de gaz dans tous les océans (Fig. 8). Elle joue un rôle important dans la régulation du climat de la terre par la redistribution de la chaleur (Cheng et al., 2013 ; McCarthy et al., 2015). L'AMOC transporte l'eau de surface chaude et salée des tropiques vers le nord avec le Gulf Stream, continuant son chemin dans l'Atlantique Nord, la mer Norvège-Groenland et l'océan Arctique

1. Synthèse bibliographique

sous le nom de courant de l'Atlantique Nord (Fig. 8). Là, la chaleur est libérée dans l'atmosphère, ce qui constitue le climat doux de l'Europe du Nord.

Les modifications de l'AMOC peuvent avoir un impact, par exemple, sur les trajectoires des tempêtes de l'Atlantique Nord (Woollings et al. 2012), le climat estival nord-américain et européen (Sutton et Hodson, 2005), la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Chiang et al. 2002), les précipitations de mousson en Afrique et en Inde (Zhang et Delworth 2006), l'élévation du niveau de la mer (Hu et al. 2013) et la séquestration du CO₂ dans les océans (Sabine et al. 2004). Des simulations de modèles couplés (Knight et al., 2005; Zhang, 2008 ; Cheng et al., 2013), ont montré que l'AMOC contribue pour une part importante à la variabilité à basse fréquence des températures moyennes de surface de la mer de l'Atlantique Nord, c'est-à-dire de l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (OMA). Donc, l'AMOC joue un rôle important dans la variabilité décennale pluridimensionnelle dans le système climatique (Delworth et Mann 2000). Dans l'océan Atlantique, elle transporte de la chaleur vers le nord à toutes les latitudes, y compris au sud de l'équateur, engendrant un transport net de chaleur de l'hémisphère Sud vers l'hémisphère Nord. Ce transport de chaleur vers le nord dans l'océan Atlantique est de 0.5×10^{15} W au niveau de l'équateur (Wunsch, 2002), et atteint son maximum à 24-26° N avec un transport de 1.3×10^{15} W, ce qui représente 25% du transport total (transport océanique et atmosphérique) de chaleur vers le nord à ces latitudes (Siedler et al., 2013). Cette particularité de l'océan Atlantique est attribuée à la cellule supérieure de l'AMOC incluant la formation d'eau dense au nord. Kostov et al. (2014) ont identifié le rôle important de la cellule AMOC supérieure dans la régulation du stockage de la chaleur dans l'océan mondial.

1. Synthèse bibliographique

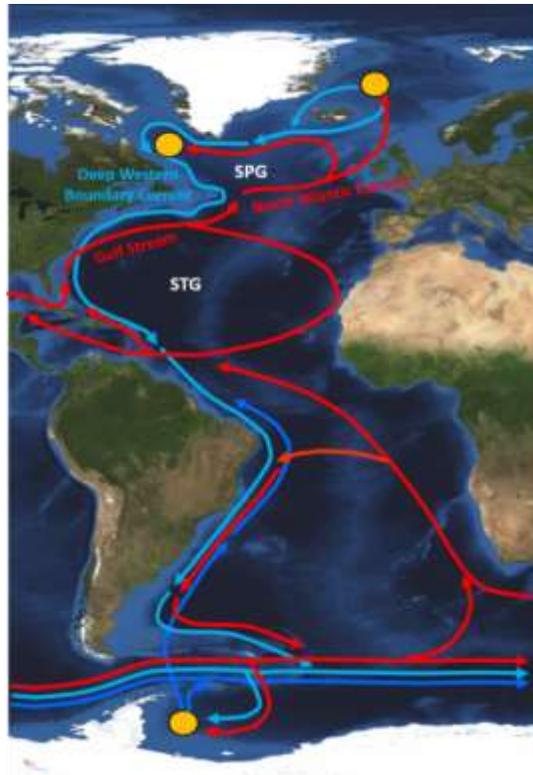


Figure 8. Illustration simplifiée de la circulation méridienne de renversement de l'Atlantique. Rouge : courants chauds proches de la surface, bleu : courants froids profonds, cercles jaunes : zones de formation d'eaux profondes dans la mer du Labrador, la mer de Norvège et du Groenland et la mer de Weddel antarctique. SPG : Gyre Subpolaire, STG : Gyre Subtropical. (Image : L. Sanguineti, Université de Brême)

Depuis 2004, le réseau de surveillance RAPID fournit des estimations continues de l'AMOC et du transport de chaleur associé à 26° N dans l'Atlantique Nord (Fig. 9), ce qui a amélioré l'évaluation de la variabilité de l'AMOC pour ses échelles mensuelles à interannuelles. La série temporelle est cependant encore trop courte pour évaluer une variabilité décennale.

1. Synthèse bibliographique

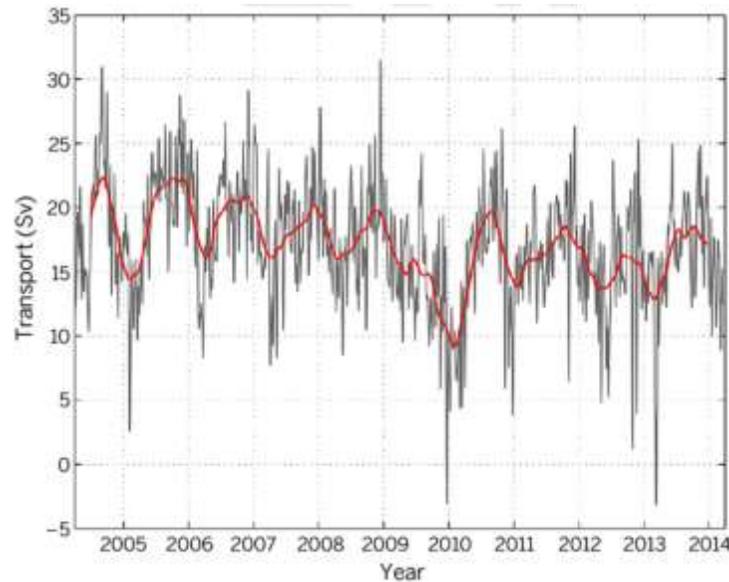


Figure 9. Série temporelle sur 10 ans de l'AMOC mesurée à 26,5°N d'avril 2004 à mars 2014. La ligne grise représente les mesures filtrées sur 10 jours et la ligne rouge est la série temporelle filtrée sur 180 jours. Le cycle saisonnier, l'événement AMOC faible en 2009-2010 et la diminution globale de la force au cours des 10 années sont tous clairement visibles (RAPID-AMOC)

1.1.2.2. L'Oscillation Atlantique Multi-décennale de l'Atlantique (OMA, en anglais *Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO*)

L'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique est une variation de la température de surface de la mer (TSM) qui s'étend sur plusieurs décennies, de 40 à 80 ans (Enfield et al., 2001; Schlesinger and Ramankutty, 1994), observée dans le Nord de l'Océan Atlantique (Fig. 10). Ce terme a été utilisé pour la première fois dans un article éditorial de Kerr (2000) décrivant des anomalies à variation lente de Température de Surface de la Mer (TSM) qui s'étendent sur la majeure partie de l'Atlantique Nord. Son indice (Fig. 11) est calculé en soustrayant de la température de surface de la mer la composante due à l'effet de l'augmentation des gaz à effets de serre sur l'atmosphère. Au cours de la dernière décennie, des études sur l'OMA ont considérablement augmenté, notamment en ce qui concerne son évolution, sa structure spatiale, ses causes potentielles et ses impacts sur le climat, ainsi que sur les écosystèmes (Enfield et al., 2001; Lehodey et al., 2006 ;

1. Synthèse bibliographique

Delworth et al., 2007). Les changements de TSM à grande échelle au-dessus de l'Atlantique Nord sont évolués par le changement climatique mondial induit par l'augmentation des gaz à effet de serre (Alexander et al., 2014).

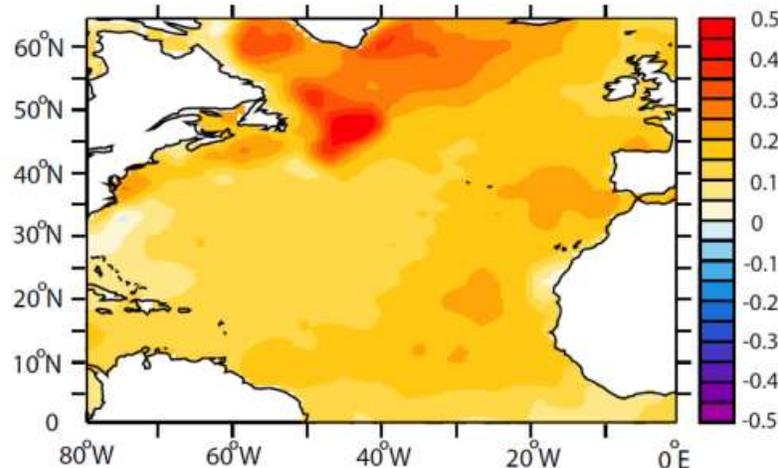


Figure 10. Modèle de TSM AMO observé, dérivé de la régression des anomalies moyennes annuelles de SST de l'Atlantique Nord sur l'indice AMO observé, en utilisant l'ensemble de données HadISST (Rayner et al. 2013) pour la période 1870-2015. La régression correspond à 1 écart-type de l'indice AMO observé (Trenberth et al., 2021).

L'OMA présente des phases positives (chaudes) et négatives (froides), la différence de température entre les extrêmes étant d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ (Rayner et al., 2003). Des phases négatives se sont produites entre environ 1900-1925 et 1965-1994 (Fig. 11), tandis que des phases positives se sont produites environ 1875-1899, 1926-1965 et 1995-aujourd'hui (Fig. 10 ; Rayner et al., 2003). Les phases positives de l'OMA ont été associées à de faibles précipitations, à la sécheresse, à un débit réduit et à une température plus élevée dans le sud des États-Unis (Enfield et al., 2001; Sutton et Hodson, 2005, 2007 ; Nigam et al., 2011), mais aussi à une fréquence accrue et l'intensité des ouragans (Goldenberg et al., 2001; Zhang et Delworth, 2006). Bien que l'OMA soit centrée sur l'Atlantique, son influence pourrait bien s'étendre à l'Arctique, à l'océan Pacifique et à d'autres régions du globe (Enfield et al., 2001 ; Knight et al., 2005 ; Zhang and

1. Synthèse bibliographique

Delworth, 2007 ; Chylek et al., 2009). En effet, il a été démontré qu'il a une influence généralisée sur les phénomènes climatiques, y compris l'activité des ouragans dans l'Atlantique tropical (Goldenberg et al., 2001; Klotzbach, 2011) et les précipitations en Afrique (Folland et al., 1986), dans les Caraïbes (Stephenson et al., 2014) et en Amérique du Nord (Enfield et al., 2001).

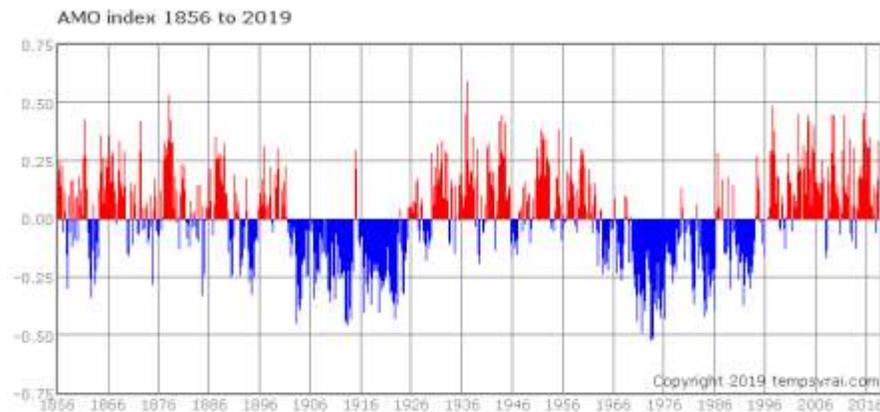


Figure 11. Indice L'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (OMA) de 1856 à 2019 (Rayner et al., 2003)

1.1.2.3. L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) (en anglais *North-Atlantic Oscillation, NAO*)

L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) désigne un phénomène touchant le système climatique du nord de l'océan Atlantique. Elle décrit les variations du régime océan-atmosphère sur la région et se mesure généralement comme la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone Açores (ou des régions proches, tels le Portugal ou Gibraltar) et la dépression d'Islande (Fig. 12). Pour caractériser les phases de l'ONA (positives et négatives) (Fig. 13), on construit traditionnellement un indice défini comme la différence de pression de surface entre les Açores et l'Islande. On le calcule pour chaque hiver. On parle de phase positive de l'oscillation nord-atlantique (ONA+) lorsque les deux centres d'action sont simultanément intensifiés et de phase négative (ONA-) lorsqu'ils sont simultanément affaiblis. L'excitation privilégiée des phases positives est à l'origine des sécheresses marquées le long du pourtour méditerranéen, mais aussi

1. Synthèse bibliographique

du réchauffement plus rapide de l'Europe du Nord par rapport au taux global planétaire. Ces modifications atmosphériques sont aussi responsables du refroidissement local de la mer du Labrador et des zones continentales adjacentes (Cassou et Guilyardi, 2007).

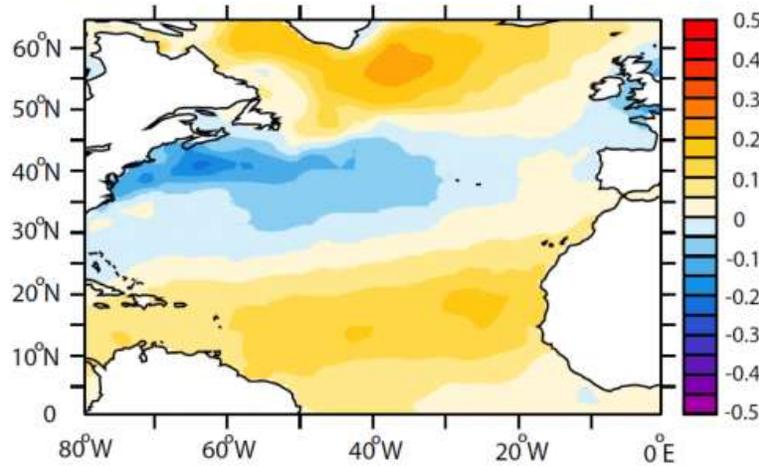


Figure 12. Modèle observé de NAO SST (inversé), dérivé de la régression des anomalies annuelles moyennes de SST de l'Atlantique Nord (jeu de données HadISST) sur l'indice NAO hivernal observé inversé (Hurrell Station-Based DJFM NAO Index) pour la période 1870-2015. La régression correspond à 1 écart type de l'indice NAO (Trenberth et al., 2021).

L'ONA affecte les régimes pluviométriques de la Caraïbe à travers son influence sur la force et la position de dépression subtropicale de l'Atlantique Nord (en anglais : NAH, North Atlantic Subtropical High, Wang, 2007; Cook et Vizzy, 2010) et par conséquent le jet de basse altitude de la Caraïbe (en anglais : CLLJ, Caribbean Low Level Jet, Burn and Palmer, 2014). Le CLLJ est dans la mer des Caraïbes (13-17 ° N, 70-80 ° W), qui est une extension localisée des alizés du nord-est contrôlés par l'intensité relative du NAH (Wang, 2007; Cook et Vizzy, 2010). Un ONA⁺ pendant l'hiver boréal est caractérisé par un NAH et un CLLJ plus forts qui se combinent pour refroidir la surface de l'océan et faire passer l'humidité vers le sud-ouest dans le golfe du Mexique et en Amérique centrale et du Sud (Martin et Schumacher, 2011). La combinaison de la perte d'humidité et de l'augmentation de la pression de surface supprime la convection profonde atmosphérique causant des conditions plus sèches dans la Caraïbe. Par contre, lors d'une phase ONA⁻, les intensités du NAH et du CLLJ diminuent, favorisant les pluies convectives (Burn and Palmer, 2014).

1. Synthèse bibliographique

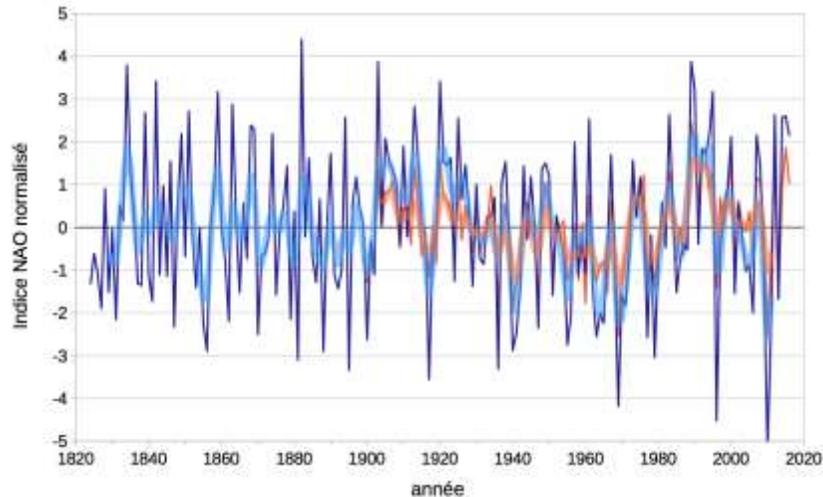


Figure 13. Deux indices de l'Oscillation nord atlantique en hiver, basés sur la pression de surface. En bleu : différence entre les pressions normalisées mesurées à Gibraltar et en Islande (données CRU/UEA). En orange : première composante principale de l'analyse de la pression de surface NCEP (données J. Hurrell/NCAR). Courbes en gras : moyennes glissantes sur 11 saisons (G. Delaygue UGA/IGE)

1.1.2.4. L'Oscillation Sud-El Nino (en anglais ENSO, *ELNino Southern Oscillation*)

L'ENSO est une oscillation couplée océan-atmosphère et est le mode dominant de la variabilité tropicale de l'échelle interannuelle à décennale (Philander, 1990 ; Ponteau et al., 2005). Cette oscillation qui est le déterminant le plus important de la variabilité dans les champs de précipitations mondiaux (Dai et al., 1997) a une période comprise entre trois et sept ans et à plus (Fig. 14), via les systèmes de téléconnexions, d'impacts à l'échelle globale (Cassou et Guilyardi, 2007). Elle a deux phases : la phase chaude (El Niño) et la phase froide (La Niña). La première se caractérise par un réchauffement du Pacifique tropical Est (le long de la langue d'eau froide équatoriale), une modification de la circulation océanique en association avec une diminution des alizés et une altération de l'ensemble de la circulation atmosphérique tropicale. Guilyardi (2006) montre, d'une part, que l'amplitude d'El Niño est une fonction inverse de l'intensité des alizés, en accord avec les études théoriques et, d'autre part, qu'elle est une fonction inverse de

1. Synthèse bibliographique

l'intensité relative du cycle saisonnier. La seconde se caractérise par des anomalies négatives de TSM et peut être interprétée comme un renforcement du cycle saisonnier climatologique.

Au cours de El Niño, des précipitations inférieures à la moyenne pendant la saison estivale pluvieuse, sont observées dans le Nord de l'Amérique du Sud en particulier au Nord-Est du bassin amazonien (Ronchail et al., 2002), dans les Andes tropicales (Garreaud et al., 2003) et occasionnellement dans l'ouest de l'Amazonie (Espinoza et al., 2011). Les conditions opposées sont observées pendant La Niña, où des précipitations abondantes et des inondations se produisent dans le Nord et le Nord-Est de la région amazonienne (Ronchail et al., 2002; Espinoza et al., 2013) en tant que résultat des ajustements dans l'emplacement et la force des circulations de Walker et Hadley aux anomalies de température de surface de la mer du Pacifique sous-jacentes (Ronchail et al., 2002; Garreaud et al., 2009; Marengo et al., 2012).

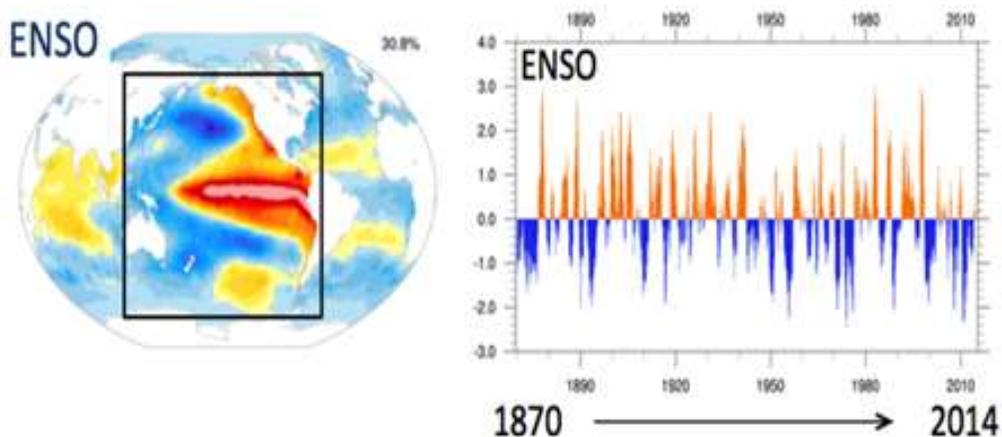


Figure 14. Expression globale de l'ENSO obtenue en régressant linéairement les anomalies SST mensuelles à chaque case de la grille sur la principale série temporelle de la composante principale (PC) basée sur les domaines décrits dans les cases noires. Les séries chronologiques ENSO, définies par leurs PC correspondants, sont affichées à droite. Basé sur l'ensemble de données HadISST (Rayner et al., 2003) pour la période 1870-2014. Adapté par Deser et al. (2010).

Des études (Cobb et al., 2003 ; Mann et al., 2005, 2009; Emile - Geay et al., 2008 ; Li et al., 2011 ; Burn and Palmer, 2014) ont montré que des changements dans les forçages radiatifs naturels, qu'il soit solaire ou volcanique, peut entraîner un déphasage de l'ENSO, qui à son tour

1. Synthèse bibliographique

influence la position latitudinale de la ZCIT du Pacifique et de l'Atlantique. Un forçage radiatif accru réchauffe préférentiellement l'océan Pacifique équatorial occidental en créant à son tour un gradient zonal accru de TSM entre le Pacifique oriental et occidental entraînant un refroidissement de la partie orientale du bassin (Zebiak et Cane, 1987 ; Clément et al., 1996). Ce forçage radiatif accru va entraîner une pression de surface élevée et des conditions sèches dans le Pacifique tropical oriental, forçant une position plus au nord de la cellule de Hadley et des conditions plus humides dans la région des Caraïbes qui est La Niña. Par contre, les conditions de type El Niño sont associées à un forçage radiatif réduit, ce qui diminue le gradient zonal de la TSM dans le Pacifique, conduisant à des TSM plus élevées, à une position plus au sud de la ZCIT et à des conditions plus humides dans le Pacifique équatorial oriental avec des minimums de précipitations se produisant simultanément dans la région caribéenne. Le forçage radiatif lié à l'activité solaire module l'ENSO à influencer la position latitudinale de la ZCIT et les périodes de sécheresse dans la région Caraïbes (Burn and Palmer, 2014).

1.1.2.5. Oscillation Décennale du Pacifique (ODP)

L'Oscillation Décennale du Pacifique (en anglais *Pacific Decadal Oscillation*, PDO) a été décrite par certains comme un modèle de longue durée de type El Niño de la variabilité climatique du Pacifique (Latif et Barnett 1994, 1996), et par d'autres comme un mélange de deux modes parfois indépendants ayant des caractéristiques spatiales et temporelles distinctes de variabilité de la TSM du Pacifique Nord (Mantua et al., 1997, Hamlet and Lettenmaier, 1999). La PDO est définie comme la principale fonction orthogonale empirique des anomalies mensuelles (écarts par rapport au cycle climatologique annuel) de TSM du Pacifique vers le pôle 20°N (Davis 1976 ; Mantua et al. 1997). Comme son nom l'indique, sa fréquence privilégiée est la bande décennale à inter-décennale (Fig. 15). L'indice d'oscillation décennal du PDO (Rayner et al., 2003) est largement utilisé pour caractériser la variabilité décennale du Pacifique Nord et les anomalies du climat de l'hémisphère Nord et de l'écosystème du Pacifique Nord (Fig. 15). Les valeurs positives de l'indice PDO correspondent à des anomalies TSM négatives dans le centre et l'ouest du Pacifique Nord (s'étendant vers l'est depuis le Japon) et à des anomalies TSM positives dans l'est du Pacifique Nord (le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord). La phase positive

1. Synthèse bibliographique

du PDO est également associée à des anomalies TSM positives dans le Pacifique tropical central et oriental.

Dans l'ensemble, le modèle spatial du PDO ressemble à celui de l'ENSO. La plus grande distinction entre PDO et l'ENSO réside dans leurs échelles de temps : alors qu'ENSO est principalement un phénomène interannuel, la PDO est à l'échelle décennale. Ainsi, des enregistrements de données relativement longs sont nécessaires pour définir et comprendre le PDO (Deser et al., 2010).

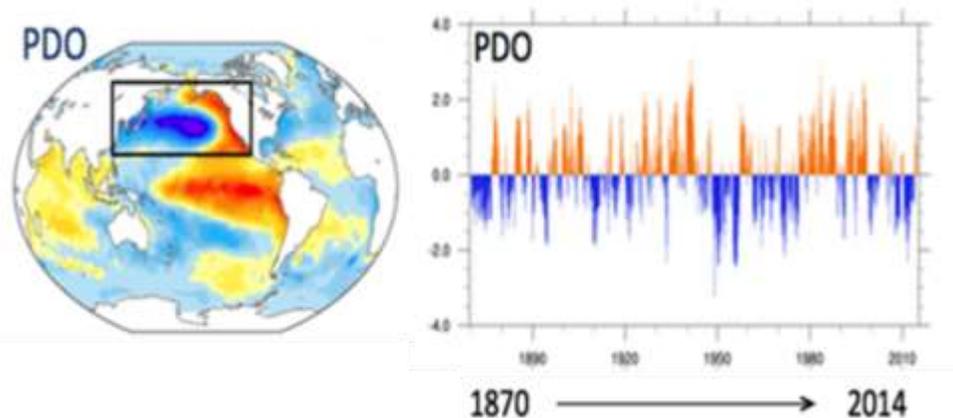


Figure 15. Expression globale de PDO obtenue en régressant linéairement les anomalies SST mensuelles à chaque case de la grille sur la principale série temporelle de la composante principale (PC) basée sur les domaines décrits dans les cases noires. Les séries chronologiques PDO définies par leurs PC correspondants, sont affichées à droite. Basé sur l'ensemble de données HadISST (Rayner et al., 2003) pour la période 1870-2014. Adapté par Deser et al. (2010).

1.2. La Caraïbes et les Changements climatiques

La vulnérabilité des pays de la Caraïbes (Fig. 16) aux changements climatiques est liée à leurs caractéristiques géographiques et topographiques particulières qui se traduisent par une surface limitée et un isolement géographique auquel s'ajoutent une économie très sensible aux chocs extérieurs ainsi qu'une forte pression due à des ressources naturelles limitées.

1. Synthèse bibliographique



Figure 16. Carte de la région Caraïbe

Les preuves sont plus facilement visibles dans l'impact annuel des ouragans, des inondations ou des sécheresses sur les économies de la région (Collymore, 2007 ; Toba, 2009). Les extrêmes climatiques affectent donc l'agriculture, la pêche, la santé, le tourisme, l'approvisionnement en eau, la consommation d'énergie etc...Ceci dit que la Caraïbe est un espace exposé aux aléas climatique. Les effets du changement climatique dans cette région sont aussi significatifs sur l'environnement. Plusieurs constats alarmants ont déjà été faits : le blanchiment des coraux dû à la température de la mer qui a augmenté (Donner et al., 2007 ; McWilliams, 2005), le dessèchement de certaines parties des mangroves (Ward et al., 2016) qui sont indispensables à l'équilibre des écosystèmes marins, la sédimentation des zones côtières (Singh, 1997), pour ne citer que ceux-là.

1. Synthèse bibliographique

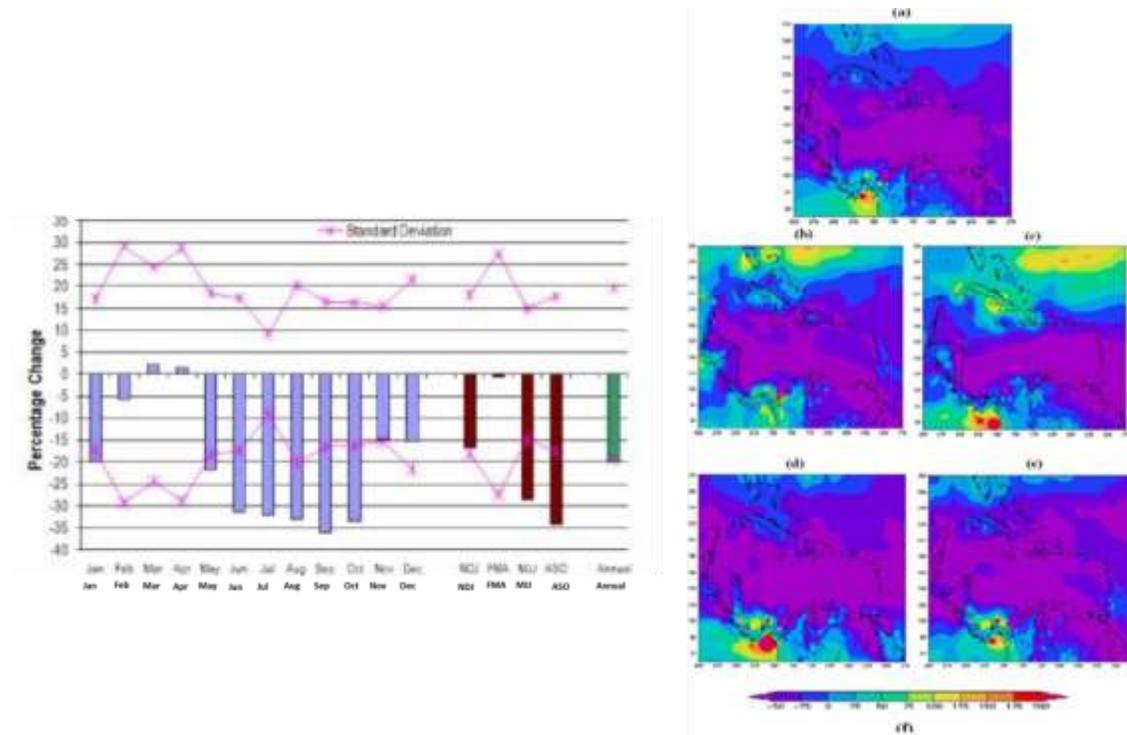


Figure 17. Projections des précipitations pour la période 2071-2100 par rapport à la période de référence 1961-1990. Le changement en pourcentage est présenté. Les panneaux (a), (b), (c), (d) et (e) représentent respectivement le changement annuel, de novembre à janvier, de février à avril, de mai à juin et d'aout à octobre. Le panneau (f) montre les changements mensuels, saisonniers et annuels calculés en faisant la moyenne sur le domaine indiqué en (a)–(e). La ligne continue représente un écart type calculé à partir de l'ensemble de données sur l'analyse fusionnée du climat des précipitations (Campbell et al., 2011).

Une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements climatiques extrêmes est évidente d'ici la fin du siècle dans la Caraïbe (GIEC, 2021). Des études ont montré des preuves de changements dans les paramètres climatiques dans la région au cours des dernières décennies, c'est-à-dire une tendance à la hausse de la température et des changements dans les régimes de précipitations et les bilans hydriques (Comarazamy and González, 2008 ; Singh, 1997; Peterson et al., 2002 ; Pulwarty et al., 2010). Peterson et al. (2002) constatent que la fréquence des journées et des nuits très fraîches a une tendance à la baisse au cours des dernières décennies et que la différence entre la température la plus élevée et la plus basse de diminue. On s'attend à ce

1. Synthèse bibliographique

que la température moyenne de la région augmente d'environ 1 à 3 °C d'ici la fin du 21^e siècle, accompagnée d'une fréquence et d'une intensité accrue des événements de précipitations extrêmes (Vinukollu et al., 2011; Mimura et al., 2007). En cas de précipitations régulières, le modèle "Provide Regional Climates for Impact Studies" (PRECIS, Campbell et al., 2011, Fig. 17; Moberg and Jones, 2004) prévoit jusqu'à 25% de réduction des précipitations dans la Caraïbe d'ici les années 2080 avec plus de sécheresse dans les régions du Sud (en dessous de 18 N, qui comprend Hispaniola) que dans le Nord.

D'autres modèles climatiques, tels que les modèles d'ensemble de CMIP3 et CMIP5, confirment également un sud des Caraïbes plus sec à l'avenir (Angeles et al., 2007). Les températures moyennes à la surface de l'océan dans la région Caraïbe ont aussi augmenté régulièrement d'environ 2°C depuis l'année 1751 (Kilbourne et al., 2008). Les estimations observées au cours de la période de 1950 à 2000 suggèrent que l'augmentation de la mer dans la Caraïbes semble être proche de la moyenne mondiale, 4,8 à 8,8 pouces par siècle (1,2-2,2 mm / an) (GIEC 2007).

Plusieurs études (par exemple Hodell et al., 1991; Curtis and Hodell, 1993; Higuera-Gundy et al., 1999; Haug et al., 2001; Hodell et al., 2005; Lane et al., 2011) sur la reconstruction paléoclimatique de la région caribéenne montrent des tendances historiques un peu similaires sur la variabilité climatique durant les derniers millénaires, notamment des épisodes de sécheresse qu'a connu cette région particulièrement pendant le Petit Age Glaciaire (1400-1850 CE). Par exemple, l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments du lac Felipe (République Dominicaine, Lane et al., 2011, Fig. 18A) est très similaire à celui de la concentration de Ti du bassin de Cariaco (Venezuela, Haug et al., 2001, Fig. 18B (b)) au cours du PAG. Le schéma global d'augmentation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du lac Felipe entre 650 et 300 cal an BP (1400-01650 CE) ressemble au schéma de diminution des concentrations de Ti dans les sédiments de Cariaco pendant la même période. Les maxima de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'enregistrement Felipe à environ 375 cal an BP (A.D.1575) et à 300 cal yr BP (1650 AD) (Fig. 18A) correspondent bien aux minima de concentration de Ti dans l'enregistrement Cariaco (Fig. 18B (b)).

1. Synthèse bibliographique

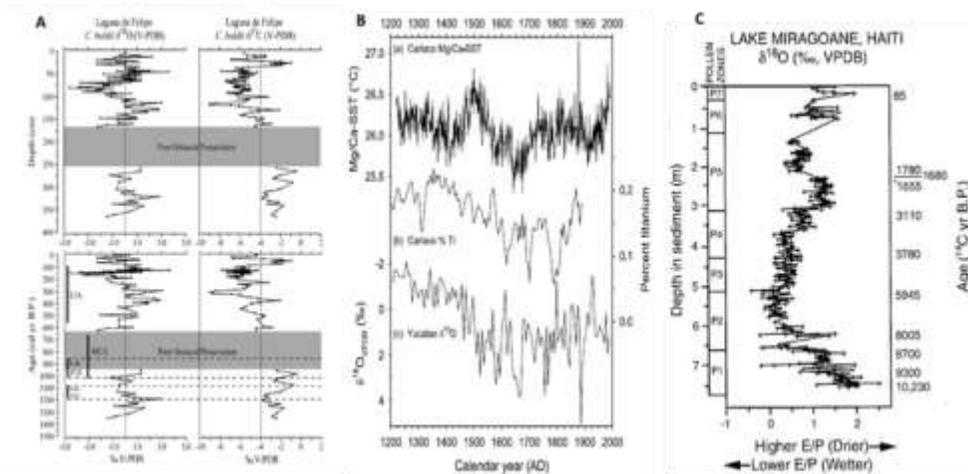


Figure 18. A- Composition isotopique de l'oxygène et du carbone des valves d'ostracodes de *Cythridella boldii* dans une carotte de sédiments de Laguna de Felipe tracée en fonction de la profondeur et de l'âge du radiocarbone calibré (cal années BP) (Lane et al., 2011). B- (a) Mg/Ca-SST des *Globigerina bulloides* comparés aux (b) données du pourcentage Ti dans les sédiments du bassin Cariaco (Haug et al., 2001), et (c) $\delta^{18}O$ des gastropodes de la Peninsule Yucatan (Hodell et al., 2005). C- $\delta^{18}O$ des coquilles d'ostracodes (*Candona* sp.) dans la carotte de sédiments du lac Miragoane en fonction de la profondeur et des dates AMS ^{14}C corrigées par HWLE (modifiées d'après Hodell et al., 1991). Le profil montre une moyenne mobile de 5 points et reflète les changements à long terme de l'E/P (Higuera-Gundy, et al., 1999).

Hodell et al., (1991), Higuera-Gundy et al., (1999), à partir de l'analyse de la variation des isotopes de l'oxygène des ostracodes dans une carotte de sédiments dans le lac Miragoâne (Fig. 18C), ont montré que vers les années 3,200 ans BP (zone P5, Fig. 18C) une période particulièrement sèche a commencé dans la région bien qu'un retour temporaire à des conditions plus humides entre 1730-1000 ^{14}C ans B.P. En considérant l'augmentation de la variation de $\delta^{18}O$ (Fig. 18C) les 1000 ^{14}C ans B.P. indiquent un autre période d'aridité. Cette période est généralement cohérente avec les périodes de sécheresse identifiées dans les enregistrements paléoclimatiques (variation de la concentration de Ti dans les sédiments) à haute résolution du bassin de Cariaco (Fig. 18B (b); Haug et al., 2001) et aussi à la «phase tardive» de la sécheresse

1. Synthèse bibliographique

terminale classique suivant les excursions positives de $\delta^{18}\text{O}$ à partir de calcite microfossile récupérée des sédiments lacustres de la péninsule du Yucatan (Fig. 18B (c) ; Hodell et al., 2005).

1.3. Le dernier millénaire

De façon générale et globale les études nous ont révélé trois grandes périodes qui ont marqué le climat durant le dernier millénaire: l'Anomalie Climatique Médiéval (ACM ou MCA, ~950-1200 CE), le Petit Age Glaciaire (PAG ou LIA, 1400-1850 CE et la période Chaude Moderne (PCM ou CWP, 1850 à présent) (Fig. 19 ; Mann et al., 2008 ; 2009).

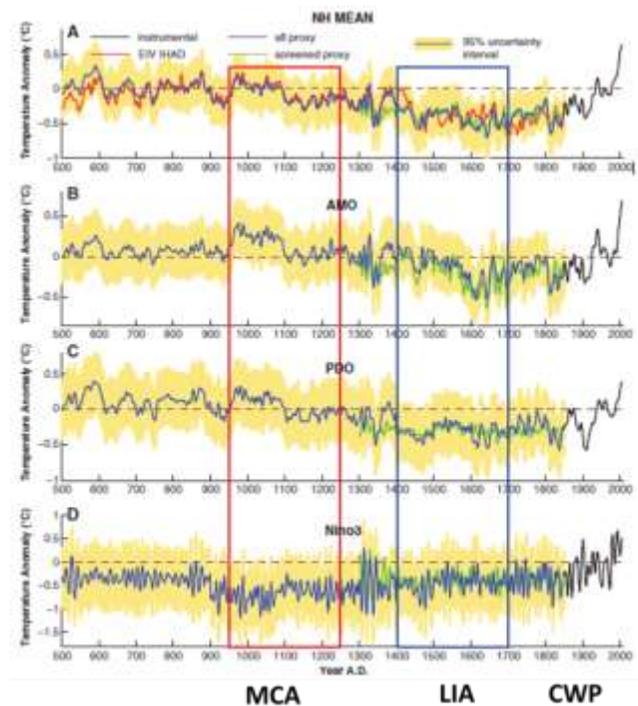


Figure 19. Reconstructions décennales de la température de surface. Les reconstructions de température de surface ont été moyennées sur (A) l'ensemble de l'hémisphère Nord (NH), (B) la région AMO de l'Atlantique Nord (C) Région Nord du Pacifique (PDO) (SST moyennée sur la région centrale du Pacifique Nord 22,5°N–57,5°N, 152,5°E–132,5°A), et (D) Région Niño3 (2,5°S–2,5 °N, 92,5°W–147,5°W). L'ombrage indique des intervalles de confiance à 95 %. Les intervalles définissant le mieux le MCA et le LIA sur la base de la série moyenne de l'hémisphère NH sont indiqués par des cases rouges et bleues (Mann et al., 2008, 2009).

1. Synthèse bibliographique

1.3.1. L'Anomalie Climatique Médiévale (ACM, 950-1200 CE, *en anglais* *Medieval Climate Anomaly, MCA*)

Au cours des deux dernières décennies, un nombre substantiel et croissant d'études paléoclimatiques et paléo-environnementales ont documenté l'existence d'une variabilité climatique notable à l'époque médiévale, s'étendant généralement de 900 à 1200 CE (Mann et al., 2008, 2009; Graham et al. , 2011 ; Douglas et al., 2016). Une synthèse mondiale des enregistrements paléoclimatiques à haute résolution indique que l'intervalle entre 950 et 1250 CE était caractérisé par des températures de l'air anormalement élevées dans les latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord (Mann et al., 2008, 2009). Cet intervalle, largement connu sous le nom d'anomalie climatique médiévale se réfère donc à une période d'histoire climatique au cours de laquelle les températures en Europe et dans les régions voisines de l'Atlantique Nord sont considérées comme comparables, ou avoir même dépassé celles de la fin du 20^{ème} siècle (Mann, 2002). Beaucoup d'informations sur les documents historiques, telles que les enregistrements des dates des glaciers, le gel des plans d'eau, la durée de la couverture neigeuse et les preuves phénologiques (par exemple, les dates de floraison des plantes) indiquent que les hivers sévères étaient moins fréquents et moins extrêmes a un certain moment durant cette période en Europe centrale (Mann, 2002). Lamb (1965) a conclu que les hivers en Europe étaient moins sévères et les étés beaucoup plus secs pendant l'intervalle de 1080 à 1200 CE.

En dehors de l'Europe et d'autres régions voisines de l'Atlantique Nord, les preuves d'une période chaude médiévale globale sont indéterminées (Hughes and Diaz, 1994). Même les régions qui semblent avoir connu une plus grande chaleur l'exposaient à des moments très différents. En effet, des estimations indirectes des températures sur la planète (basées sur des indicateurs climatiques indirects tels que les cernes des arbres, les carottes de glace, les sédiments océaniques ou lacustres) fournissent une estimation des variations régionales considérables dans la synchronisation des périodes froides et chaudes autour du globe pendant la période Médiévale (Betrand ; 2004).

Dans la péninsule du Yucatan, où de nombreuses reconstructions à haute résolution de la variabilité hydro-climatique ont été développées pour les Amériques tropicales du nord,

1. Synthèse bibliographique

l'intervalle ACM chevauche largement un événement connu dans la région sous le nom de Maya *Terminal Classic Drought* (TCD) (Hodell et al., 1995; Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2001, 2005; Rosenmeier et al., 2002; Webster et al., 2007; Medina-Elizalde et al., 2010; Hodell et al., 2012; Kennett et al., 2012 ; Wahl et al., 2013 ; Douglas et al., 2016). Le TCD est caractérisé par une série d'épisodes de sécheresse modérée à sévère entre ~A.D. 770 et 1100 (Hodell et al., 2005 ; Fig. 20). Ces sécheresses ont longtemps été considérées comme un déclencheur crucial de «l'effondrement» socio-économique de la civilisation maya classique à ~A.D. 1000 (Weiss et Bradley, 2001; Kennett et al., 2012; Medina-Elizalde et Rohling, 2012; Douglas et al. , 2016), bien qu'il soit probable que « l'effondrement » des Mayas ait été un processus complexe impliquant une multitude d'interactions homme-environnement (Aimers et Hodell, 2011; Luzzadder-Beach et al., 2012 ; Turner et Sabloff, 2012 ; Douglas et al., 2016).

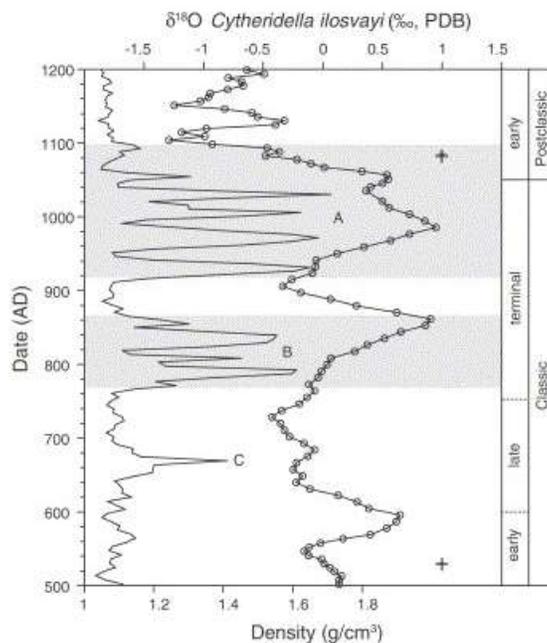


Figure 20. Comparaison de l'enregistrement de densité apparente GRA (Gamma ray attenuation) de la carotte Chichancanab CH1 7-III-04 (ligne continue) et de la moyenne de 5 points de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (ligne continue avec cercles ouverts) de l'ostracode *Cytheridella ilosvayi* de la carotte Punta Laguna PL 23- VI-93 (Curtis et al., 1996). Les croix représentent les positions des dattes ^{14}C dans la carotte Punta Laguna.

1. Synthèse bibliographique

Des études menées ailleurs dans le nord des Amériques tropicales, y compris le sud de l'Amérique centrale (Lachniet et al., 2004), le nord de l'Amérique du Sud (Moy et al., 2002 ; Haug et al., 2003) et la région Caraïbienne (Lane et al. , 2011 et 2014), documentent également un intervalle caractérisé par des épisodes de sécheresse répétés entre ~770 et 1250 CE, correspondant globalement au ACM. Dans l'Amérique du nord et dans la Caraïbe, des études ont montré que la période ACM était plus humide comparée à la période PAG (Stansell et al., 2013 ; Hodell et al., 2005; Richey et al., 2007; Haug et al., 2001; Hodell et al., 1991).

1.3.2. Le Petit Age Glaciaire (PAG, 1400-1800 CE, *en anglais Little Ice Age, LIA*)

Le Petit Âge glaciaire (PAG) correspond à une période climatique froide ayant affecté l'hémisphère nord entre le 14^{ème} et le 19^{ème} siècle (Fig. 20). Cette période a été caractérisée par la plus importante récurrence glaciaire des temps post-glaciaires. Ce refroidissement aux hautes latitudes était de l'ordre de 1 à 3 °C (Overpeck et al., 1997) et est probablement la conséquence de la période de faible activité solaire, appelée minimum de Maunder (1645-1715). Cette époque a été marquée par une importante avancée des glaciers (Holzhauser et al., 2005), notamment en France, en particulier dans les Alpes. Elle a été aussi caractérisée par une diminution des températures de surface de la mer de l'Atlantique Nord (Keigwin, 1996; Marchitto et Demenocal, 2003), une augmentation du débit d'air méridional (O'Brien et al., 1995) et l'augmentation de la glace de mer de l'Atlantique Nord (Broecker, 2000; Vare et al., 2009). Même si le terme PAG est traditionnellement utilisé pour décrire une période subséquente, longue d'environ 400 à 500 ans, où la température moyenne du globe était inférieure de 0,5 à 1 °C aux valeurs actuelles (Grove, 1988 ; Lamb, 1987), des études plus récentes (Briffa et al., 1998 ; Briffa et al., 2001 ; Jones and Bradley, 1992), indiquent que des anomalies climatiques tant chaudes que froides ont prévalu au PAG.

Pendant le PAG la région Caraïbe a été caractérisée par une augmentation des alizés (Kilbourne et al., 2008) qui est compatible avec des preuves de conditions anormalement sèches dans la région à partir de carottes de sédiments marins et lacustres (Haug et al., 2001, Fig. 21; Hodell et al., 2005; Lane et al., 2011, Fig. 21 ; Stansell et al., 2013). Les enregistrements

1. Synthèse bibliographique

paléocéanographiques (à partir des coraux) de l'Atlantique Nord tropical indiquent une diminution des TSM pendant le PAG allant jusqu'à 2 ° à 3 °C (Winter et al., 2000; Nyberg et al., 2002; 2003; Black et al., 2007; Kilbourne 2008 ; Saenger et al., 2009). Une telle diminution significative provoque non seulement un affaiblissement du gradient TSM trans-équatorial de l'Atlantique tropical mais aussi inhibe la migration vers le nord de la ZCIT. Ceci a donc entraîné des conditions thermodynamiques moins favorables pour les précipitations convectives (Burn et al., 2016) et une position plus persistante vers le sud de la ZCIT (Hodell et al., 2005 ; Linsley et al., 1994 ; Haug et al., 2001; Peterson et Haug, 2006 ; Lane et al., 2011 , Burn et Palmer, 2014). Ainsi son déplacement vers le sud pendant le PAG a entraîné une diminution des précipitations sur la région. Il est donc de plus en plus évident que la région caribéenne a connu des changements climatiques marqués au cours du PAG.

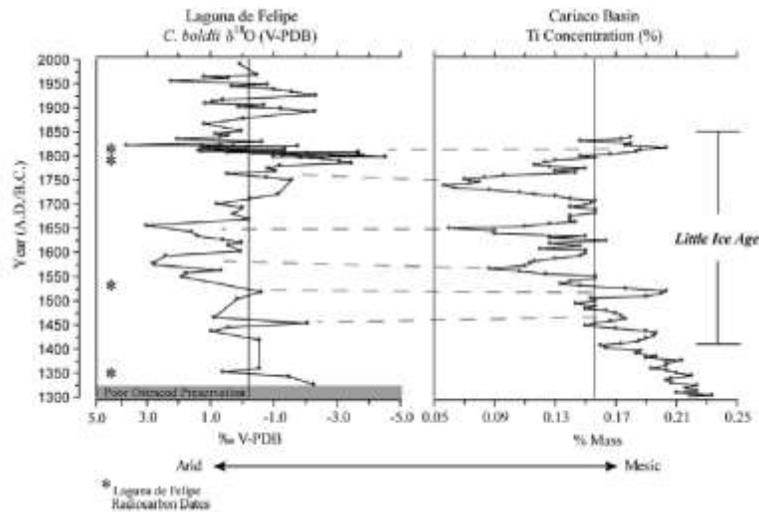


Figure 21. Comparaison de la composition isotopique de l'oxygène des valves d'ostracodes de *Cythridella boldii* dans la carotte sédimentaire de Laguna de Felipe avec les concentrations de titane sédimentaire du bassin de Cariaco (Haug et al., 2001, 2003). L'augmentation des concentrations de Ti dans les sédiments du bassin de Cariaco indique une augmentation de l'apport terrigène des rivières drainant le nord de l'Amérique du Sud en raison de l'augmentation des précipitations régionales (Lane et al., 2011).

1. Synthèse bibliographique

1.3.3. La Période Chaude Moderne (PCM, 1850 à nos jours, *en anglais Climate Warm Period, CWP*)

L'analyse des données fournies par un réseau mondial de stations climatologiques (Jones et al., 1998 ; Jones et Moberg, 2003) indique qu'il y a eu, au cours du siècle dernier, un réchauffement général moyen de l'ordre de 0,6 °C. La hausse de température n'a cependant pas été constante ; des périodes de réchauffement et de refroidissement se sont succédées à des intervalles de plusieurs décennies (Betrand, 2004). La reconstruction de la variation du climat de l'hémisphère nord (Mann et al., 2008 ; 2009 ; Fig.19) montre que le réchauffement du 20^{ème} siècle est aussi le plus important jamais observé en un siècle au cours du dernier millénaire. Il semble également que, dans l'hémisphère Nord du moins, la dernière décennie du 19^{ème} siècle et le 20^{ème} siècle globalement furent les plus chauds des mille dernières années. A aucun moment depuis le début de notre ère, les températures n'ont augmenté aussi régulièrement qu'à la fin 20^{ème} siècle (Fig. 22). La quasi-totalité des causes du réchauffement climatique peut être attribuée aux activités humaines, responsables d'environ +1,1°C de réchauffement depuis la période 1850-1900 (GIEC, 2021).

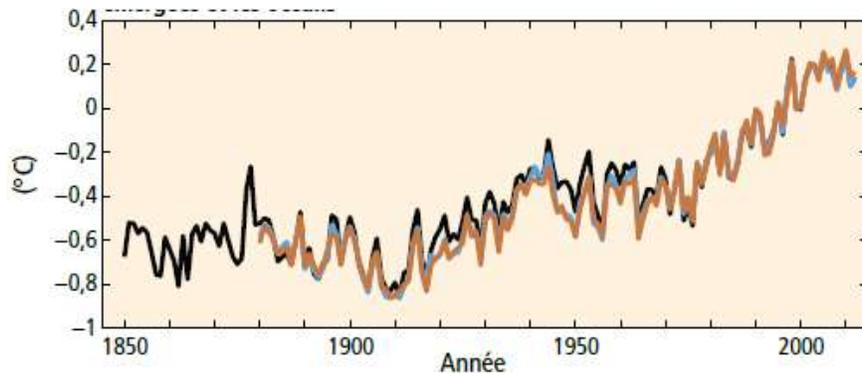


Figure 22. Moyenne annuelle et mondiale des anomalies de la température de surface combinant les terres émergées et les océans par rapport à la moyenne établie pour la période 1986–2005. (GIEC, 2014).

1. Synthèse bibliographique

1.4. Les marqueurs des sédiments lacustres : un potentiel dans la reconstruction paléo-climatiques et paléo-environnementale

1.4.1. Généralités

Il est donc crucial d'examiner la variabilité climatique au-delà de l'ère des données climatiques instrumentales par le biais d'études paléoclimatiques (observation et modélisation) si nous voulons comprendre l'ampleur du changement climatique naturel, la rapidité des changements, les mécanismes à l'échelle régionale et mondiale, et les facteurs de forçage externes ou internes qui les contrôlent. Pour le faire deux types de données peuvent être utilisées : des données instrumentales qui sont obtenues par exemple à l'aide de thermomètres ou pluviomètres, et/ou des données proxies qui proviennent des différentes archives naturelles (par exemple : cernes d'arbre, spéléothèmes, sédiments, glaciers). Contrairement aux données paléoclimatiques ou proxies, les données instrumentales donnent des informations directes et généralement fiables sur le climat moderne. Cependant, en raison de la couverture temporelle trop courte des données instrumentales, il n'est pas suffisant pour étudier certaines variations climatiques qui se produisent sur de plus grandes périodes de temps. De plus avec ces données il est difficile de faire la distinction entre la variation climatique naturelle et celle liée au forçage anthropique. L'étude de la variabilité climatique « exempte » de l'influence humaine est alors réalisée à partir de données proxies indirectes provenant d'archives paléoclimatiques continentales et marines. Ces données fournissent des informations importantes pour comprendre aussi les projections climatiques futures. Ces informations peuvent être analysées à différents niveaux, du temporel au spatial. Ainsi, l'analyse d'archives géologiques et géochimiques permet non seulement de montrer des variations passées du climat mais aussi de tester les hypothèses sur les causes des changements climatiques actuels.

Les lacs sont très sensibles aux changements climatiques et environnementaux. Leurs niveaux et leurs concentrations en matières dissoutes (organiques et inorganiques) fluctuent en réponse au rapport entre l'évaporation et les précipitations (E/P) (Curtis and Hodell, 1993 ; Poulin et al., 2019, Fig 23). Ses sédiments, riches par la diversité des indicateurs environnementaux, et aisément déchiffrables grâce à l'ampleur des variations qui ont affecté les lacs, permettent grâce à des taux d'accumulation généralement élevés d'obtenir une résolution temporelle importante. Ils

1. Synthèse bibliographique

offrent la possibilité unique de mettre en évidence et d'étudier les variations rapides et abruptes. Les sédiments lacustres préservent donc plusieurs marqueurs (organiques et inorganiques) qui fournissent des informations valables au sujet de l'histoire du lac, des changements climatiques dans le passé, son état actuel et son environnement. Ces marqueurs permettent donc d'étudier l'évolution environnementale et climatique d'un milieu.

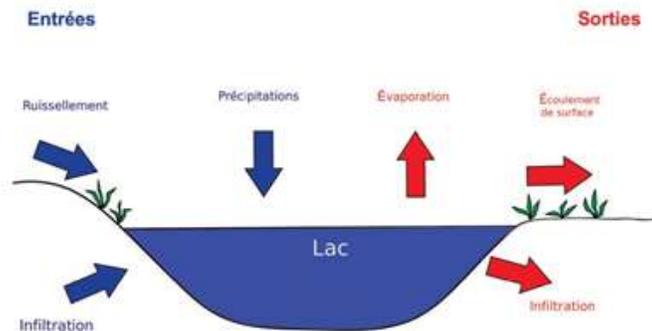


Figure 23. Schéma simplifié du fonctionnement hydrologique d'un système lacustre. Les flux représentés par les flèches bleues correspondent aux flux entrants (précipitations, ruissellement et infiltration). Les flux représentés par les flèches rouges correspondent aux flux sortants (évaporation, écoulement de surface et infiltration).

1.4.2. Les minéraux dans les sédiments lacustres

Les minéraux sont des composants fondamentaux des sédiments. La composition minéralogique des sédiments lacustres est fonction des sources des phases sédimentaires (Fig. 24) qui sont au nombre de trois (Lewis, 1984): (1) des minéraux apportés dans le lac par les eaux de surface, érosion des rives, glaciation transport et processus éoliens (fraction allogénique ou terrigène); (2) les minéraux issus de processus se produisant dans la colonne d'eau (fraction endogène); et (3) les minéraux résultant de processus qui se produisent dans les sédiments une fois déposés (fraction authigène).

Plusieurs informations paléo-environnementales peuvent être obtenues à partir d'une évaluation de chacun de ces trois composants minéraux de base des sédiments lacustres (Smoot and

1. Synthèse bibliographique

Lowenstein, 1991 ; Rodríguez-Clemente and Tardy, 1987 ; Håkanson and Jansson, 1983 ; Dean and Fouch, 1983 ; Eugster and Kelts, 1983 ; Dean, 1981 ; Eugster and Hardie, 1978 ; Kelts and Hsü, 1978 ; Jones and Bowser, 1978 ; Hardie et al., 1978). En effet, la connaissance des minéraux d'un bassin lacustre fait partie intégrante de la compréhension de la genèse des sédiments, du déchiffrement des mécanismes de transport et de la déduction des conditions limnologiques, hydrologiques et climatiques passées (Last, 2002)

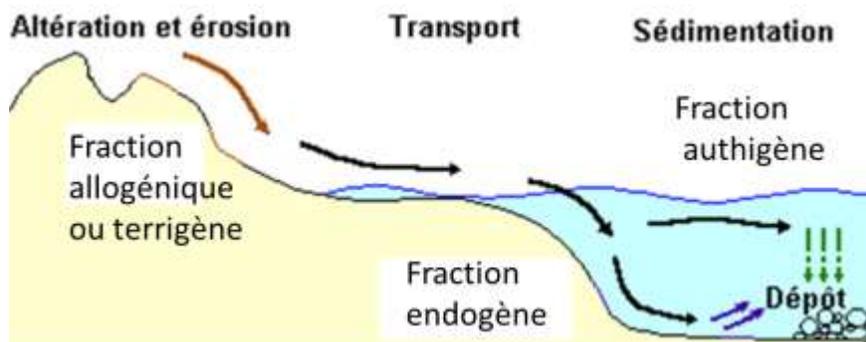


Figure 24. Source des phases des processus sédimentaires

1.4.2.1. La fraction allogénique

La fraction allogénique (Fig. 24) qui provient du bassin versant des lacs permet de reconstruire les conditions d'érosion, physique et chimique de la colonne d'eau des lacs et ses évolutions au fil du temps. En effet, les études de la composition minéralogique et chimique des particules de sédiments apportées au lac par les cours d'eau, l'érosion des rives, les retombées atmosphériques peuvent fournir des informations importantes sur l'environnement du lac, les intempéries et des estimations quantitatives des charges de culture sur les systèmes lacustres (Jones and Bowser, 1978). La majeure partie des minéraux allogéniques sont les aluminosilicates (quartz, argiles) formant des roches. En effet, la composante allogénique peut être utilisée pour déduire quantitativement les changements passés dans le bassin versant (Henderson and Last, 1998 ; Olsen, 1990 ; Teller and Last, 1981 ; Schütt, 1998 ; Menking, 1997 ; Webster and Jones, 1994 ; Last and Sauchyn, 1993 ; Parry and Reeves, 1968).

1. Synthèse bibliographique

1.4.2.2. La fraction endogénique

La minéralogie et la chimie de la fraction endogène (Fig. 24) conservée dans les sédiments lacustres sont un indicateur important des processus de précipitation minérale dans le lac. Les minéraux carbonatés comptent parmi les constituants endogènes les plus courants dans de nombreux lacs (Dean et Fouch, 1983).

Plusieurs études ont expliqué les processus de formation et de sédimentation du carbonate de calcium (Müller et al., 1972 ; Müller et Wagner 1978 ; Last, 1982 ; Effler and Johnson, 1987 ; Last et De Deckker, 1990 ; Queralt et al., 1997 ; Elfil et Roques, 2001 ; Gal et al., 2002 ; Morse et al., 2007 ; Dean, 2009 ; Solotchina et Solotchin, 2014 ; Tompa et al., 2014). Divers minéraux de carbonate de calcium peuvent être présents dans le milieu aquatique sous forme de carbonates primaires ou à la suite de processus diagénetiques dans les sédiments. La température de l'eau (Fig. 25) et sa concentration en rapport Mg/Ca (Fig. 26) sont les deux principaux facteurs qui déterminent la composition et la variété cristallographique du carbonate de calcium précipité : Ca-calcite, aragonite, Mg-calcite (Müller et al., 1972; Kelts and Hsii, 1978 ; Morse et al., 2007 ; Dean, 2009, Sun et al., 2015). La température affecte non seulement les facteurs biogéniques mais également la solubilité du CO₂ dans l'eau (Schwoerbel, 1999). De plus, grâce à l'évaporation dépendante de la température, le volume total d'eau influençant la concentration en ions dans le lac est modifié. La calcite est la variété cristalline la plus stable de carbonate de calcium à température et pression ambiantes, l'aragonite étant stable à haute pression (Cölfen, 2003 ; Nan et al., 2007).

1. Synthèse bibliographique

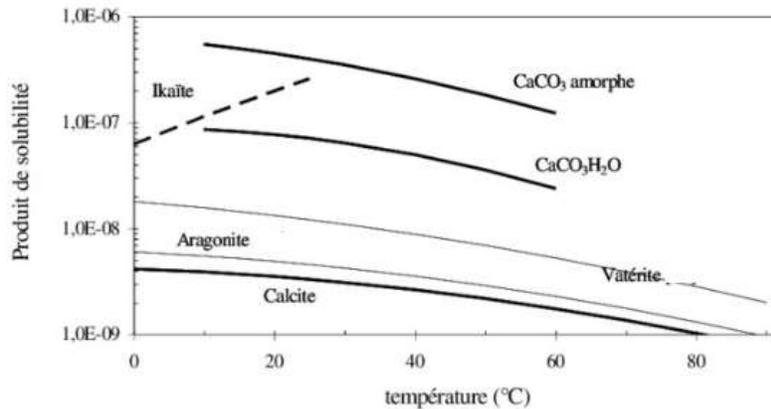


Figure 25. Variation des produits de solubilité des différentes formes du carbonate de calcium en fonction de la température (Elfil, 2005)

Last (1982) ; Sun et al., 2015 (Fig. 26), ont montré que l'incorporation de quantités significativement plus élevées de Mg dans le réseau de calcite pour former Mg-calcite est associée à une augmentation de la température de l'eau. De plus, le rayon atomique peu différent des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} , la structure cristalline identique de leur carbonate (rhomboédrique), leurs charges et leurs électronégativités similaires sont autant de facteurs favorables à la formation de Mg-calcite au lieu de calcite (Ca-calcite) avec une augmentation de la température de l'eau (Müller et al., 1972 ; Last et De Deckker, 1990 ; Queralt et al., 1997 ; Morse et al., 2007, Sun et al., 2015). Ainsi, de nombreuses études, tant sur les dépôts lacustres modernes qu'anciens, ont documenté les applications de la calcite endogène, de la Mg-calcite, de l'aragonite, de la dolomie et de la magnésite en paléolimnologie (Haskell et al., 1996 ; Valero-Garcés et Kelts, 1995 ; Talbot and Kelts, 1986 ; Borsch and Lock, 1979 ; Müller et al., 1972).

1. Synthèse bibliographique

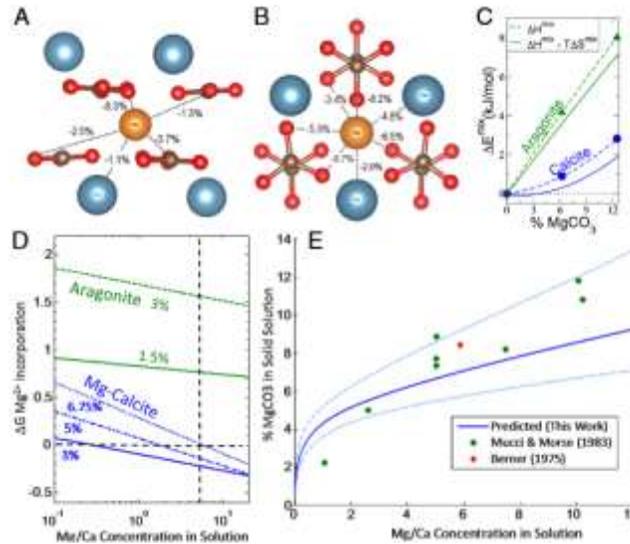


Figure 26. Distorsions structurales dans les réseaux de calcite (A) et d'aragonite (B) dues à la substitution de Mg^{2+} sur le site Ca^{2+} . Le site Ca^{2+} est coordonné neuf fois dans l'aragonite et six fois coordonné dans la calcite, ce qui entraîne une enthalpie plus élevée de mélange de Mg^{2+} dans la structure d'aragonite. (C) Calcul des énergies de mélange à l'état solide de $CaCO_3$ – $MgCO_3$. (D) Énergie libre de l'incorporation de Mg^{2+} dans $CaCO_3$ en échange ouvert avec une solution aqueuse de rapport $Mg:Ca$ donné. La concentration d'équilibre en $MgCO_3$ de Mg –calcite correspond à $\Delta G = 0$. L'aragonite n'est pas énergétiquement favorable à l'incorporation de Mg^{2+} quel que soit le rapport $Mg:Ca$. (E) Concentration prédite d'équilibre de $MgCO_3$ dans la calcite à un rapport $Mg:Ca$ de solution donnée, comparée à des expériences dans des conditions similaires. Les lignes pointillées correspondent aux incertitudes sur le \log_{10} expérimental $\log_{10}K_{sp}(MgCO_3) = -7.8 \pm 0.3$ (Sun et al., 2015)

1.4.2.3. La fraction authigénique

Les sédiments lacustres dérivés de processus allogéniques ou endogènes sont généralement soumis à un environnement physique/chimique modifié une fois déposés en raison de la décomposition de la matière organique enfouie et/ou du mélange physique et chimique causé par les organismes benthiques. Ces fractions authigènes (Fig. 24) représentent donc une empreinte minéralogique sur les sédiments préservés qui peuvent substituer les phases allogéniques et

1. Synthèse bibliographique

endogènes autrement reconnaissables. Les minéraux authigènes qui sont en plus grandes proportions dans les sédiments lacustres sont les oxydes, les phosphates et les sulfures. Bien que plus complexe, la fraction authigène des sédiments lacustres peut fournir des indices importants sur les conditions environnementales passées dans le bassin (Salvany and Orti, 1994; Ordonez and Garcia del Cura, 1994; Jones, 1986; Renaut et al., 1986; Smith and Friedman, 1986).

1.4.3. Les éléments métalliques lacustres majeurs et traces dans les sédiments lacustres.

L'étude du comportement des éléments métalliques majeurs et traces dans les sédiments lacustres peuvent servir comme des indicateurs paléo-environnementaux et paléo-climatiques (Chen et al., 2005; Mayr et al., 2019). Les concentrations des sédiments en éléments traces et majeurs sont utilisés pour identifier différents paramètres comme le détritisme, les paléo-conditions d'oxydoréduction (RédOx) et de productivité (Tribovillard et al., 2006).

1.4.3.1. Apport détritique des éléments métalliques traces et majeurs dans les sédiments

Les sédiments lacustres proviennent principalement de l'érosion de surface et comportent une composante inorganique dont la composition minéralogique et chimique reflète les processus d'altération chimico-physiques à leur origine. Ainsi, ils préservent une « signature détritique » distincte de la lithologie des bassins lacustres et des zones environnantes. Plusieurs éléments marquent les apports détritiques dans un système lacustre. Par exemple le Zr et le Ti sont des marqueurs du détritisme qui sont très utilisés, mais on regarde également d'autres éléments comme Fe, Al, K ou Mg (Haug et al., 2001 ; Tribovillard et al., 2006). L'impact du détritisme sur les concentrations de ces éléments serait vérifié si leurs concentrations sont corrélées à celle de l'aluminium (Calvert et Pedersen, 1993 ; Hild et Brumsack, 1998 ; Böning et al., 2004 ; Tribovillard et al., 2006). Ainsi lorsque les sédiments sont fortement enrichis en ces éléments

1. Synthèse bibliographique

notamment, cela marque une augmentation du détritisme dans le système lacustre et par conséquent d'interpréter les conditions de dépôt.

Les concentrations en terres rares (de ^{57}La à ^{71}Lu , rare earth element, REE) peuvent également donner des informations quant à l'origine détritique des sédiments (Le Gouche, 2017). Ces concentrations sont normalisées par rapports aux concentrations de l'Argile Australienne Post-Archéenne (pAas post-Archacan sedimentary rock, Taylor and McLennan, 1985) car elle est représentative de la composition de la croûte continentale supérieure (Taylor and McLennan, 1985 ; McLennan, 2001).

1.4.3.2. Les cycles redox et les éléments traces dans les sédiments lacustres

Les mécanismes prédominants à l'origine du cycle redox des éléments dans les lacs sont la production primaire et la dégradation bactérienne de la matière organique à l'interface eau/sédiment. La dégradation de la matière organique passe par une série de réactions redox dans lesquelles les oxydants sont théoriquement consommés par ordre décroissant de rendement énergétique libre (Hamilton-Taylor and Davison, 1995). Ainsi, certaines réactions redox sont le résultat d'une activité microbienne dissimulatrice, par exemple, comme avec la réduction de l'U(VI) (Lovley et al. 1991). Les actions des bactéries chimio-autotrophes, qui tirent leur énergie de l'oxydation d'espèces inorganiques réduites, par exemple Mn^{2+} et Fe^{2+} , peuvent également avoir un effet significatif sur le comportement des éléments dans les lacs (Hamilton-Taylor and Davison, 1995).

Le cycle redox des éléments se produit aussi dans une association chimique (i.e., sorption et/ou co-précipitation) entre les éléments et les phases porteuses sensibles à l'oxydo-réduction, par exemple les oxydes et sulfures de Fe et Mn. Ainsi, les éléments peuvent être hypothétiquement mobilisés par la dissolution réductrice des oxydes ou l'oxydation des sulfures. En effet, le cycle redox du Mn et du Fe est d'une importance primordiale pour l'enrichissement en métaux traces dans les systèmes suboxiques-anoxiques car il peut déclencher et/ou accélérer le transfert d'éléments traces de l'eau vers le sédiment ainsi que la remobilisation diagénétique des éléments traces dans le sédiment (Morford et al., 2005, Canfield et al., 1993, Tribovillard et al., 2006). En

1. Synthèse bibliographique

raison de sa très grande mobilité dans les sédiments réducteurs, le Mn ne peut pas être utilisé comme proxie redox, même si une corrélation négative est fréquemment observée entre Mn et la teneur en carbone organique total (COT) dans les sédiments riches en MO et les roches sédimentaires (Tribovillard et al., 2006).

Les principaux éléments traces influencés par le cycle Mn-Fe sont Ni, Cu, Zn, Co, Pb (avec une charge 2+) ainsi que Mo, V et Cr (en tant qu'espèces ioniques telles que MoO_4^{2-} , VO_2^+ et $\text{Cr}(\text{OH})_2^+$, respectivement). Fondamentalement, les métaux traces s'adsorbent sur les oxyhydroxydes Fe-Mn, sont exportés vers les sédiments puis libérés lors de la dissolution réductrice des oxyhydroxydes au niveau ou en dessous de l'interface eau-sédiment.

L'association de différents éléments traces montrent différentes sensibilités aux variations des conditions redox d'un milieu. Cr, U et V sont réduits et accumulés en condition de dénitrification, alors que Ni, Co, Cu, Zn, Cd et Mo sont accumulés principalement en condition de sulfato-réduction (Tribovillard et al., 2006). En se basant sur ces éléments qui sont sensibles à l'oxydoréduction il est possible d'évaluer les paléo-conditions redox dans le milieu (Tribovillard et al., 2006 ; Sifeddine et al., 2008 ; Eisen-Cuadra et al., 2013). Le comportement particulier de ces métaux a permis de reconstituer l'oxygénation antérieure des eaux de fond à partir des profils de concentration dans les carottes de sédiments (McManus et al., 2006; Tribovillard et al., 2006). Dans le cas d'un enrichissement en U et V sans Mo, on peut interpréter l'environnement comme étant suboxique à anoxique et sans H_2S . Lors d'un enrichissement en U, V et également en Mo le milieu est alors interprété comme euxinique (anoxique sulfuré) à l'interface eau-sédiment ou dans la colonne d'eau (Fig. 27 ; Algéo et Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). Il faut noter qu'il est possible de perdre de l'uranium s'il y a réoxygénation du milieu après le dépôt (Tribovillard et al., 2006).

1. Synthèse bibliographique

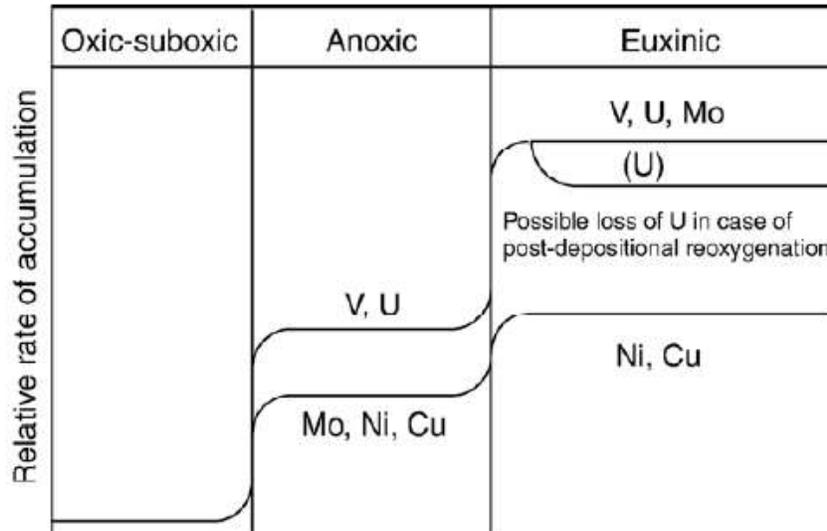


Figure 27. Comportement schématique de Ni, Cu, Mo, U et V en fonction de l'état redox de l'environnement de dépôt (Algeo and Maynard, 2004 ; Tribovillard et al., 2006).

De nombreuses études (Tribovillard et al., 1994 ; Riboulleau et al., 2003 ; Cruse and Lyons, 2004 ; Algeo and Maynard, 2004 ; Tribovillard et al., 2005 ; Algeo and Lyons, 2006) ont illustrés les corrélations existantes entre les abondances en U, V, Mo, Ni et Cu et du COT (Fig. 28, Tribovillard et al., 2006). Par exemple, pour les sédiments ou les roches sédimentaires présentant une large gamme de COT (<1% à >15-20%), à l'exception des valeurs de COT les plus faibles, de bonnes corrélations positives entre les enrichissements en Ni-Cu et le COT sont observées quel que soit le statut redox (suboxique à euxinique). Cependant, à l'exception des concentrations de COT les plus faibles, U et V montrent de bonnes corrélations avec le COT lorsque le COT reste en dessous d'une certaine valeur seuil, mais la corrélation disparaît au-dessus du seuil. Au-dessus du seuil, un enrichissement significatif en Mo accompagne l'enrichissement en U-V, témoignant du développement des conditions euxiniques (anoxiques sulfurées).

1. Synthèse bibliographique

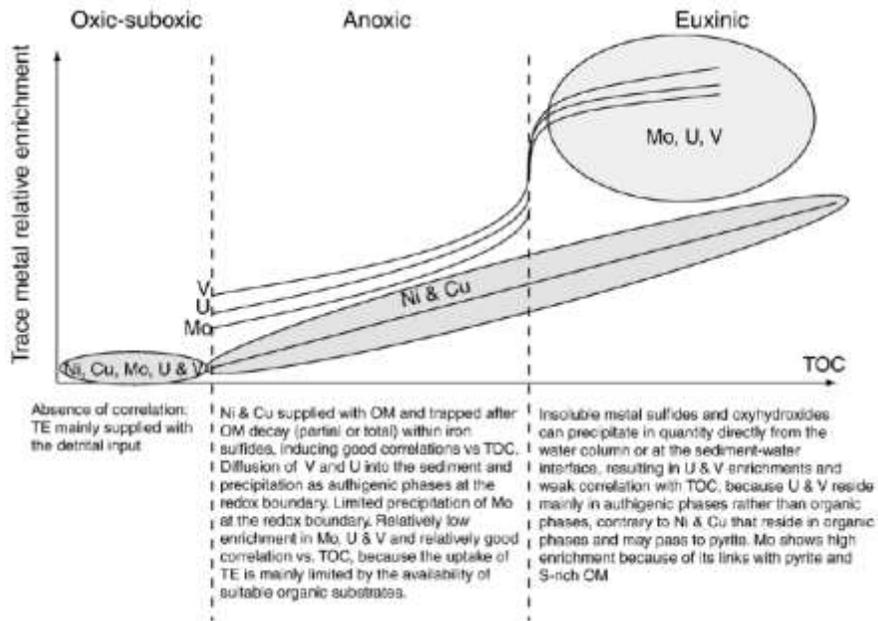


Figure 28. Diagramme schématisant l'enrichissement relatif en Ni, Cu, Mo, U et V par rapport au carbone organique total (COT). TE signifie oligo-éléments et OM signifie matière organique (Tribovillard et al., 2006).

1.4.4. La matière organique dans les sédiments lacustres

Les environnements lacustres sont des environnements de dépôts les plus productifs et donc plus riches en matière organique (Le Gouche, 2017). Les matières organiques des environnements lacustres proviennent du mélange complexe de lipides, de glucides, de protéines et d'autres composants de la matière organique produits par des organismes du bassin versant (Meyers, 1997 ; Rullkötter, 2000).

Les études sur les sources de matière organique sont d'une grande importance pour comprendre comment les changements environnementaux naturels par rapport aux activités humaines affectent la productivité biologique et l'évolution de la séquestration du carbone. L'attribution des sources est un outil puissant qui permet de comprendre le fonctionnement des écosystèmes aquatiques (Alonso-Hernández et al., 2017; Bouton et al., 2020). Connaître l'origine de la MO nécessite des observations et des séries chronologiques de surveillance adéquates et l'incorporation de facteurs environnementaux locaux (par exemple, l'apport de nutriments

1. Synthèse bibliographique

provenant de l'élimination anthropique, du ruissellement agricole et de la pollution atmosphérique) et des facteurs écosystémiques (par exemple, la structure de la communauté phytoplanctonique et la production primaire) (Alonso-Hernández et al., 2020).

La première source de matière organique déposée sur le fond des lacs est constituée des débris des plantes qui vivent dans le lac ou autour du lac. On retrouve également des algues. La prédominance de l'un ou l'autre varie en fonction des lacs et de leurs caractéristiques géomorphologiques. La teneur en matière organique des sédiments lacustres fournit une variété d'informations qui peuvent être utilisés pour reconstruire les paléo-environnements des lacs et de leurs bassins versants et pour déduire les historiques des changements climatiques régionaux. La teneur en matière organique des sédiments lacustres fournit aussi des informations importantes pour l'interprétation des changements naturels et induits par l'homme dans les écosystèmes locaux et régionaux (Meyers and Teranes, 2002). Les matières organiques présentes dans les environnements lacustres ont donc une grande utilité dans la compréhension des conditions environnementales passées. Les compositions élémentaires, isotopiques et pétrographiques conservent des archives sur les origines biologiques de la matière organique qui s'est déposée dans les sédiments des lacs au fil du temps (Meyers and Lallier-Vergès, 1999).

Des techniques telles que l'analyse des isotopes stables de l'azote et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$) et le rapport élémentaire ($C_{\text{org}}/T_{\text{total}} \text{ N}$), utilisées comme traceurs naturels, sont employées dans des études sur les processus organo-sédimentaires (Meyers and Lallier-Vergès, 1999 ; Alonso-Hernandez et al., 2020). L'efficacité de C_{org}/TN , $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et $\delta^{15}\text{N}$ repose sur le fait qu'il existe des signatures élémentaires et isotopiques spécifiques pour les différentes sources de MO (Meyers, 1997). L'importance relative de ces sources est déterminée par des facteurs environnementaux locaux tels que le climat, les conditions hydrodynamiques et l'apport de nutriments. Les modifications de l'un de ces facteurs se reflètent dans l'abondance et la composition de la matière organique sédimentaire (Meyers, 1997 ; Silliman et al., 2000) . Les résultats combinés des isotopes stables C et N peuvent fournir des informations sur les sources de MO, ainsi que caractériser la structure du réseau trophique des écosystèmes lacustres (Meyers and Lallier-Vergès, 1999)

1. Synthèse bibliographique

1.4.4.1. Carbone organique

La concentration en carbone organique total (COT) est un paramètre fondamental pour décrire l'abondance de la matière organique dans les sédiments. Cette concentration est une valeur moyenne qui représente la fraction de matière organique non minéralisée lors de la sédimentation. Elle est influencée à la fois par la production initiale de biomasse et le degré de dégradation ultérieure. Il est courant que les concentrations de COT dans les sédiments varient considérablement d'un endroit à l'autre dans un lac (Meyers and Teranes, 2002).

1.4.4.2. Rapport C/N de la matière organique

Les quantités de matière organique sédimentaire provenant de sources aquatiques par opposition aux sources terrestres peuvent être distinguées par les compositions caractéristiques du rapport C/N des algues et des plantes vasculaires (Fig. 29 ; Meyers and Lallier-Vergès, 1999).

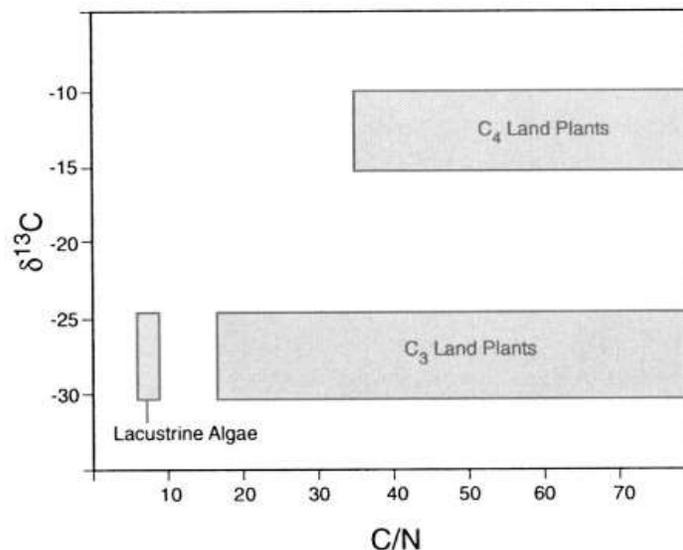


Figure 29. Schéma d'identification potentielle des sources de matière organique à partir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et des rapports C/N pour les échantillons de sédiments (Meyers and Lallier-Vergès, 1999)

1. Synthèse bibliographique

La matière organique fraîche du phytoplancton a des valeurs C/N qui se situent généralement entre 4 et 10, tandis que les plantes terrestres vasculaires, qui sont riches en cellulose et pauvres en protéines, ont généralement des rapports C/N de 20 et plus.

1.4.4.3. Rapport isotopique du Carbone organique

Les taux d'accumulation de MO dans les sédiments ont été étudiés via des analyses d'isotopes stables du $\delta^{13}\text{C}$ pour déduire les changements environnementaux passés dans le milieu lacustre (Bernasconi et al.1997; Hodell et Schelske 1998, Torres et al., 2012). Les mesures du $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments ont été utilisées pour identifier l'origine de la MO lacustre (Filley et al., 2001 ; Sifeddine et al., 2008), déduire la productivité primaire passée (Hodell et Schelske 1998; Bernasconi et al.1997), documenter l'eutrophisation historique (Gu et al.1996; Brenner et al.1999), élucider les cycles biogéochimiques (Terranes et Bernasconi 2000; Lehman et al.2004) et faire la lumière sur l'activité microbienne (Hollander et Smith 2001; Kankaala et al., 2006).

La matière organique allochtone a un $\delta^{13}\text{C}$ plus négative (moins élevée) que la MO autochtone. Lors d'une productivité primaire faible le $\delta^{13}\text{C}$ est très faible comparativement au $\delta^{13}\text{C}$ d'une productivité primaire élevée. Ces différences s'expliquent par le processus de la photosynthèse se produit au niveau des lacs via les algues qui discriminent l'isotope ^{13}C plus lourd. Le phytoplancton a généralement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ inférieures au substrat de carbone inorganique dissous (DIC) utilisé dans la photosynthèse. Dans des conditions de productivité primaire faible à modérée, les algues utilisent de préférence le ^{12}C plus léger. Par conséquent, la MO autochtone résultante affiche un $\delta^{13}\text{C}$ très faible. Cependant, pendant les périodes de productivité primaire très élevée, le ^{12}C dans la colonne d'eau est utilisé de préférence, et une fois diminué, les algues sont obligées d'utiliser l'isotope le plus lourd, produisant une MO avec un $\delta^{13}\text{C}$ relativement plus élevé (Mizutani et Wada 1982).

Les différents processus photosynthétiques, la respiration racinaire et les origines des plantes vont donc entraîner des différences dans les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique (Fig. 30). En effet, les $\delta^{13}\text{C}$ des plantes en C_3 varient entre -20‰ et -35‰ en réponse à la disponibilité de l'eau, la lumière et des nutriments (Dawson et al., 2004). Les $\delta^{13}\text{C}$ des plantes en C_4 et CAM varient entre -10‰ et -19‰, -11‰ et -30‰ respectivement (Griffiths, 1992). La variation

1. Synthèse bibliographique

isotopique de la matière organique des sols est semblable à celle de la végétation (Peterson and Fry, 1987). La matière organique a donc un $\delta^{13}\text{C}$ en moyenne de -26‰ et -12‰ dans les sols dont le couvert végétal est de type C_3 et de type C_4 respectivement. Le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 biogénique dépend donc de la couverture végétale.

En général, le $\delta^{13}\text{C}$ sédimentaire s'enrichit à mesure que la charge en éléments nutritifs et la productivité autochtone augmentent (Schelske et Hodell, 1995). Cependant, les eaux usées humaines et animales, ainsi que d'autres matières organiques terrestres, peuvent épuiser la signature $\delta^{13}\text{C}$ (Burnett et Schaeffer, 1980; Gearing et al., 1991). En conséquence, le $\delta^{13}\text{C}$ sédimentaire dans les bassins versants agricoles a tendance à être plus appauvri que les sédiments provenant de bassins versants non agricoles (Brenner et al., 1999).

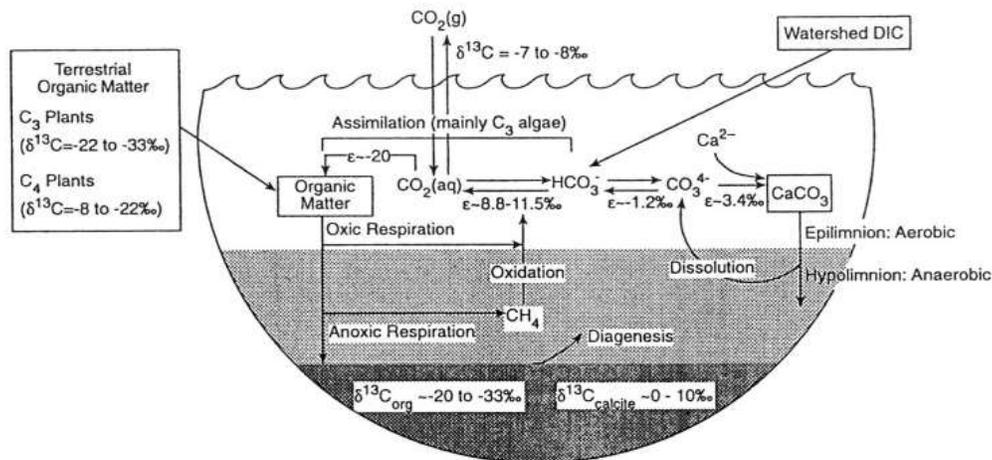


Figure 30. Cycle idéalisé des isotopes du carbone dans un petit lac stratifié. La composition isotopique de la matière organique enfouie dans les sédiments est déterminée par la proportion de différentes matières organiques terrestres et lacustres, de la composition isotopique du carbone organique dissous (COD), et le taux de la respiration primaire et la production à travers de la colonne d'eau. Les facteurs d'enrichissements des isotopes (ϵ), listés ici comme la différence entre le produit et le substrat, varient avec les formes de COD que les algues du lac assimilent (ex. $\text{CO}_2(\text{aq})$ ou HCO_3^-). Le carbonate inorganique (CaCO_3) se forme généralement en équilibre isotopique avec le réservoir du carbone inorganique dissout, et, en tant que tel, est indirectement affecté par les sources des MO et la production primaire et le taux de respiration (Meyers and Lallier-Vergès, 1999)

1. Synthèse bibliographique

1.4.4.4. Rapport isotopique de l'azote de la matière organique

Bien qu'elle ne soit pas aussi largement utilisée comme proxy paléo-limnologique que les compositions isotopiques du carbone, la composition isotopique de l'azote de la matière organique des sédiments peut également aider à distinguer les sources de cette matière dans les lacs et à reconstituer les taux de productivité passés (Meyers and Lallier-Vergès, 1999). Ce marqueur est particulièrement utile pour identifier les changements dans la disponibilité passée d'azote pour les producteurs primaires aquatiques. Cependant, la dynamique des cycles biogéochimiques de l'azote est plus compliquée que celle du carbone, ce qui rend plus difficile l'interprétation des enregistrements sédimentaires (Fogel and Cifuentes, 1993 ; Bernasconi et al., 1997 ; Hodell and Schelske, 1998 ; Brenner et al., 1999).

L'identification des sources de matière organique est basée sur la différence entre les teneurs isotopiques des réservoirs d'azote inorganique disponibles pour les plantes aquatiques et les plantes terrestres. La valeur $\delta^{15}\text{N}$ du NO_3^- dissous, qui est la forme la plus courante d'azote inorganique dissous (DIN) utilisée par les algues, est généralement supérieure à celle du N_2 atmosphérique qui est la forme utilisée par les plantes terrestres. La différence isotopique entre ces deux sources d'azote est à peu près préservée dans les valeurs $\delta^{15}\text{N}$ de la matière organique du plancton marin côtier (+8,5‰) et des plantes C_3 terrestres (+0,5‰) (Peterson and Howarth, 1987). Etant donné que les isotopes de l'azote ne sont pas fractionnés par les algues fixatrices de l'azote atmosphérique, l'importance de la fixation de l'azote peut varier de lac en lac.

1. Synthèse bibliographique

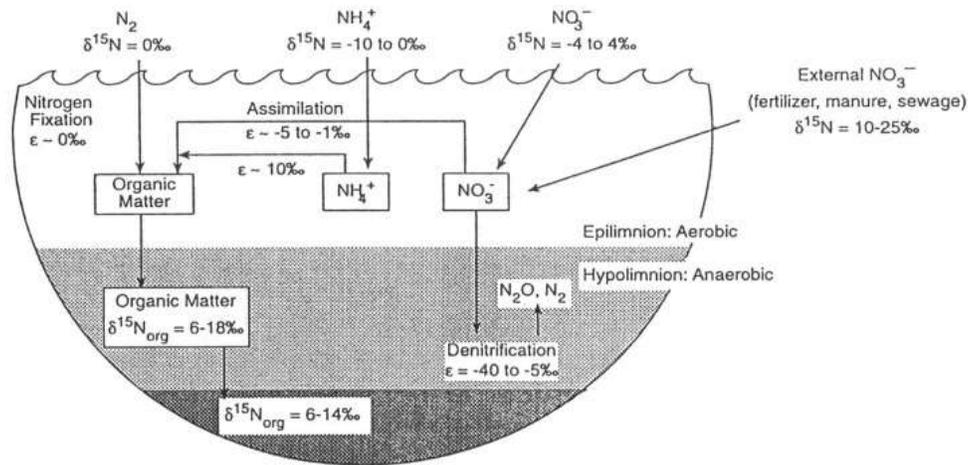


Figure 31. Cycle idéalisé des isotopes de l'azote dans un petit lac stratifié. La composition isotopique de la matière organique enfouie dans les sédiments est déterminée par les sources d'azote, le taux de la respiration primaire et les types de processus de dénitrification. Les valeurs isotopiques pour les sources externes d'azote atmosphérique et les formes combinées d'azote proviennent de Kendall (1998). Les facteurs d'enrichissements des isotopes (ϵ) proviennent de Fogel and Cicuentes (1993) et varient avec la forme inorganique que les algues du lac assimilent. Etant donné que les isotopes de l'azote ne sont pas fractionnés par les algues fixatrices de l'azote atmosphérique, l'importance de la fixation de l'azote peut varier de lac en lac (Meyers and Lallier-Vergès, 1999).

Les complications dans l'utilisation des valeurs $\delta^{15}\text{N}$ pour les reconstructions paléo-environnementales surviennent de plusieurs manières. La première est que l'utilisation par les algues des eaux de lac disponibles selon le DIN augmente généralement les valeurs $\delta^{15}\text{N}$ de nitrate (Fogel and Cifuentes, 1993). Une autre complication est que le phosphore limite généralement la production primaire dans les lacs. Si le phosphore s'épuise alors qu'une petite fraction seulement du nitrate disponible a été consommée, la composition isotopique de l'azote du DIN n'est pas significativement modifiée. De plus, des facteurs autres que la productivité primaire peuvent influencer sur la composition isotopique de l'azote de la matière organique produite dans un lac (Meyers and Lallier-Vergès, 1999). Par exemple, la dénitrification de la colonne d'eau dans les bassins anoxiques va considérablement enrichir le DIN résiduel en ¹⁵N. Eadie et al. (1994) ont suggéré qu'une augmentation des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ pourrait être due à la

1. Synthèse bibliographique

dénitrification. Lors de la dénitrification en milieu suboxique, le NO_3^- est converti en N_2 , avec un fort fractionnement laissant le NO_3^- dissous enrichi en ^{15}N . Des changements dans la composition des espèces de phytoplancton ou l'ajout d'hétérotrophes peuvent également influencer sur le $\delta^{15}\text{N}$ de la matière organique sédimentée. Une augmentation de l'abondance des cyanobactéries fixatrices d'azote, qui fixent directement le N_2 atmosphérique, diminuerait les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ dans la matière organique sédimentée (Fogel & Cifuentes, 1993). Bien que les complications susmentionnées rendent difficile l'interprétation des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$, elle offre également des possibilités d'évaluer les impacts d'un large éventail de changements paléoenvironnementaux dans les enregistrements sédimentaires des lacs.

Vu les multiples processus qui peuvent affecter les isotopes stables (C et N) des MO des sédiments lacustres, les généralisations abordées concernant le $\delta^{13}\text{C}$ et le $\delta^{15}\text{N}$ des MO des sédiments lacustres peuvent ne pas tenir dans tous les cas. Par exemple, la modification de l'abondance relative de la MO terrestre par rapport à la MO aquatique dans les sédiments à travers les lacs, ou dans un lac au fil du temps, peut compliquer les interprétations du $\delta^{13}\text{C}$ des relations entre la productivité primaire et les sédiments. De plus, bien que les apports d'eaux usées aient tendance à augmenter les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ dans les MO des sédiments, de nombreux lacs qui reçoivent des suppléments nutritifs riches en P développent des proliférations de cyanobactéries fixatrices d'azote. En effet, il n'y a pas de fractionnement dans leur processus de fixation de l'azote, et la biomasse bleu-vert qui en résulte, c'est-à-dire la MO à une signature $\delta^{15}\text{N}$ proche de zéro (Fogel et Cifuentes 1993).

Les sédiments lacustres conservent donc plusieurs marqueurs (organiques, inorganiques) qui fournissent des informations précieuses sur l'histoire du lac, son état actuel et son environnement et par conséquent les changements climatiques. En effet, notre recherche sera orientée sur l'étude systématique des compositions minérales, élémentaires et isotopiques des sédiments des différentes profondeurs du lac Azuei, un lac tropical de la République d'Haïti.

Un résumé des paramètres minéralogiques et géochimiques et leur importance dans les reconstructions paléo-environnementales est présenté dans le Tableau 2.

1. Synthèse bibliographique

Tableau 2. Les paramètres minéralogiques et géochimiques et leur importance dans les reconstructions paléo-environnementales.

Proxies	Importance environnementale
Quartz, Argiles	Apport détritique
Calcite (Ma-calcite, Ca-calcite...)	Température de l'eau
Al, Fe, Ti, Zr, K	Apport détritique
Mo, V	Conditions redox
Carbone organique total (COT)	Productivité
Azote totale (TN)	Productivité
Rapport C/N	Source de la MO
Rapport isotopique du Carbone ($\delta^{13}\text{C}$)	- Origine de la MO - Productivité
Rapport isotopique de l'azote ($\delta^{15}\text{N}$)	- Dégradation de la MO (denitrification) - Source de la MO - Productivité

2. Site d'étude

2.1. Bassin versant du Cul-de-sac et le Lac Azuei

Le lac Azuei (Fig. 32), également connu sous le nom de l'Étang Saumâtre, le plus grand lac d'Haïti, est situé dans le bassin versant de la plaine du Cul-de-Sac (région sud-est d'Haïti), juxtaposant la frontière avec la République dominicaine (Fig. 33)



Figure 32. Une vue du Lac Azuei près de la frontière haïtiano-dominicaine (©Haïti-Référence)

Ce bassin versant se compose d'une topographie montagneuse et de basse altitude. L'altitude la plus élevée est de 2580 m sur le flanc sud-est; l'altitude moyenne est d'environ 830 m (Hotz, 2019). Les montagnes bordant le nord et le sud sont composées de calcaire. A l'Ouest du lac se trouve un terrain à faible pente composé d'alluvions, d'une zone littorale couverte par la plante aquatique *Najas marina* et l'algue verte *Batophora oerstedii*, et d'une zone riveraine couverte par le palétuvier *Conocarpus erectus* (Vlaminck, 1989). Le Nord-Est et le Sud sont dominés par une pente modérée et terrain montagneux composés de calcaire. La position géographique du lac est délimitée par ces coordonnées : latitude 18° 39' 30", 18° 28' 40" ; longitude 72° 4' 0", 71° 53' 0". Le lac mesure environ 26 km de long et 10 km de large (au plus large) avec une superficie

2. Site d'étude

d'environ 140 km² (Hotz, 2019). Sa surface est, au maximum, à 15 mètres au-dessus du niveau de la mer. Sa profondeur la plus profonde est de 35 m environ (Fig. 33b).

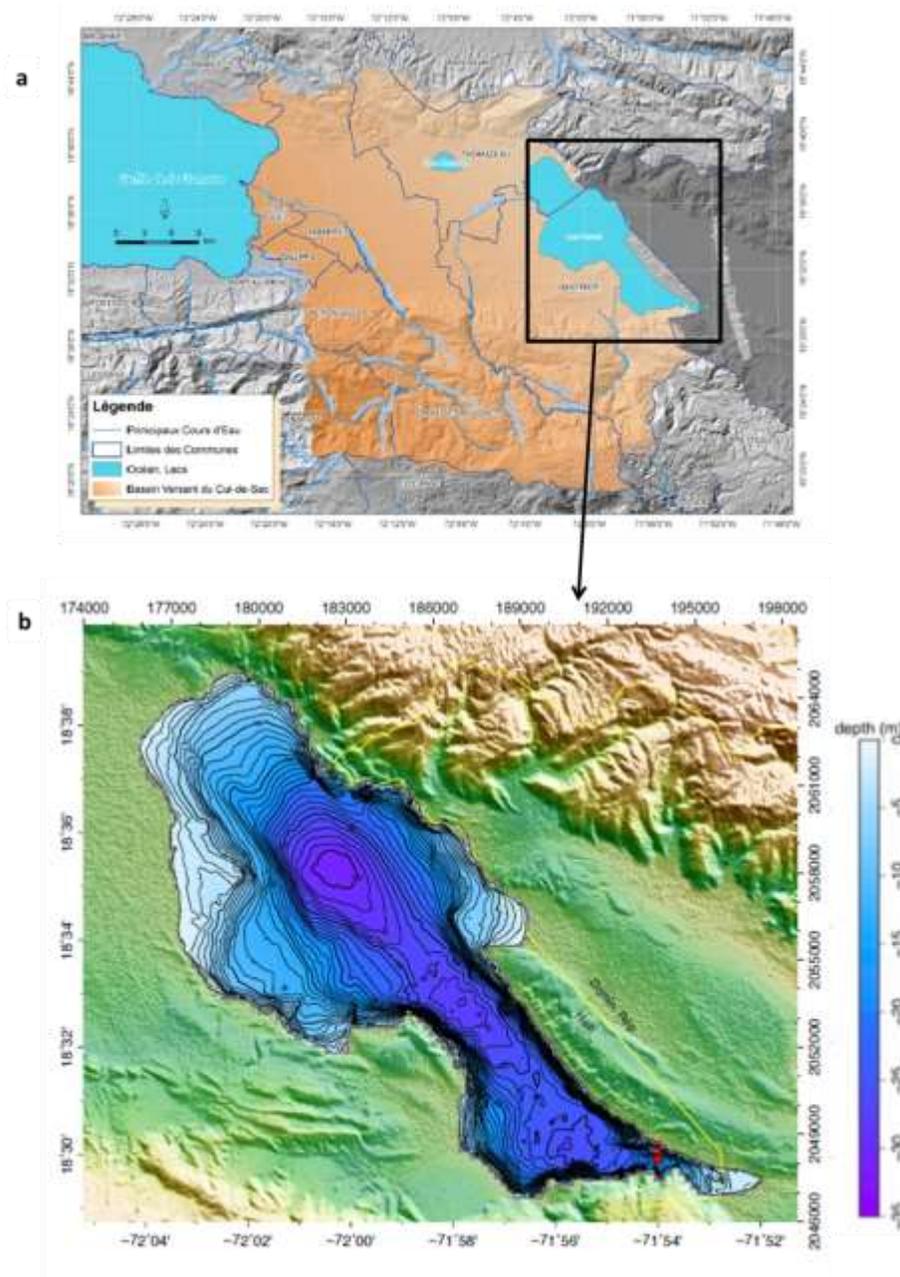


Figure 33 a) Bassin versant du cul de sac (vue générale, USAID, 2012) ; b) carte bathymétrique du lac Azuei

2.2. Le climat

Le climat d'Haïti est de type insulaire et tropical. En effet, son climat est généralement chaud, avec une période moins chaude de novembre à mars, où les alizés du Nord'Est soufflent. La température varie selon les saisons, les régions et les altitudes. Dans les plaines, il fait constamment chaud avec une température de 15 à 25 degrés Celsius durant les mois d'hiver et de 25 à 35 Celsius degrés pendant l'été. Ces températures diminuent considérablement à mesure qu'on se rend dans les hauteurs. Comme le climat des autres pays de la Caraïbes, le climat d'Haïti peut être classé comme tropical d'hiver sec (Rudloff 1981), avec des variations importantes dans la durée de la saison des pluies et le moment des maxima de précipitations (Gianinni, 2000). En effet, il y a deux grandes saisons : les saisons sèches (décembre-avril) et les saisons humides (mai-novembre) (Gianinni et al., 2000 ; Taylor et al., 2002), avec une sécheresse au milieu de l'été qui progresse de juin à juillet (Gamble et al., 2008 ; Chen et Taylor 2002). Ces deux saisons sont liées à sa position géographique qui la rend soumise aux influences des caractéristiques synoptiques des bassins de l'Atlantique tropical et du Pacifique tropical. Le taux d'humidité et les précipitations varient en fonction des régions et l'altitude. Par exemple, le versant nord du Massif du nord reçoit plus de pluies que le versant sud, pendant la saison pluvieuse.

En dépit du climat tropical d'Haïti, le bassin versant du Cul-de-Sac a un climat aride, en raison de l'effet d'ombre pluviométrique exercé par la Cordillère Centrale d'Hispaniola. Cette dernière d'orientation Nord'Ouest-Sud'Est comprend les plus hauts sommets des Caraïbes, Pico Duarte et La Pelona, 3 098 et 3 094 m, respectivement; et s'étend du Nord'Est d'Haïti à la côte Sud'Est de la République dominicaine (Kennedy et al., 2006). La variation annuelle de la température et des précipitations du bassin versant du lac Azuei de 1984 à 2014 est présentée dans la Fig. 34

2. Site d'étude

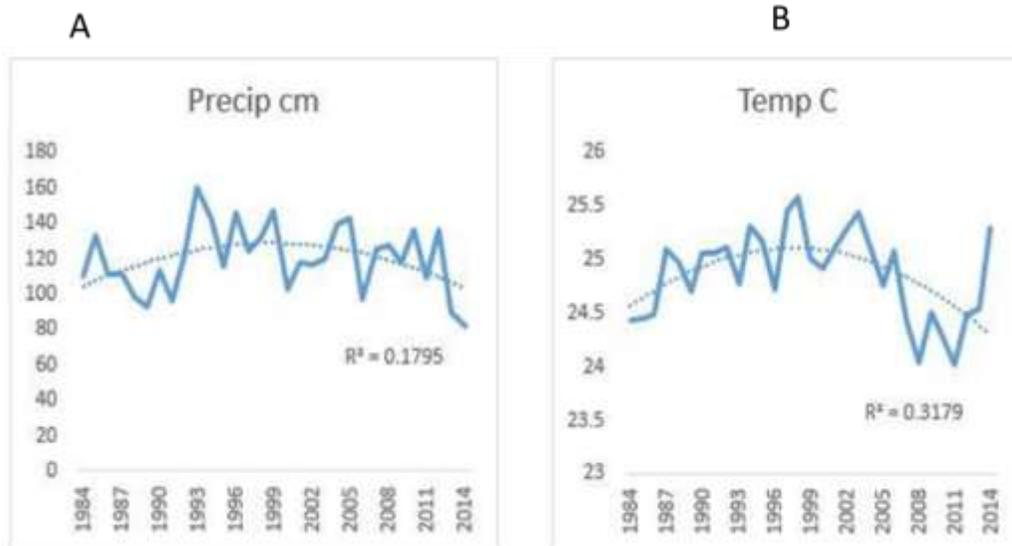


Figure 34. Graphiques pour (A) précipitations cm, (B) température C, sur une période de 30 ans de 1984 à 2014 (Hotz, 2019)

2.3. Changements écologiques

A l'instar d'autres bassins versants d'Haïti, le bassin versant du Cul-de-Sac s'est extrêmement dégradé et est écologiquement déséquilibré. Cette situation se manifeste sous plusieurs formes : une déforestation importante, une érosion excessive, une pauvreté extrême et des opportunités inexploitées, une grande vulnérabilité par rapport aux menaces naturelles et anthropiques, des infrastructures et des services inadéquats, inadaptés, insuffisants ou non entretenus, une faible productivité agricole, des incertitudes à propos de la qualité de l'air, de l'eau et du sol (USAID, 2012). Ce déséquilibre écologique a des impacts non seulement sur le bassin versant en général mais aussi sur le lac Azuei en particulier. Les montagnes qui entourent ce dernier sont principalement calcaires, et elles sont activement exploitées pour les matériaux de construction utilisés dans la construction de maisons et d'autres infrastructures (Hadden and Minson, 2010, Fig. 35).

2. Site d'étude



Figure 35. Exploitation minière de calcaire le long de la rive sud-est du lac Azuei, ©Helenmary Hotz.

Cette activité minière, et la dénudation qui lui est associée, entraîne une augmentation du ruissellement de surface lors des événements de précipitations. L'utilisation des terres agricoles et les changements de couverture terrestre dus à la déforestation dominent dans les régions Ouest et Est du bassin du lac. Les terres agricoles densément réparties autour du lac soutiennent le bétail, la culture de l'oignon, du café, de l'ail, de la canne à sucre, etc. et dépendent du lac pour l'eau d'irrigation. En raison de l'utilisation des terres dans cette zone, le ruissellement est plus susceptible de contenir des produits agrochimiques et d'autres contaminants potentiels associés à l'agriculture. Ceci est lié à une série de transformations physico-chimiques et biologiques au niveau du lac, plus particulièrement le phénomène d'eutrophisation.

2.4. Alimentation et variabilité des eaux du lac Azuei

Le lac Azuei est alcalin (Matthes 1988 ; Eisen-Cuadra et al. 2013) et est alimenté par les eaux de précipitations, des sources émanant de roches calcaires et donc par plusieurs cours d'eau intermittents, éphémères et souterrains, notamment par la rivière Blanche (During 2007). En effet, la structure karstique des montagnes du Trou d'Eau aurait facilité l'infiltration des eaux de

2. Site d'étude

pluie qui s'accumulent dans une couche d'argile en contrebas et provoqueraient l'émergence de plusieurs sources souterraines ou rivières souterraines qui se déverseraient temporairement dans le lac. Il n'y a pas d'écoulement apparent ; l'élimination de l'eau se fait par évaporation. L'eau du lac était saumâtre (Eisen-Cuadra et al., 2013) mais ces derniers temps elle s'adoucit (Hotz, 2019).

En 1954, après l'ouragan Hazel, le niveau du lac a augmenté puis est revenu à la normale dans les huit mois qui ont suivi (Michel, 2011). Thorbjarnason (1984) nous dit que le niveau du lac a été dépassé à de nombreuses reprises au cours de la période 1979-1983 avec une montée des eaux de tempête de 2 mètres au-dessus de son niveau en 1984. Sa superficie a connu une augmentation remarquable depuis la fin du 20^{ème} siècle (Fig. 36) . Elle a fluctué entre 113 et 118 km² de 1985 à 2002. Puis, à partir de 2003, elle a augmenté d'environ 15 % par rapport à son niveau de 1985. En 2007, il y a eu une augmentation spectaculaire du niveau d'eau du lac Azuei qui inquiète non seulement les habitants de la région mais aussi les autorités haïtiennes. Il a atteint une superficie de 132 km² en 2011 (Romero et Poteau, 2011) et 137 km² en 2014 (Moknatian et Piasecki, 2021), ce qui correspond à une augmentation de 4 m du niveau d'eau du lac. Le niveau du lac est relativement stable depuis 2014. Ces changements spectaculaires du niveau du lac se retrouvent dans d'autres lacs d'Hispaniola, notamment le lac Enriquillo et le lac Miragoâne, et ont été attribués à l'évolution des régimes de précipitations saisonnières (Moknatian et Piasecki, 2021). L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements pluvieux, en particulier les événements cycloniques, c'est-à-dire les tempêtes tropicales et les ouragans, a entraîné une élévation spectaculaire du niveau du lac au cours de dernières décennies (Hotz et Christian, 2015). Cependant, le changement de végétation dans le bassin versant ne démontre aucune corrélation avec la température ou les précipitations, qui restent dans les limites normales pour les latitudes tropicales (Hotz, 2019). Il semble qu'une combinaison de facteurs anthropiques et naturels soit impliquée dans l'expansion du lac, c'est-à-dire l'utilisation des terres, la déforestation, le climat, la géologie et la sédimentation.

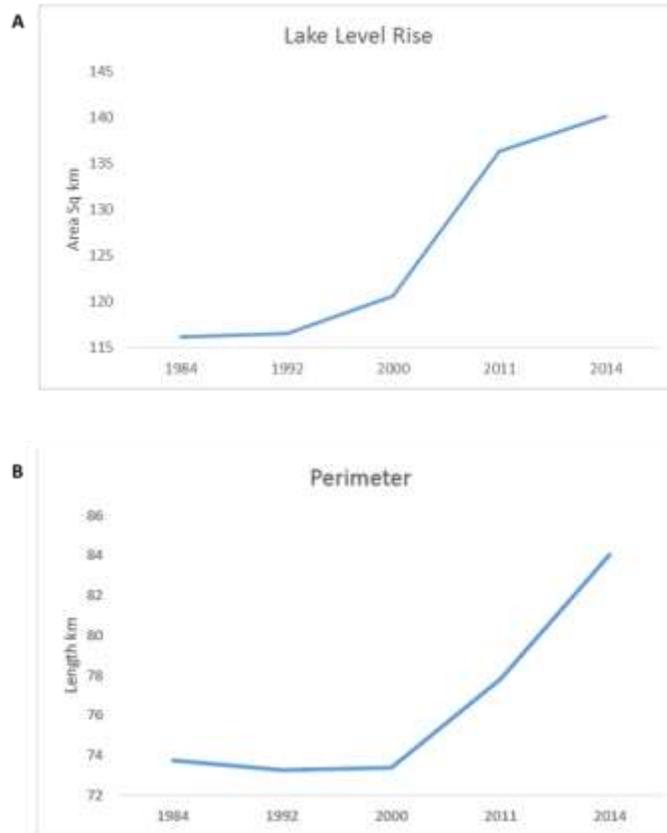


Figure 36. A: Taux d'expansion de la superficie du lac Étang Saumâtre, Haïti de 1984 à 2014 ; B : Taux d'expansion du périmètre du lac Étang Saumâtre, Haïti de 1984 à 2014(Hotz, 2019).

2.5. Composition et conditions physico-chimiques des eaux du Lac Azuei

En 2011, les mesures de température, d'oxygène dissous, de conductivité, de salinité et de pH des eaux de surface au milieu du lac Azuei ont été 29,8 C, 6,98 mg/l, 13134 μ S/cm, 6,83 ppt et 8.83 respectivement Hotz (2019). Hotz (2019) a aussi montré que le lac présente un système légèrement stratifié. En effet, les eaux de fond ne sont que \sim 1 C plus froides que les eaux de surface. La salinité augmente avec la profondeur reflétant des températures légèrement plus fraîches avec la profondeur (Hotz, 2019). Il a aussi indiqué que la productivité du lac Azuei fluctue entre des conditions mésotrophes et eutrophes. La majorité des lacs/réservoirs tropicaux d'eau chaude d'Amérique latine et des Caraïbes semblent être limités en phosphore, bien que dans certains cas la lumière puisse être limitant avec des niveaux élevés d'azote et de phosphore

2. Site d'étude

(Salas et Martino, 1991). Au cours des dernières décennies, des facteurs naturels et anthropiques ont exercé des changements sur le lac Azuei et son bassin versant (Hotz, 2019). La densité de la population, l'intensité et la fréquence des tempêtes associées aux événements géologiques ont provoqué la migration de la population des zones urbaines vers les zones rurales du pays.

Eisen-Cuadra et al. 2013, dans une étude sur la géochimie des métaux du lac Azuei à partir d'une carotte de sédiment datée, ont montré que les concentrations de Cr ont augmenté après les années 1980, ce qui indique que ces changements récents peuvent être d'origine anthropique. Les concentrations de Cr avant 1980 étaient dans la fourchette de l'indice modérément pollué (Giesy and Hoke 1990). Cela peut suggérer que l'environnement naturel a des concentrations élevées de Cr et que les activités anthropiques telles que la déforestation et l'agriculture peuvent avoir augmenté la mobilité du Cr due à l'érosion et à l'augmentation de l'intensité des tempêtes (Eisen-Cuadra et al., 2013). Les changements dans les précipitations et des activités anthropiques dans le bassin versant liés à l'agriculture, le ruissellement des eaux usées, la déforestation entraîneront probablement des changements dans l'apport de métaux traces et de matière organique terrestre. En effet, l'utilisation des terres agricoles et les changements de couverture terrestre dus à la déforestation dominent les régions Ouest et Est du bassin du lac. Ces changements se sont traduits par des variations temporelles de COT, TN et TP combinées à des variations temporelles de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ et $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ dans la région au cours des 74 à 108 dernières années. En effet, une augmentation progressive du dépôt de TP (0.2-0.3 $\mu\text{mol}/\text{an}$) depuis 1960, une diminution du COT/TN (-0.026/an) depuis 1903, une déplétion en $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (-0.6 à -1.6‰) depuis 1990, et l'enrichissement en $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ (0,5 à 2,7‰) depuis 1990 (Fig. 37, Eisen-Cuadra et al., 2013), résulte de changements d'affectation des terres.

2. Site d'étude

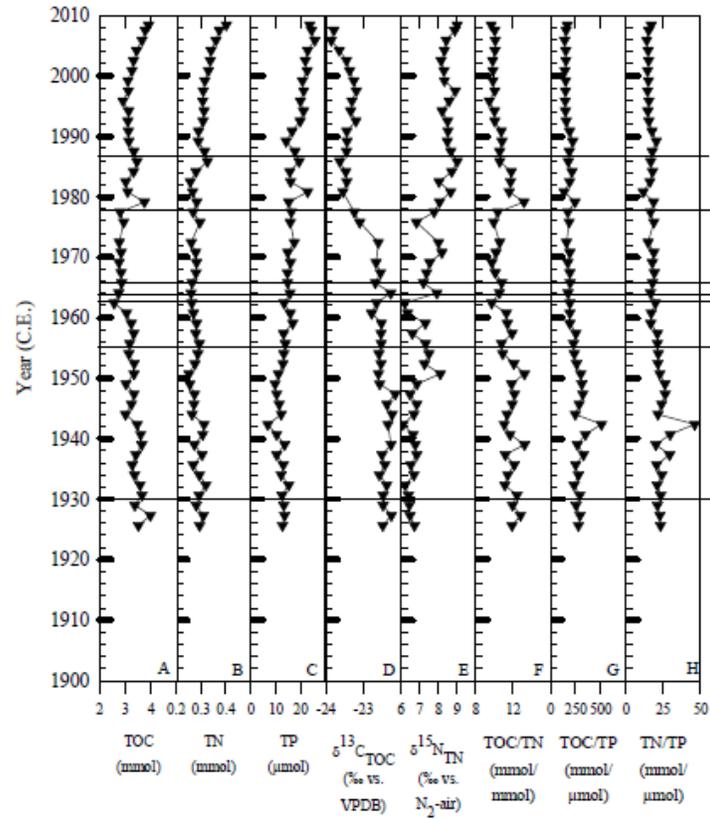


Figure 37. Géochimie d'une carotte de sédiments du lac Azuei au fil du temps. A) COT (mmol), B) TN (mmol) C) TP (μmol) D) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (‰ vs VPDB), E) $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ (‰ vs $\text{N}_2\text{-air}$), F) TOC/TN (mmol/mmol), G) COT/TP (mmol/ μmol), H) TN/TP (mmol/ μmol) (Eisen-Cuadra et al., 2013).

3. Matériels et méthodes

Pour atteindre nos objectifs, le travail a été basé sur une approche multi-proxies et multi-périodes afin d'approfondir significativement la compréhension de la variabilité climatique tropicale et les impacts en Haïti en mettant l'accent sur les événements abrupts au cours du dernier millénaire. Les impacts de ces changements dépendent des changements de la variabilité climatique aux différentes échelles de temps qui influencent l'environnement naturel (cycle hydrologique, sécheresses, érosion et végétation) et les activités humaines. Les sédiments lacustres, archives naturelles de la variabilité climatique, sont utilisés. Nous chercherons donc à reconstruire les grandes périodes qui ont marqué le climat haïtien au cours du dernier millénaire à partir d'analyses sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques des sédiments du lac Azuei.

3.1. Carottage et Campagne de sous-échantillonnage

Une carotte de sédiments (LA17BCO2) a été prélevée en janvier 2017 dans le lac Azuei dans le cadre du « Project LaKe Azuei ». Le système de carottage utilisé a été fourni par le NSF National Facility "LacCore" à l'Université du Minnesota-Minneapolis. La carotte LA17BCO2, d'une longueur de 84 cm, a été prélevée à 19,8 m de profondeur d'eau à l'aide du carottier Bolivia qui est un carottier à tige de piston (Fig. 38). Ses coordonnées GPS sont 18° 30.0931' N, 71° 54.0302' W (Fig. 39). La campagne de sous-échantillonnage de base a été réalisée à la Graduate School of Oceanography de l'Université de Rhode Island, aux États-Unis. Les échantillons ont été prélevés tous les deux centimètres, sauf à certains niveaux où des échantillons avaient déjà été prélevés pour la datation par radio-isotopes. Au total, 32 échantillons ont été prélevés de la carotte pour l'analyse géochimique et minéralogique.

3. Matériels et méthodes

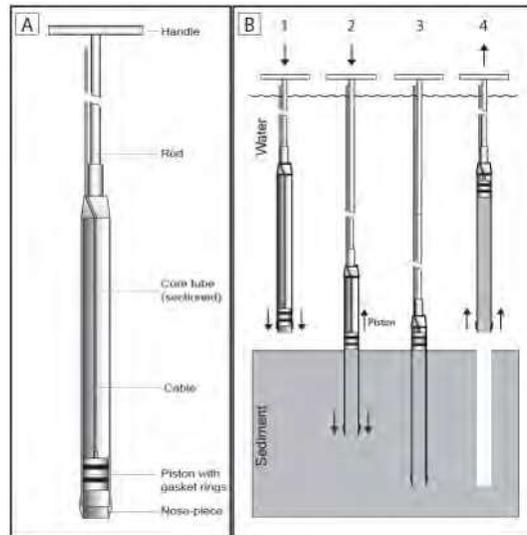


Figure 38 A) Les principales caractéristiques du carottier Livingstone, un système similaire au carottier Bolivie utilisé pour ce projet. B) Diagramme représentant la séquence d'échantillonnage: 1. Le piston est abaissé sur les tiges d'extension jusqu'au lit du lac. 2 & 3. La tension est maintenue sur le câble du piston pour maintenir le piston en état pendant que le tube central est poussé dans les sédiments. 4. Le tube central est ramené à la surface en tirant et en déconnectant les tiges d'extension (Cormier et al., 2017)

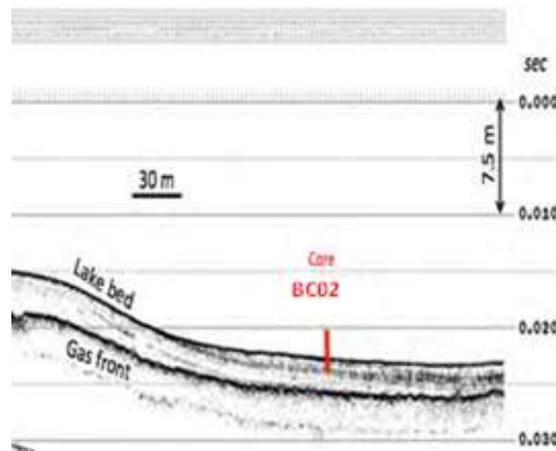


Figure 39. Position de la carotte LA17BCO2 superposée sur le profil CHIRP (Cormier et al. 2017).

3. Matériels et méthodes

3.2. Lithologie et niveaux de gris

Les caractéristiques physiques (couleur, niveau de gris etc..) ont été réalisées par l'observation aux échelles macroscopique et microscopique. Les niveaux de gris ont été mesurés à l'aide du logiciel ImageJ sur une photo de haute résolution de la carotte prise à l'Université de Rhode Island. Le logiciel d'imagerie, ImageJ, est un programme de traitement d'image basé sur Java développé par les National Institutes of Health et le Laboratory for Optical and Computational Instrumentation (LOCI, University of Wisconsin). Les niveaux de gris ont été réglés de 0 à 255. Des nombres plus grands impliquent des couleurs plus lumineuses.

3.3. Méthodes analytiques

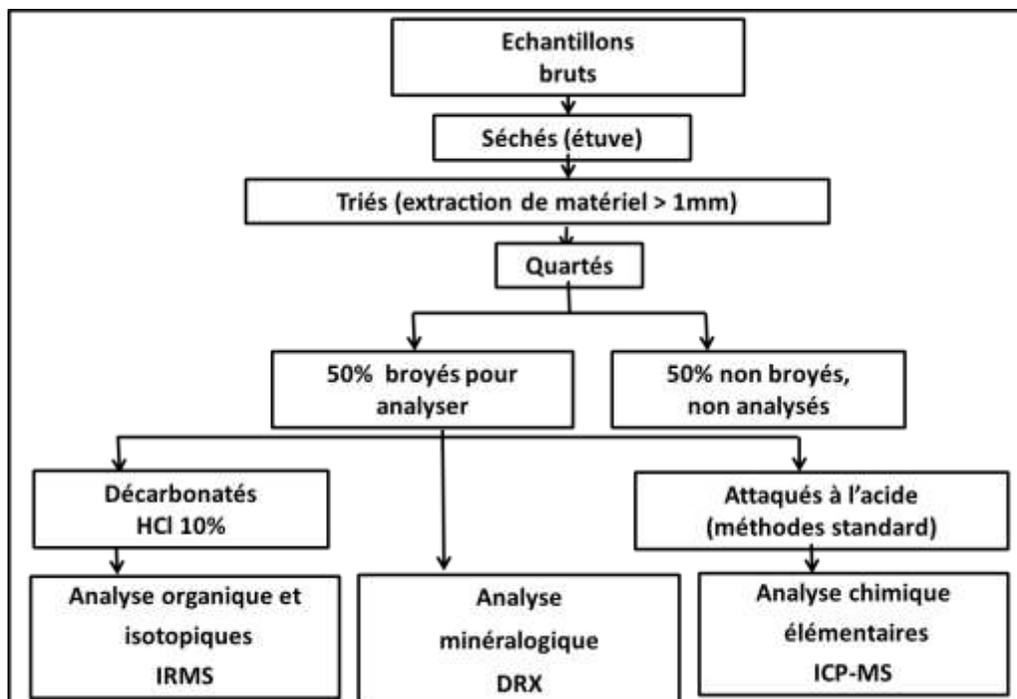


Figure 40. Diagramme présentant les différentes étapes de préparations des échantillons avant d'être analysées.

D'abord les échantillons ont été séchés, puis quartés. En effet, chaque échantillon a été divisé en quatre quartiers et les quartiers qui sont diamétralement opposés ont été mélangés. Ainsi chaque

3. Matériels et méthodes

échantillon a été subdivisé en deux portions. Les différentes analyses ont été effectuées sur l'une des deux portions (Fig. 40)

3.3.1. Datations

Des coquilles de gastéropodes, un morceau bois et de la matière organique des sédiments ont été datés au ^{14}C à l'aide d'un spectromètre à accélérateur de masse. La datation des coquilles de gastéropodes et du bois a été réalisée aux États-Unis au Beta Analytical Laboratory, Miami, Floride, et à l'installation NOSAMS à Woods Hole, Massachusetts. La datation de la matière organique des sédiments a été réalisée au laboratoire LMC14, Saclay, Paris, France.

La chronologie de la partie supérieure de la carotte a été calculée à l'aide des profils de radionucléides de ^{210}Pb (Fig. 42). Les mesures des émissions gamma de ^{210}Pb (46 keV) ont été réalisées à l'Université de Rhode Island dans un spectromètre gamma au germanium pur. Ainsi, les taux de sédimentations réalisés aux mesures du $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ ont été estimés en appliquant le modèle de concentration initiale constante (CIC) du ^{210}Pb dans les sédiments des 10 cm supérieurs de la carotte

Étant donné que la production atmosphérique de radiocarbone a varié au cours du temps géologique, les âges radiocarbone ont été calibrés pour fournir des dates en années CE. Ainsi, les âges calibrés (2 sigma) en années « calendaires approximatives » ont été obtenus de Stuiver et al. (1998) au moyen du logiciel de calibration CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 2022). Le modèle âge-profondeur a été calculé avec rbacon à l'aide de statistiques bayésiennes (Fig. 43a).

3.3.2. Analyse minéralogique par Diffraction de Rayons X (DRX)

La Diffraction de Rayons X (DRX) est une méthode utilisée pour caractériser la nature et la structure des produits cristallisés. Elle est donc applicable aux minéraux, aux roches, aux cristaux ou à tout autre matériau possédant des éléments cristallisés, présentant les caractéristiques de l'état cristallin, c'est-à-dire un arrangement périodique, ordonné et dans des plans réticulaires tridimensionnels des atomes constitutifs. C'est un phénomène de diffusion cohérente et élastique qui se produit lorsque les rayons X interagissent avec la matière organisée. En effet, lorsqu'un

3. Matériels et méthodes

atome est soumis à un bombardement électronique à haute énergie, il se produit une excitation importante de ses orbitales électroniques et cela engendre un rayonnement X (longueur d'onde $\lambda \in [0, 1; 100] \text{ \AA}$). Le spectre d'un rayonnement X est constitué d'un continuum et de quelques raies caractéristiques. Le continuum est provoqué par le freinage des électrons par les atomes de l'anode. Les raies caractéristiques correspondent à la libération d'énergie lors du réarrangement des orbitales électroniques vers un niveau de plus basse énergie.

Dans un diffractomètre, le rayonnement X généré, en bombardant une anode métallique (souvent Cu) par un faisceau d'électrons venant d'un filament porté à incandescence, est projeté sur un échantillon (poudre ou solution solide sur lame). Il se produit par la suite une absorption d'une partie de l'énergie et une excitation des atomes avec émission de radiations dans toutes les directions. L'onde diffractée résulte de l'interférence des ondes diffusées par chaque atome. Elle dépend donc de la structure cristallographique. Lorsque le rayonnement X tombe sur un réseau du même ordre de longueur d'onde que lui, il subit une diffraction selon la loi de Bragg et est définie par l'équation:

$$2d_{h,k,l} \sin\theta = n \lambda$$

où λ est la longueur d'onde du rayonnement diffracté, n l'ordre de diffraction, d la distance inter-réticulaire du plan cristallographique correspondant et θ l'angle entre le rayon incident et le plan atomique.

La composition minéralogique des échantillons a été déterminée par DRX à l'IRD, LOCEAN, Bondy, à l'aide d'un diffractomètre à poudre PANalytical X'Pert avec $\text{CuK}\alpha$ filtré au Ni à 40kV et 40 mA, équipé d'un détecteur PIXcel. Les échantillons, préalablement broyés avec un mortier d'agate, ont été préparés sous forme de poudres orientées au hasard et scannées de 2 à 70° (2 θ) avec une taille de pas de 0,0131 °2 θ . L'identification des minéraux a été réalisée à l'aide du logiciel Highscore 3.0 (PANalytical©) et de deux bases de données : ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) et COD (Crystallography Open Database). L'estimation de la contribution des principaux minéraux détectés a été réalisée en utilisant l'aire de pic intégrée du pic de diffraction le plus intense de calcite (d104, 3,03 Å), Mg-calcite (d104, à 2,99 Å), aragonite (d111, 3,40 Å), quartz (d101, 3,34 Å) et argiles (représentées par un pic de diffraction commun à

3. Matériels et méthodes

4,50 Å) (Fig. 44). La contribution relative de chaque minéral, exprimée en pourcentage de la somme de toutes les surfaces des pics mesurés, ne représente pas un pourcentage massique mais permet de suivre la variabilité de la composition minéralogique le long de la carotte.

3.3.3. Analyse élémentaire de la composition inorganique par ICP-MS

L'ICP-MS (inductively coupled plasma spectrometry ou spectrométrie de masse à ionisation par plasma induit par haute fréquence) est une technique d'analyse élémentaire qui permet de détecter et de quantifier la composition en éléments chimiques d'un échantillon. Son principe est basé sur la séparation, l'identification et la quantification des ions chimiques présents dans un échantillon en fonction de leur rapport masse sur charge (m/Z). Avec une détection allant du mg/l au ng/l, il est possible d'analyser la plupart des éléments chimiques, majeurs ou traces.

Les concentrations en éléments majeurs et traces (Ca, Al, Fe, K, Ti, Zr) ont été analysées par ICP-MS (Agilent 7500 cx) à l'IRD, LOCEAN, Bondy, après digestion acide selon la méthodologie utilisée par Valdés et al. (2014) : 1) des échantillons pesant de 20 à 25 mg dans un tube Savilex ont été traités avec une combinaison d'acide nitrique (HNO_3) et d'acide fluorhydrique (HF), puis chauffés à 150 °C pendant 48 h ; 2) Une solution de HF et d'acide perchlorique (HClO_4) a été ajoutée et digérée à 150 °C pendant 24 h ; 3) L'attaque au HNO_3 a été effectuée deux fois à 150 °C pour évaporer tout l'acide des échantillons ; 4) le matériau résultant a été porté à 35 mL avec HNO_3 . La procédure analytique a été contrôlée par l'analyse répétée de routine à la fois pour nos échantillons et l'échantillon de référence certifié MESS-3. Les données de validation analytique ont montré une précision avec une erreur relative qui ne dépassait pas 5 %.

3.3.4. Analyse élémentaire et isotopique du carbone et de l'azote par spectrométrie de masse à rapport isotopique (IRMS, isotope-ratio mass spectrometry)

L'IRMS est une spectrométrie de masse avec laquelle il est possible de mesurer l'abondance relative des différents isotopes d'un même élément chimique dans un échantillon donné. Cette

3. Matériels et méthodes

technique est utilisée pour mesurer les rapports n'impliquant que des isotopes non radiogéniques (paleo-thermométrie et traçage : $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$...) ou impliquant au moins un isotope radiogénique (datation et traçage : $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$...).

Avant l'analyse élémentaire et isotopique du carbone, les échantillons ont été décarbonatés pour éliminer les différentes formes de carbonates présents en libérant du dioxyde de carbone. De l'acide chlorhydrique (HCl) à 10 % a été ajouté à l'échantillon. Pour éliminer l'acide, de l'eau désionisée a été ajoutée puis placée dans la centrifugeuse (8000 tr/min pendant 15 min). Cette opération a été répétée 4 fois. Après séchage à 40 °C, les échantillons ont été pesés et broyés à nouveau.

Pour les analyses 10 à 30 mg de l'échantillon ont été placés dans des capsules en étain ultra-propres et scellées. Afin d'obtenir l'analyse la plus précise possible, des étalons ultra-purs de composition isotopique connue (EMAP2, Sorgho, HOS) ont été utilisés pour calibrer les mesures. Tous les échantillons ont été brûlés dans un analyseur élémentaire et le CO_2 libéré a été transmis à un spectromètre de masse à rapport isotopique (IRMS) au LOCEAN, Bondy, France.

La composition isotopique des échantillons est rapportée en notation δ conventionnelle, en pour mille (‰) par rapport aux normes Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) pour le carbone et N_2 atmosphérique (AIR) pour l'azote, respectivement :

$$\delta^{13}\text{C} (\delta^{15}\text{N})_{\text{sample}} (\text{‰}) = [(\text{R}_{\text{sample}} - \text{R}_{\text{standard}}) / \text{R}_{\text{standard}}] * 1000$$

où R est le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de l'échantillon et de l'étalon, respectivement.

La teneur en carbone organique (C_{org}) et azote (TN) a été mesurée avec un analyseur élémentaire Flash 2000HT de Thermo Fischer Scientific couplé à un détecteur de conductivité thermique (TCD) au LOCEAN, Bondy, France. Chaque échantillon a été pesé dans une balance de précision et placé dans des capsules en étain.

Les analyses de carbone ayant été réalisées sur des échantillons décarbonatés contrairement à l'azote, le pourcentage de carbone organique est déterminé par l'équation suivante :

$$\text{COT} (\%) = (m_d/m_r) * \% \text{Cd}$$

où m_d est la masse de l'échantillon décarbonaté, m_r masse de l'échantillon brut et %Cd est le pourcentage de carbone déterminé par IRMS dans l'échantillon décarbonaté.

3. Matériels et méthodes

Les valeurs COT et TN ont été utilisées pour calculer le rapport C/N. Les rapports molaires ont ensuite été déterminés à l'aide des poids atomiques :

$$C/N = (\%C / 12.01) / (\%N / 14.002)$$

Les valeurs C/N reflètent le rapport entre la matière organique aquatique et la matière organique terrestre (Meyers et Lallier-Vergas, 1998).

4. Résultats

4.1. Lithologie et niveaux de gris

Sur la base des caractéristiques visuelles des sédiments de la carotte, différents niveaux stratigraphiques ont pu être identifiés pour LA17BCO2 (photo de la carotte ; Fig. 41). Les différents niveaux étaient caractérisés soit par le faciès argileux, soit par une alternance fréquente de matière organique au sein de niveaux argileux à limoneux homogènes, soit par une alternance moins fréquente de matière organique et d'un niveau plus limoneux. Les niveaux supérieurs ont une couleur beaucoup plus foncée, donc beaucoup plus riche en matière organique. La macrofaune est principalement composée de gastéropodes. En effet, entre 42-46 cm, il y a une concentration particulièrement élevée de gastéropodes. Le dépôt de sédiments s'est produit dans un environnement à faible énergie. Des matières organiques amorphes et fluorescentes sont également présentes. Quelques débris végétaux ont été observés.

Le niveau de gris reflète la combinaison de tous les matériaux (organiques et inorganiques) présents dans le sédiment de la carotte. Ainsi, sa variation dépend des variations de ces matériaux en fonction de leurs conditions de sédimentation. Les valeurs de niveau de gris observées varient entre 50 (plus sombre) et 200 (plus clair). Ces données présentent de fortes variations à différents niveaux de la carotte (Fig. 41). Des couleurs plus vives ont été trouvées dans la partie inférieure que dans la partie supérieure de carotte. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées pour deux intervalles, entre 80 à 72 cm et 60 à 48 cm. De 42 à 36 cm, le niveau de gris montre de fortes fluctuations entre les valeurs faibles et élevées. Enfin, une tendance à la baisse des niveaux de gris est observée à partir de 28 cm et atteint le minimum entre 12 cm et le sommet de la carotte (Fig. 41).

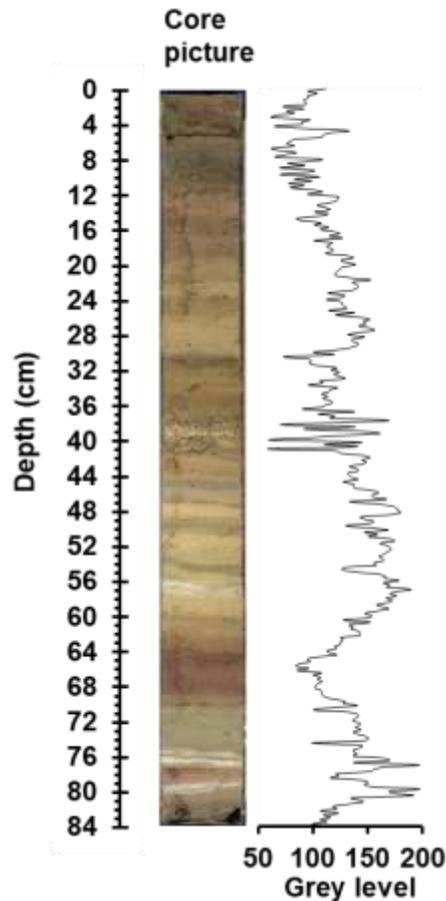


Figure 41. Image de la carotte et la variation du niveau de gris de la carotte LA17BCO2 en fonction de la profondeur.

4.2. Chronologie et taux de sédimentation

Dix mesures de ^{14}C par AMS (Tableau 3) ont été effectuées : 3 échantillons de coquilles de gastéropodes, 1 échantillon de bois et 6 échantillons de carbone organique sédimentaire. De plus, des mesures au ^{210}Pb (Tableau 4) ont été réalisées tous les cm dans les 7 cm supérieurs de la carotte permettant d'estimer un âge d'environ 48 ans BP (1902 CE) entre 6 et 7 cm (Tableau 4).

4. Résultats

Tableau 3. Relations profondeur-âge des sédiments en utilisant la datation 14C pour LA17BCO2

Laboratory	Depth (cm)	Sample (material)	Age 14C (BP)	Calibration	Reservoir corrected 14C age BP	Calibrated Age 2σ (CE)
NOSAMS-USA	6-7	AMS ¹⁴ C gastropod	2680 +/- 25	IntCal20	48 +/- 25	1902
LMC14-France	10-11	Sediment	2465 +/- 25	IntCal20	115 +/- 25	1870
LMC14-France	16-17	Sediment	2595 +/- 35	IntCal20	245 +/- 30	1715
LMC14-France	28-29	Sediment	2730 +/- 30	IntCal20	490 +/- 30	1430
Beta-Analytic-USA	42-43	AMS 14C wood	990 +/- 30	IntCal20	990 +/- 30	1130
Beta-Analytic-USA	42-43	AMS 14C gastropod	3230 +/- 30	IntCal20	990 +/- 30	1130
LMC14-France	56-57	Sediment	2860 +/- 30	IntCal20	620 +/- 30	1310
Beta-Analytic-USA	63-64	AMS 14C gastropod	2970 +/- 30	IntCal20	730 +/- 30	1280
LMC14-France	68-69	Sediment	3275 +/- 30	IntCal20	1035 +/- 30	750
LMC14-France	81-82	Sediment	3110 +/- 30	IntCal20	870 +/- 30	1200

Le lac Azuei est un lac d'eau dure dont la dureté varie entre 525 et 2260 mg/l de CaCO₃ (Matthes, 1988). Par conséquent, les datations au radiocarbone des coquillages et du carbone organique sédimentaire sont soumises à des erreurs résultant de la dilution du ¹⁴C par le « vieux » carbone (c'est-à-dire sans ¹⁴C) issu de la dissolution du socle calcaire; c'est ce qu'on appelle « l'erreur eau dure-lac (HWLE, en anglais) ». En prenant en compte les mesures du ²¹⁰Pb et des gastéropodes pour l'intervalle 6-7 cm et celles du bois et des gastéropodes pour l'intervalle 42-43 cm, trois corrections de l'effet eau dure peuvent être estimées. Dans la partie supérieure (6-7 cm), une HWLE de 2630 ans BP a été soustraite de la datation ¹⁴C. De 10 à 17 cm, un HWLE d'environ 2350 ans BP a été soustraite des dates ¹⁴C. En dessous de 28 cm, ils sont soustraits à 2240 ans BP sur la base de la datation de l'échantillon de bois.

La combinaison des mesures du ²¹⁰Pb et les ages ¹⁴C a permis d'établir un modèle âge-profondeur bayésien utilisant le package rBacon dans R (Blaauw et Christen 2011). Les âges moyens ont été extraits du modèle et utilisés pour la représentation et l'interprétation des données indirectes. La représentation graphique de l'âge-profondeur utilisée pour établir la chronologie est présentée dans la Fig. 43a).

4. Résultats

Tableau 4. Relations profondeur-âge des sédiments pour l'utilisation de la datation ^{210}Pb et ^{226}Ra pour la partie supérieure de LA17BCO2

Depth (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)	^{226}Ra (dpm/g)
0-1	2.717	2.506
1-2	1.791	1.572
2-3	1.482	1.197
3-4	0.987	0.654
4-5	0.884	0.571
5-6	0.698	0.571
6-7	0.694	0.517

Le taux de sédimentation moyen dans la carotte de sédiments déterminé avec le modèle âge-profondeur (Fig. 43b) était de $0,128 \pm 0,079$ cm/an. Les valeurs les plus élevées sont observées entre : 84 à 76 cm (1000 à 1150 CE), 68 à 41 cm (1100-1250 CE) et 10 à 0 cm (1900-2000 CE). De 38 à 10 cm (1300 à 1900 CE), nous avons observé une tendance à la diminution du taux de sédimentation.

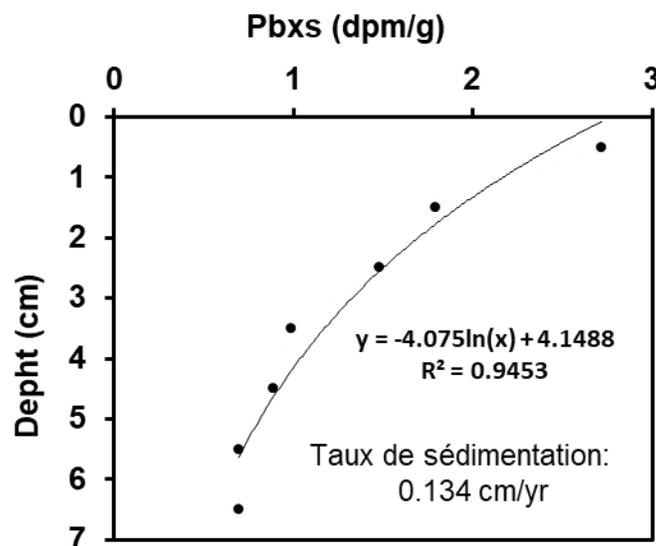


Figure 42. Activités $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en fonction de la profondeur. Diminution exponentielle des activités de ^{210}Pb , indiqués par la courbe de régression.

4. Résultats

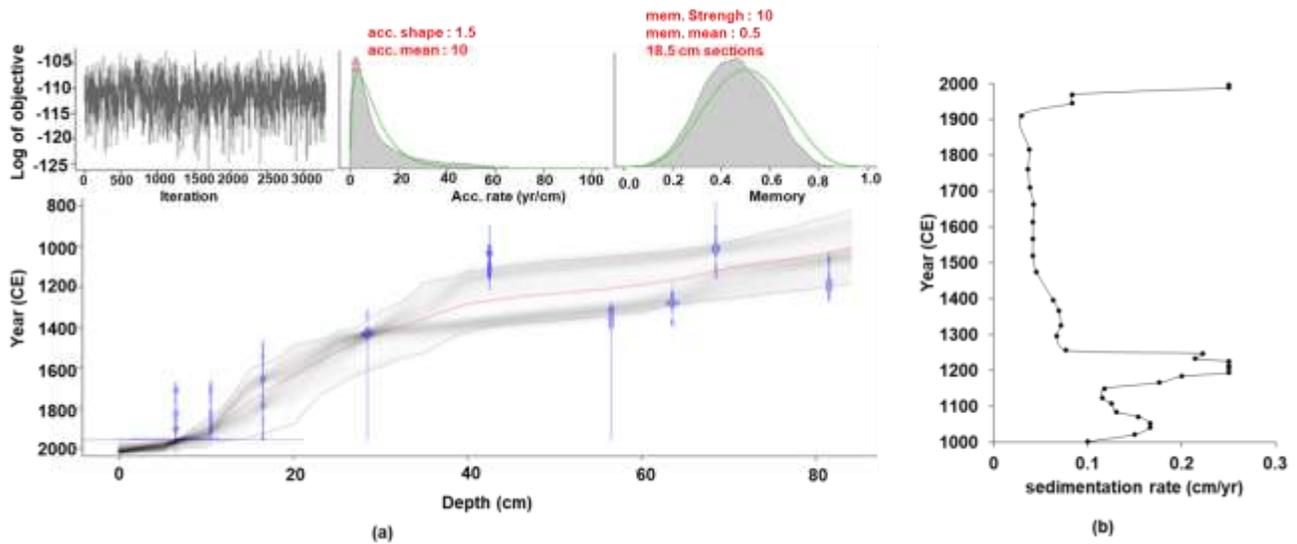


Fig. 43 : (a) Modèle âge-profondeur bayésien pour la carotte LA17BCO2 généré à l'aide de *rBacon* pour R, affichant les dates ^{14}C corrigées pour HWLE. Les barres d'erreur bleues irrégulières affichent la distribution de probabilité d'âge ^{14}C pour chaque échantillon ; la ligne pointillée rouge suit les âges moyens. En détail en haut de gauche à droite ; nombre d'itérations, vitesse de sédimentation et mémoire, cela s'interprète comme la dépendance du taux d'accumulation entre profondeurs voisines. (b) Taux de sédimentation (cm/an) calculé à partir du modèle âge-profondeur.

4.3. Variation de la composition minéralogique

La composition minéralogique des différents échantillons est homogène. La phase minérale la plus importante dans toute la carotte est constituée de carbonates : calcite (CaCO_3 , appelée ici Ca-calcite), Mg-calcite ($\text{Mg}_x\text{Ca}_{1-x}\text{CO}_3$) et aragonite (CaCO_3) (Fig. 44). Les pourcentages de surface maximale de Ca-calcite, Mg-calcite, aragonite, quartz et argiles sont présentés à la Fig. 27. Ca-calcite, quartz et argiles ont le même comportement et sont fortement corrélés positivement (Fig. 45, Tableau 5). En revanche, la Mg-calcite a un comportement exactement opposé à celui du quartz, des argiles et de la Ca-calcite. Pour l'aragonite, il n'y a quasiment aucune variation de ses proportions dans les différents niveaux hormis une légère augmentation

4. Résultats

des 36 cm. Les intensités des niveaux de gris présentent une variabilité assez similaire à celle de Mg-calcite (Fig. 44). Les couleurs plus claires (plus foncées) coïncident plus (moins) avec la précipitation de Ca-calcite.

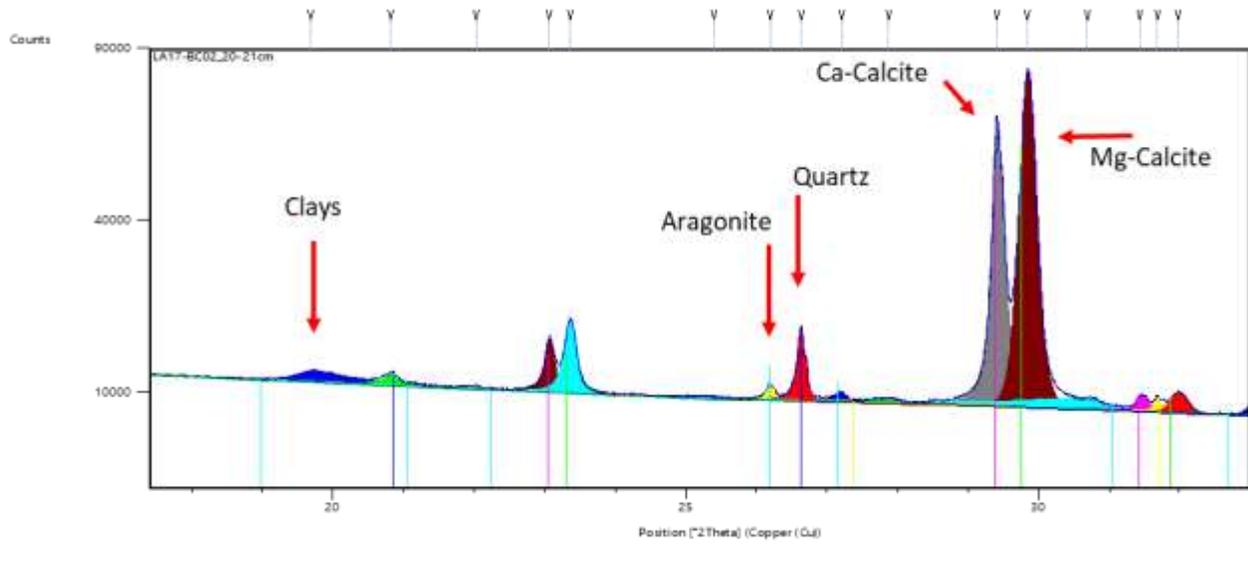


Fig. 44. Mesures de surface DRX (1 pic/minéral) à l'aide d'une fonction de profil d'ajustement (résultats en cps/°2-thêta). Surface = f (quantité de minéral)

4. Résultats

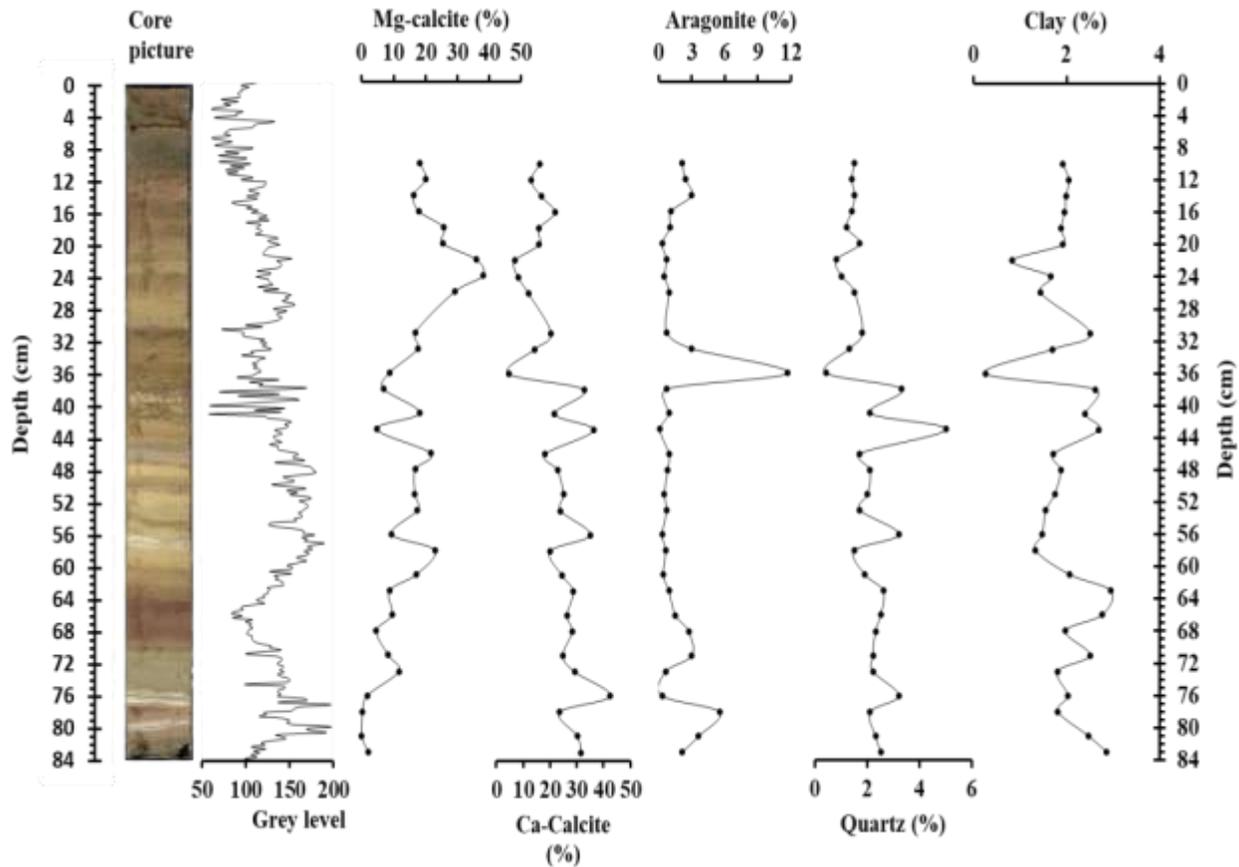


Figure 45. Image de la carotte ; le profil lithologique, la variation du niveau de gris et la distribution de la teneur en minéraux exprimée en pourcentage de surface de pic de la carotte LA17BCO2 sont tracés en fonction de la profondeur.

4.4. Variation de la composition géochimique inorganique

L'élément majeur le plus abondant dans les sédiments est le Ca, viennent ensuite par ordre d'abondance : Al, Fe, K, Ti et Zr. En effet, les pourcentages moyens des éléments analysés : Ca, Al, Fe, K, Ti, Zr, sont respectivement de $32,48 \pm 5,06 \%$, $1,21 \pm 0,31 \%$, $1,05 \pm 0,22 \%$, $0,23 \pm 0,04 \%$, $0,12 \pm 0,03 \%$, et $0,0016 \pm 0,00004 \%$; avec une valeur maximale à 43 cm et une valeur minimale à 36 cm. Les variations de concentrations Al, Fe, K, Ti et Zr sont corrélées comme le confirme le coefficient de Pearson (Fig. 46, Tableau 5). Au fond de la carotte entre 83 et 76 cm, on observe une tendance à la diminution de leurs concentrations avec une inflexion à 78 cm. De

4. Résultats

78 à 76 cm leurs concentrations augmentent. De 63 à 61 cm il y a une diminution des concentrations qui augmentent ensuite de 61 à 56 cm. De 56 à 46 cm, il y a peu de variation des concentrations avec une légère tendance à l'augmentation. De 48 à 43 cm nous avons observé une augmentation de leurs concentrations. De 43 à 31 cm il y en a une grande variation avec un pic à 31 cm. Ainsi, les concentrations en éléments diminuent de 43 à 36 cm et augmentent de 36 à 31 cm. De 31 à 22 cm, les concentrations en éléments diminuent. De 22 à 10 cm, il y a une faible variation de concentrations des éléments contrairement aux variations dans la partie inférieure de la carotte. La plus grande amplitude de la variation des concentrations d'éléments est observée entre 46 et 22 cm. Par contre, les concentrations en Ca varient en opposition aux concentrations en Al, Fe, K, Ti et Zr dans la moitié supérieure de la carotte : De 48 à 10 cm, là où les concentrations en Ca augmentent, il y a diminution en concentration d'Al, Fe, K de Ti et de Zr.

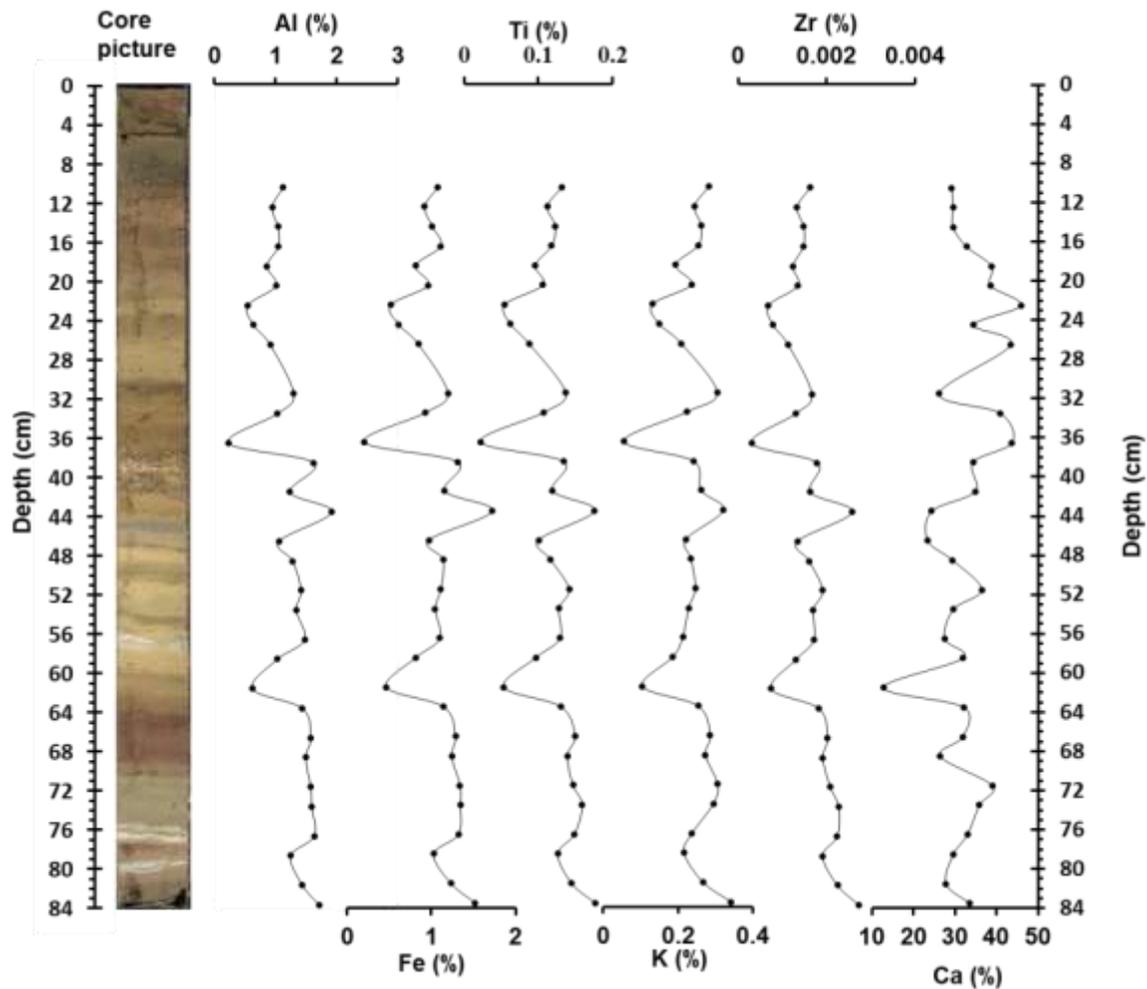


Figure 46. Les variations temporelles de la composition élémentaire inorganique du LA17BCO2

4.5. Variation de la composition organique

La teneur en carbone organique total (COT) et en azote total (TN) (Fig. 47) a montré des tendances similaires le long de la carotte et a varié dans une fourchette de 0,6 % à 4,9 % (moyenne de $2,5 \pm 1,22$ %) et de 0,06 % à 0,40 % (moyenne de $0,22 \pm 0,09$ %), respectivement. Leurs concentrations sont très variables avec des augmentations et des diminutions dans

4. Résultats

différentes profondeurs. Le COT est fortement corrélé au TN ($r = 0,97$), suggérant une origine commune. Le $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 47) varie entre $-26,83 \text{ ‰}$ et $-23,09 \text{ ‰}$ (moyenne de $-24,71 \pm 0,67 \text{ ‰}$). La valeur la plus basse de $\delta^{13}\text{C}$ ($-26,83 \text{ ‰}$) est observée à 41 cm où une baisse rapide est enregistrée ; et la plus grande valeur ($-23,09 \text{ ‰}$) à 28 cm. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ ont tendance à augmenter entre 64 cm-44 cm et à diminuer entre 76-64 cm et 20-10 cm. Globalement, $\delta^{13}\text{C}$ varie inversement avec TOC et TN. Les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ ont varié de $3,88 \text{ ‰}$ et $10,07 \text{ ‰}$ (moyenne de $6,68 \pm 1,7 \text{ ‰}$), montrant une tendance opposée à TN et TOC à certains niveaux de la carotte. Il existe une variation concomitante entre $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sauf de 64 à 46 cm. Les valeurs les plus basses de $\delta^{15}\text{N}$ ($\delta^{15}\text{N} < 5 \text{ ‰}$) sont observées à 66 cm et à 41 cm ; en revanche, la valeur la plus élevée ($\delta^{15}\text{N} > 7 \text{ ‰}$) est observée à 73 cm. Le rapport C/N variait de 8 à 20,05 (moyenne de $13 \pm 1,8$). De 83 à 31 cm et de 31 à 10 cm, le rapport C/N montre une faible variabilité, avec des valeurs allant de 12 à 14. Par contre, de 64 à 31 cm, une plus grande variabilité est observée avec des valeurs de 8 à 20. Les valeurs du rapport C/N sont élevées dans les sections de carottes qui ont des pourcentages élevés de carbone organique et d'azote.

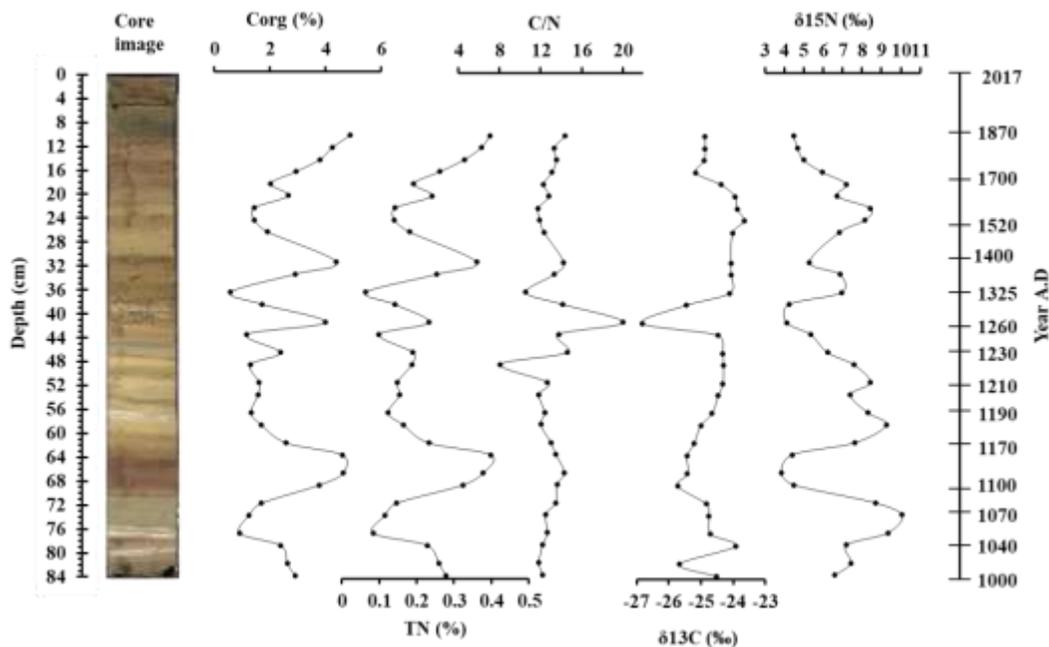


Figure 47. Variations du carbone organique (%), de l'azote (%), du rapport C/N et des rapports isotopiques du carbone et de l'azote de la MO dans les sédiments

5. Discussion et interprétation des résultats

5. Discussion et interprétation des résultats

Dans ce chapitre je discuterai et interpréterai les résultats obtenus à partir des analyses sédimentologiques, minéralogiques, de géochimie inorganique, organique et ainsi de géochimie isotopique en fonction des périodes choisies (Fig. 48, 50b). Ce qui me permettra de discuter les processus sédimentaires organo-minéraux en fonction des conditions environnementales et climatiques caractéristiques de ces périodes. Il s'agit de : l'Anomalie Climatique Médiévale (MCA, 1000-1100 CE ; subdivisé en MCA1 (1000-1050 CE) et en MCA2 (1050-1010 CE)), la période transition entre l'Anomalie Climatique Médiévale et le Petit Age Glaciaire (MCA-LIA, 1100-1400 CE), le Petit Age Glaciaire (LIA, 1400-1800 CE) et la Période Chaude Moderne (CWP, de 1800 CE à aujourd'hui) (Bird et al., 2011).

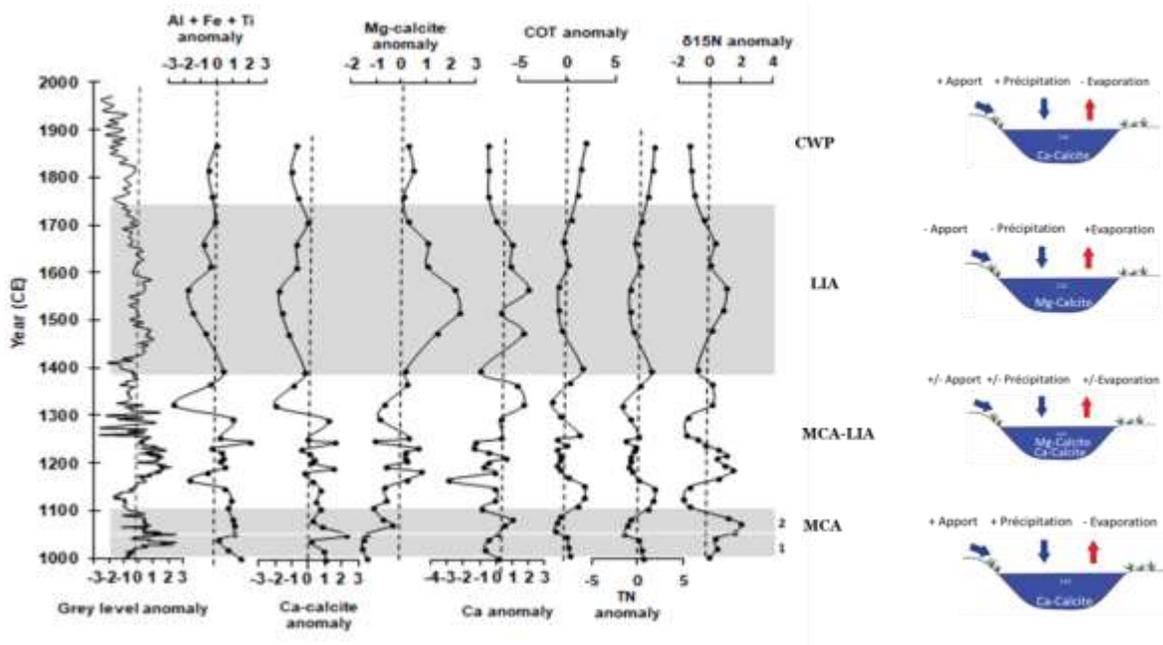


Figure 48. Variations temporelles de l'intensité du niveau de gris, apport terrigène (% Al + % Fe + % Ti), Ca-calcite, Mg-calcite, Ca et COT, TN, et $\delta^{15}\text{N}$ dans la carotte sédimentaire LA17BCO2 du lac Azuei. Ces variations sont subdivisées en fonction des périodes, MCA, MCA-LIA, LIA et CWP, qui sont accompagnées par des schémas caractéristiques du lac pour chacune de ces périodes

5. Discussion et interprétation des résultats

5.1. L'Anomalie Climatique Médiévale (MCA)

La période MCA, est caractérisée par des anomalies positives des éléments terrigènes (Fig. 48). Les niveaux de gris et les éléments terrigènes sont corrélés positivement au cours de cette période (Fig. 49).

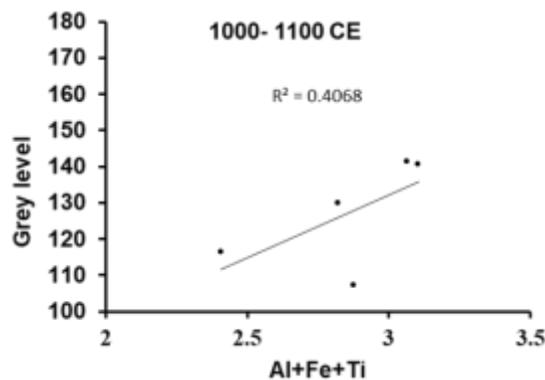


Figure 49. Corrélation entre niveau de gris et apport terrigène de 1000 à 1100 CE

Une tendance à l'augmentation des valeurs de COT et TN est remarquable durant la MCA2. Les caractéristiques de ces paramètres durant cette période indiquent qu'il y avait plus d'apports détritiques dans le lac. En effet, les variations en Al, Fe, Ti, K et Zr dans les sédiments sont interprétées comme un proxy de l'érosion des sols, ainsi leurs fortes concentrations indiquent plus de transport vers le lac. De plus ils sont bien corrélés entre eux (Tableau, S1), indiquant qu'ils proviennent de la même source. En observant le diagramme croisé d'analyse $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N (Fig. 50b) il y a une diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour la période MCA2, on peut dire que la MO déposée pour cette période provient de la végétation terrestre des plantes de type C_3 . Cette période est aussi caractérisée par des anomalies négatives et positives pour Mg-calcite et Ca-calcite, respectivement, ce qui est lié à une diminution de la température de l'eau du lac, donc moins d'évaporation. En effet, Last (1982) a montré que l'incorporation de quantités significativement plus/moins élevées de Mg dans le réseau de calcite pour former Ca-calcite ou Mg-calcite est associée à la température de l'eau. Durant cette période, il y avait aussi une diminution de la dénitrification qui est mise en évidence par une diminution de $\delta^{15}\text{N}$. Ces

5. Discussion et interprétation des résultats

tendances pourraient être liées non seulement à une diminution de la température de l'eau du lac mais aussi à beaucoup plus d'apport de MO dans le lac durant cette période.

Durant la période MCA1 il y a une tendance vers une diminution des valeurs des éléments terrigènes, du COT et de TN (Fig. 48). Ce qui pourrait être expliqué par une diminution des apports des matériaux dans le lac. La MO déposée durant cette période est de type planctonique (Fig. 50). Une augmentation de $\delta^{15}\text{N}$ indique qu'il y avait plus de dénitrification de la MO qui pourrait confirmer une diminution des apports, particulièrement de MO dans le lac.

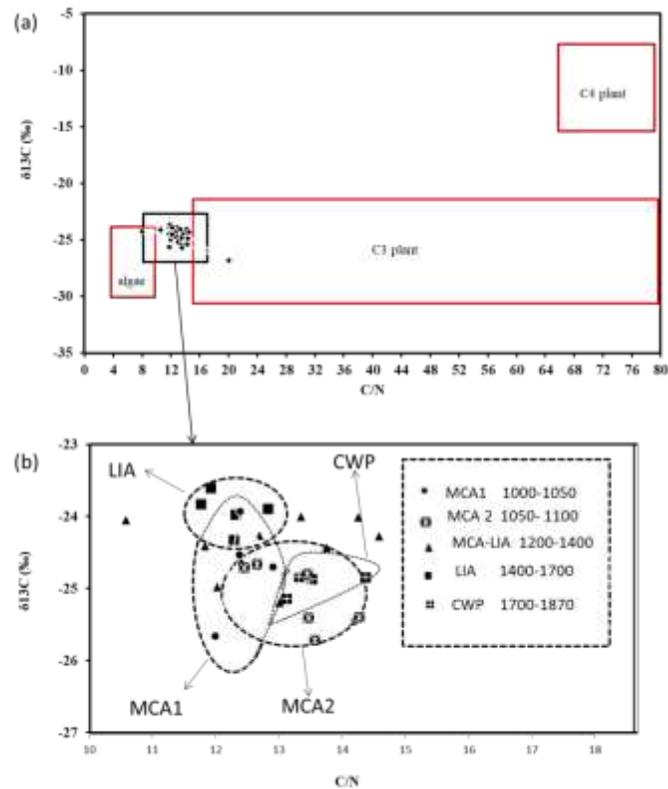


Figure 50. (a) Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et les rapports C/N de la matière organique indiquent les sources de MO dans les sédiments du lac Azuei, les plages de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour les sources potentielles de MO proviennent de Meyers et Lallier-Vergès, 1999 ; (b) Un zoom de la figure 30a, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et les rapports C/N des différentes périodes (MCA1, MCA2, LIA, MCA-LIA et CWP) sont représentés et regroupés à l'intérieur des cercles

5. Discussion et interprétation des résultats

5.2. La période transition (MCA-LIA)

La période transition MCA-LIA (1200-1400 CE) est caractérisée par des variations entre les anomalies positives et négatives de l'apport des éléments terrigènes, du COT, du TN et de Mg- Calcite, ce qui pourrait être expliqué par des conditions environnementales variables. En effet, de fortes fluctuations des valeurs des niveaux de gris confirment qu'il y a eu des alternances dans les apports terrigènes au lac, la précipitation de calcite et le dépôt de matière organique. La MO déposée durant cette période est un mélange de matériaux provenant à la fois du phytoplancton et des plantes C₃ (Fig. 50b). Par exemple, l'augmentation brutale des valeurs de COT, TN et C/N à 1250 CE est importante durant cette période. L'augmentation du rapport C/N, coïncidant avec l'augmentation de la teneur en COT, confirme que les débris organiques allochtones et la matière organique du sol sont les principales sources de MO du lac durant cette période. Cet apport de MO proviendrait notamment des plantes C₃. La diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ peut être considérée comme étant dû à une diminution de l'apport de CO₂ moléculaire causée par une augmentation relative du matériel planctonique flottant. Vers 1320 CE, nous avons observé une diminution brutale du COT et du TN. Le rapport C/N diminue également en dessous de 10 indiquant une MO de type phyto-planctonique.

5.3. Le Petit Age Glaciaire (LIA)

La période LIA, particulièrement de 1400 à 1600 CE, est caractérisée par une tendance à la diminution de concentration des éléments terrigènes, du COT et du TN (Fig. 48) qui sont liées à une diminution du taux de sédimentation (Fig. 43b) en conséquence d'une diminution des apports détritiques dans le lac. La matière organique déposée durant cette période est d'origine planctonique (Fig. 50b). En effet, la tendance du $\delta^{13}\text{C}$ est généralement constante durant cette période suggérant des niveaux relativement stables d'échange entre la matière organique du lac et l'apport de CO₂ (aq). Cette période présente des anomalies positives des valeurs de niveau de gris contrôlées beaucoup plus par les précipitations de Mg-calcite (Fig. 51), qui indiquent des changements dans les paramètres physico-chimiques de la colonne d'eau. En effet, les anomalies

5. Discussion et interprétation des résultats

positives pour la Mg-calcite et des anomalies négatives pour la Ca-calcite, indiquant que l'eau du lac était chaude durant cette période et il y a eu plus de dénitrification qui est liée à une augmentation des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$, suggérant moins d'apport de MO dans le lac. Une augmentation de dénitrification peut également être liée à une condition suboxique. Cette dernière pourrait être une conséquence de la stratification de la colonne d'eau liée à l'augmentation de la température. Ainsi, cela peut entraîner une diminution simultanée de l'apport d'oxygène par advection (une stratification thermique plus forte) et une augmentation de la consommation d'oxygène par les bactéries dénitrifiant.

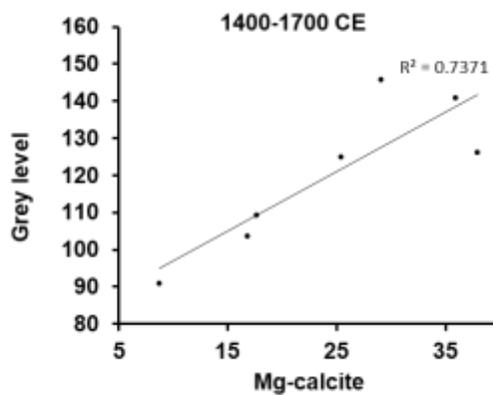


Figure 51. Corrélation entre niveau de gris et la composition Mg-calcite de 1400 à 1600 CE

5.4. La Période Chaude Moderne (CWP)

Etant donné que les échantillons n'ont pas été prélevés au premier cm de la carotte, je n'ai pas beaucoup de données sur l'analyse inorganique et organique liée au CWP. Cependant, il y a une forte tendance à l'augmentation du taux de sédimentation (Fig. 43b) et une diminution du niveau de gris. De plus, le profil lithologique montre que les sédiments liés à cette période sont constitués d'argile brun foncé avec une grande quantité de MO (Fig. 41). Cela pourrait être dû à l'apport de sédiments et de matière organique dans le lac en conséquence des activités anthropiques dans le bassin environnant du lac. En effet, la diminution du niveau de gris est davantage corrélée au dépôt de matière organique (Fig. 52). Cet apport de MO dans le lac pourrait être dû à la déforestation résultant de l'implantation des plantations de canne à sucre. En

5. Discussion et interprétation des résultats

effet, au 18^{ème} siècle, de grandes raffineries de sucre se sont développées en Haïti, ce qui a nécessité des groupements de terres par dizaine d'hectares (Cauna, 2013). Les principaux sites de plantation de canne à sucre étaient les grandes plaines du pays, dont la plaine du Cul-de-Sac. Les plantations étaient présentes presque partout autour du lac Azuei.

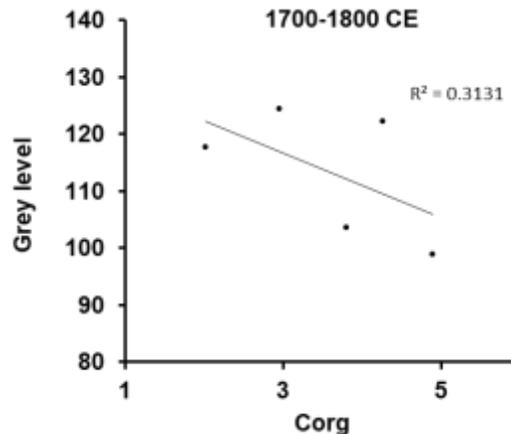


Figure 52. Corrélation entre niveau de gris et le carbone organique de 1700 à 1800 CE

Certaines périodes caractérisées par des anomalies positives (négatives) pour les éléments terrigènes affichent des anomalies négatives (positives) de Ca (Fig. 48). Les anomalies négatives de Ca peuvent être le résultat d'une dilution accrue par des éléments terrigènes issues de l'érosion (Baumann et al., 1993). Par contre, les anomalies positives de Ca sont liées à des précipitations de carbonates de calcium lorsqu'il y a diminution des éléments terrigènes (anomalies négatives de somme Al, Fe et Ti).

5.5. Changements climatiques et modes de variabilités

Afin de mieux comprendre le lien dynamique entre le climat et les modes dominants de variabilité, nous avons effectué une analyse en ondelettes (Fig. 53). Cette analyse révèle des spectres décennaux et multi-décennaux qui pourraient être associées respectivement à ENSO, PDO et AMO. De plus, une analyse spectrale de la puissance moyenne des ondelettes de notre

5. Discussion et interprétation des résultats

enregistrement indique une oscillation avec des périodes de ~ 20, ~ 64, ~ 128 ans qui pourraient être liées respectivement à PDO, AMO et à une certaine variabilité multi-décennale (Fig. S1).

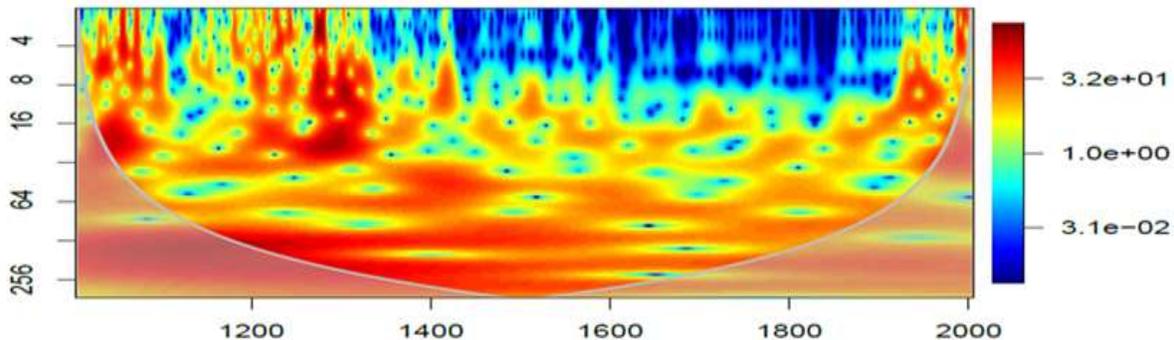


Figure 53. Spectre des ondelettes : la ligne blanche lisse marque le cône d'influence ; les résultats en dessous de cette ligne ne sont pas fiables. La barre de couleur indique la plage de puissance des ondelettes dans le spectre des ondelettes, avec des couleurs plus chaudes correspondant aux pics maximum de puissance des ondelettes

5.5.1. L'Anomalie climatique Médiévale (MCA)

Les caractéristiques des proxies décrits dans le paragraphe 5.1 nous révèlent une période MCA (particulièrement MCA2) caractérisée par des conditions humides, liées au régime de précipitation et du ruissellement du bassin versant environnant. Il y avait une diminution de la température du lac et donc moins d'évaporation (plus de précipitation) en lien aussi avec ces conditions humides. Ces dernières sont cohérents avec d'autres enregistrements du nord des Amériques tropicales, y compris le Yucatan (Hodell et al., 2005), le golfe du Mexique (Richey et al., 2007), les basses terres du Venezuela (Curtis et al., 1999) et le bassin de Cariaco (Haug et al., 2001 ; Black et al., 2004) et les Las Lagunas (Castilla, Felipe, Clara, Salvador) en République dominicaine (Lane et al., 2009). Les archives sédimentaires de Las Lagunas fournissent des preuves d'une MCA relativement humide dans les Caraïbes orientales (Lane et al., 2009). Black et al. (2004) documentent un changement positif des valeurs isotopiques moyennes de *G. ruber* (foraminifères) survenu entre ~ 1000 et 1100 CE dans le bassin de Cariaco (Fig. 54e). Ce changement positif suggère que les Caraïbes et l'Atlantique Nord tropical étaient plus chauds

5. Discussion et interprétation des résultats

pendant l'AMC. Au début du AMC, une anomalie positive de T_i se produit également dans le bassin de Cariaco (Haugh et al., 2001; Fig. 54d), ce qui indique une augmentation du transport des sédiments par le ruissellement pendant les périodes de précipitations accrues, caractérisant les conditions humides. Ces derniers sont liés à la position moyenne plus au nord de la ZCIT au cours de cette période (Lechleitner et al., 2017). L'analyse du niveau de gris et de la puissance des ondelettes de la carotte sédimentaire du lac Azuei au cours de la période MCA montre des variations multi-décennales, suggérant qu'un mode de variabilité climatique multi-décennal, tel que l'AMO, peut effectivement affecter les conditions hydro-climatiques en Haïti. Une variabilité multi-décennale a également été observée dans les régions sud-américaines au cours de MCA (Viulle et al., 2012, Apaestegui et al., 2014). De plus, la période MCA coïncide avec des anomalies positives d'AMO, NAO et PDO (Mann et al., 2009, Fig. 54f, 54g, 54i) ; qui reflète une TSM chaude et confirme les conditions humides.

5.5.2. La période transition MCA-LIA

La transition MCA-LIA (~1200-1400 CE) correspond à des conditions de forte variabilité climatique, liées à des alternances entre conditions humides et sèches, soulignées par les fortes fluctuations des apports des éléments terrigènes et de dépôts de MO corrélées à une forte variation de la vitesse de sédimentation et des précipitations de Mg-Calcite. L'analyse des ondelettes du niveau de gris au cours de cette période met en évidence une variabilité interannuelle, qui correspond probablement à des conditions de type Niño3 (Fig. 54g). Même si l'on note un déphasage chronologique de 50 ans entre notre record et l'indice El Niño 3 estimé par Mann et al. 2009, qui pourraient être due aux erreurs d'extrapolations de nos modèles d'âge durant cette période, nous pensons que les conditions sèches durant la transition MCA-LIA ont été largement influencées par El Niño.

5.5.3. Le Petit Age Glaciaire (LIA)

5. Discussion et interprétation des résultats

La réduction d'apport de matériaux vers le lac, liée à une diminution du taux de sédimentation (Fig. 43b), peut s'expliquer par une diminution des régimes pluviométriques. De plus, la formation de Mg-calcite est une conséquence de l'augmentation de la température de l'eau du lac qui est liée à des conditions sèches et donc une diminution des précipitations. D'autres études ont rapporté des preuves de conditions sèches dans la région pendant la LIA (Haug et al., 2001 ; Hodell et al., 2005 ; Peterson et Haug ; 2006, Lane et al., 2009, 2011). Les archives de Lagunas Castilla et Salvador fournissent des preuves supplémentaires que la LIA a peut-être été, en moyenne, l'une des périodes les plus arides de la région circum-caribéenne au cours des 2000 dernières années (Lane et al., 2009). Dans le bassin de Cariaco (Haug et al., 2001), des conditions plus sèches sont suggérées pour le LIA par une diminution de la teneur en Ti dans le noyau liée à une diminution des détritiques des rivières locales (Fig. 54d). L'augmentation coïncidente de l'aridité dans les localités géographiquement distinctes de la péninsule du Yucatan (Hodell et al., 2005), du Panama (Linsley et al., 1994), du nord de l'Amérique du Sud (Haug et al., 2001; Peterson et Haug, 2006) , Porto Rico (Nyberg et al., 2001), le long du versant sud de la Cordillère centrale de la République dominicaine (Lane et al., 2009; 2011) et le lac Azuei en Haïti (cette étude) fournit la preuve que l'ITCZ dans le Les Caraïbes étaient situées à une position annuelle moyenne plus au sud pendant la LIA. Les enregistrements hydro-climatiques discutés par Lechleitner et al. (2017) ont également confirmé un déplacement de l'ITCZ vers le sud globalement synchrone avec la période LIA. Les conditions sèches LIA sont cohérentes avec le mode multi-décennal mis en évidence par l'analyse des ondelettes du niveau de gris, qui correspond à la phase négative des indices AMO et PDO (Mann et al., 2009, Fig. 54f, 54h) et à la tendance à un indice NAO plus négatif que la période MCA (Trouet et al., 2009, Fig. 54g). Ainsi, ces phases négatives reflètent une TSM froide qui est liée à des conditions sèches.

5.5.4. La Période chaude Médiévale (CWP)

La forte tendance à l'augmentation du taux de sédimentation durant la CWP (Fig. 43b) pourrait être due à l'apport de sédiments dans le lac pendant les périodes de pluie en conséquence de l'érosion dans le bassin versant suite aux activités anthropiques. Autrement dit, cet apport massif

5. Discussion et interprétation des résultats

de sédiments n'est pas forcément corrélé à des conditions aussi humides qu'à la période MCA2, mais très probablement exacerbé par la déforestation du bassin versant.

5.5.5. Variation climatique de 1000 à 1800 CE

La tendance vers des anomalies négatives pour les éléments terrigènes (Fig. 54a), de la MO, les niveaux de gris (Fig. 54b) et des anomalies positives pour le rapport Mg-calcite/Ca-calcite (Fig. 54c) dans les sédiments du lac Azuei de 1000 à 1800 CE indique une diminution progressive des précipitations en Haïti au cours de cette période. En effet, tous les marqueurs suggèrent des tendances à des conditions sèches. Les résultats d'autres études dans la région caribéenne contiennent également des preuves de cette tendance. Les relevés isotopiques de l'oxygène et Sr/Ca du lac Miragoâne (Haïti) révèlent une tendance à des conditions de salinité plus élevées au cours du dernier millénaire, qui est liée à une augmentation du rapport E/P et donc à des conditions sèches (Curtis et Hodell, 1993). La composition en titane des sédiments du bassin de Cariaco (Venezuela) (Haug et al., 2001, Fig. 54d) montre également une tendance à des anomalies plus négatives, liées à une diminution des régimes de précipitations. L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ à haute résolution de *G. ruber* couvrant les 2000 dernières années du bassin de Cariaco montre une tendance vers des valeurs plus positives qui reflètent une diminution de TSM et une augmentation de salinité au-dessus des Caraïbes et de l'Atlantique Nord tropical (Black et al. 2004, Fig. 54e). En effet, la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères est fonction de la température et de la salinité, une augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ étant associée à une diminution de TSM et une augmentation de salinité, et vice versa. Ces études indiquent donc une diminution des précipitations sur la Caraïbe qui peut être associée à une migration vers le sud de la ZCIT au cours de cette période. En effet, Lechleitner et al. (2017) ont montré une tendance à une position annuelle moyenne plus au sud de la ZCIT de 1000 à 1800 CE. Ainsi, en Haïti les précipitations à l'échelle séculaire sont également contrôlées par la migration de la ZCIT.

5. Discussion et interprétation des résultats

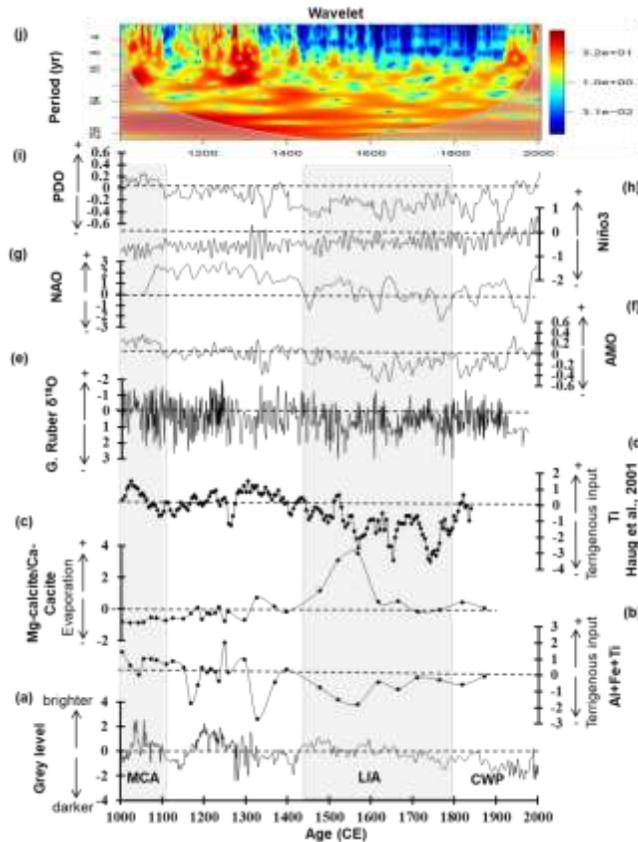


Figure 54. Comparaison de l'analyse en échelle de gris de la carotte de sédiment et de la somme des % de composition Al, Fe et Ti et du rapport Mg-calcite/Ca-calcite (cette étude, (a), (b), (c)) avec le titane sédimentaire composite sur la représentation du ruissellement continental dans le temps (Haug et al., 2001, (d)), et *G. ruber* $\delta^{18}O$ qui reflètent la température de surface de la mer (SST) et les variations de salinité liées aux précipitations de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) sur les Caraïbes et les régions tropicales. Atlantique Nord (Black et al., 2004, (e)), indice AMO représentant les anomalies de température de surface de la mer (SST) ($^{\circ}C$) moyennées sur l'océan Atlantique Nord (Mann et al., 2009, (f)), température Nino3 anomalie représentant des anomalies de SST dans l'océan Pacifique oriental (Mann et al., 2009, (g)), indice NAO (Trouillet et al., 2009, (h)), anomalie de température PDO représentant des anomalies de SST dans l'océan Pacifique oriental (Mann et al., 2009, (i)) et spectre de puissance des ondelettes : la ligne blanche lisse marque le cône d'influence ; les résultats en dessous de cette ligne ne sont pas fiables. La barre de couleur indique la plage de puissance des ondelettes

5. Discussion et interprétation des résultats

dans le spectre de puissance des ondelettes, avec des couleurs plus chaudes correspondant aux pics maximum de puissance des ondelettes (j)

Conclusion et perspectives

L'objectif général de cette thèse est d'étudier la variabilité environnementale et climatique en Haïti durant les 1000 dernières années afin de progresser de manière significative dans la compréhension de ces variabilités à différentes échelles de temps et les mécanismes océan-atmosphère associés. Pour atteindre cet objectif, le travail est basé sur une approche multi-proxies et multi-périodes sur des analyses sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques d'une carotte de sédiments bien datée du lac Azuei.

Les résultats nous ont montré que depuis mille ans, le lac Azuei présente différentes phases de fluctuation paléo-environnementale et climatiques. Les éléments terrigènes analysés ont montré une tendance de diminution de concentration à long terme contrairement à la néoformation de la Mg-calcite. Ce qui explique qu'Haïti connu des conditions climatiques de plus en plus sèches au cours du dernier millénaire.

La période MCA est marquée par une anomalie positive des éléments terrigènes qui est confirmée par une augmentation du taux de sédimentation. Une faible concentration de la Mg-calcite dans les sédiments est aussi enregistrée. Contrairement aux variations des éléments terrigènes, la variation des proxies organiques particulièrement le COT, le TN montrent clairement une double oscillation pour la période ACM, présentée par ACM1 et ACM2. Cela s'explique que les conditions climatiques durant ACM ne seraient pas forcément uniformes. En effet, durant la MCA1 on a observé une diminution des valeurs du COT et la MO déposée est d'origine planctonique. Une augmentation dénitrification de la MO a été aussi identifiée et donc confirme une diminution de son apport dans le lac. Cette augmentation de la dénitrification de la MO peut aussi être liée à des conditions suboxiques qui proviendraient d'une stratification de la colonne d'eau du lac en raison d'une augmentation de sa température. Tous ces paramètres ont mis en évidence des conditions chaudes et/ou sèches qui sont liées à une diminution de précipitation, une augmentation de l'évaporation et donc une diminution du niveau du lac durant la période MCA1. Par contre durant la période MCA2 on a observé une tendance à l'augmentation de la variation du COT, donc plus d'apport de matériaux dans le lac et la MO

Conclusion et perspectives

déposée est caractéristique des plantes de type C₃. Ces tendances sont dues à une augmentation des précipitations et du ruissellement dans le bassin versant ; et donc suggèrent un environnement caractérisé par des conditions plus humides.

La période transition entre MCA et LIA a connu des conditions environnementales et climatiques instables, avec des alternances entre des conditions humides et sèches, qui ont été mises en évidence par de fortes fluctuations entre les apports terrigènes corrélés à une forte variation du taux de sédimentation, les précipitations de Mg-Calcite et les dépôts de MO caractérisés par un mélange de matériaux provenant à la fois des phytoplanctons et des plantes de type C₃.

La période LIA est caractérisée par : une diminution du taux de sédimentation, une diminution des apports des éléments terrigènes et de la MO. Durant cette période les échanges entre la MO du lac et CO₂ (aq) supplémentaire du bassin versant étaient plus ou moins stables et les dépôts de MO étaient caractérisés par des matériaux provenant des phytoplanctons. Une augmentation du processus de dénitrification de la MO est aussi enregistrée. Cette dénitrification est liée à des conditions suboxiques qui pourraient être une conséquence de l'augmentation de la température de la colonne d'eau, ce qui facilite la néoformation du Mg-calcite. Ainsi toutes ces caractéristiques de la période LIA sont liées à des conditions sèches donc une diminution de précipitation qui peut s'expliquer par un déplacement plus au Sud de ZCIT.

À partir A.D. 1800, au cours de la période chaude moderne, le taux de sédimentation du lac Azuei a connu une augmentation rapide contrairement aux années précédentes. Ce changement drastique pourrait être interprété comme une relation causale avec l'augmentation de l'utilisation des terres liée aux activités humaines. En effet, en raison des activités d'utilisation des terres, elles peuvent avoir indirectement fourni des matériaux meubles qui auraient pu être érodés plus facilement lors de fortes précipitations. Une augmentation de la MO organique est aussi observée dans les sédiments et est attribuée à une augmentation de nutriment provient de l'environnement du lac liée aux activités humaines.

Avec des analyses des ondelettes et en les comparants avec des indices de variabilités, les résultats ont montré des liens existant entre les précipitations en Haïti et les changements moyens dans les océans Atlantique et Pacifique à travers AMO, NAO, PDO et ENSO. De plus la

Conclusion et perspectives

corrélation temporelle entre les autres reconstructions paléoclimatiques dans la Caraïbe et notre reconstruction avec les données géochimiques et minérales suggère que les tendances observées dans le lac Azuei étaient associées avec des variations dans la position de la ZCIT.

Dans cette thèse, les changements environnementaux enregistrés dans les sédiments du lac Azuei sont étudiés sur une période plus longue contrairement aux études précédentes. Les résultats indiquent des changements relativement mineurs dans l'environnement du lac au cours du dernier millénaire sauf à partir de 1700 CE où de grands changements dus à l'activité anthropique sont très remarquables. Cette thèse fournit aussi de nouvelles informations détaillées sur les variations hydro-climatiques en Haïti au cours du dernier millénaire. Les études futures devraient s'orienter sur d'autres enregistrements à haute résolution, particulièrement sur des spéléothèmes, pour mieux comprendre la variabilité interannuelle et décennale.

Annexe

Tableau S1. Matrice de coefficients de corrélation de Pearson entre les métaux et les compositions minérales

Variables	Al	Ti	Fe	Zr	K	Clays	Quartz	Ca-Calcite	Mg-Calcite	Ca
Al	1									
Ti	0.957	1								
Fe	0.965	0.973	1							
Zr	0.959	0.975	0.955	1						
K	0.844	0.938	0.930	0.875	1					
Clays	0.716	0.728	0.760	0.710	0.762	1				
Quartz	0.843	0.722	0.792	0.759	0.559	0.625	1			
Ca-Calcite	0.871	0.771	0.780	0.824	0.559	0.606	0.876	1		
Mg-Calcite	-0.670	-0.623	-0.596	-0.702	-0.443	-0.451	-0.631	-0.748	1	
Ca	-0.258	-0.241	-0.231	-0.237	-0.179	-0.396	-0.403	-0.445	0.315	1

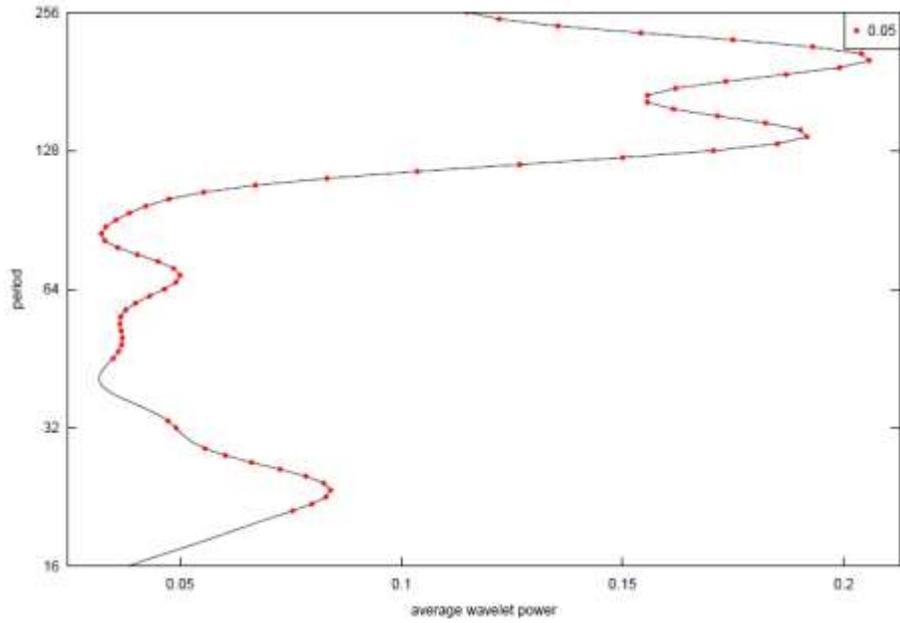


Figure S1. Analyses spectrales du spectre de puissance moyenne des ondelettes de la Figure 51.

Article 1 soumis et accepté à Holocene

Hydroclimate reconstruction during the last 1000 years inferred by mineralogical and geochemical composition of a sediment core from Lake-Azuei (Haiti)

David Noncent^{1,2}, Abdelfettah Sifeddine^{1,2,3}, Evens Emmanuel^{1,2}, Marie-Helene Cormier⁴, Francisco J. Briceño-Zuluaga⁵, Mercedes Mendez-Millan^{2,3}, Bruno Turcq^{2,3}, Sandrine Caquineau^{2,3}, Jorge Valdés⁶, Juan Pablo Bernal⁸, John W. King⁴, Irina Djourae³, Fethiye Cetin^{2,3}, Heather Sloan⁷

¹ERC2, Université Quisqueya, 218 Ave Jean-Paul II, 6110 Port-au-Prince, Haïti

²International Joint Research Laboratory CARIBACT. IRD-France and UEH-Haïti

³IRD, CNRS, SU, MNHN, IPSL, LOCEAN, 32 Av. Henri Varagnat, 93143 Bondy, France

⁴Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI 02882, USA

⁵Faculty of Basic and Applied Sciences, New Granada Military University (UMNG), Bogotá (Colombia)

⁶Laboratorio de Sedimentología y Paleoambientes, Instituto de Ciencias Naturales A. v. Humboldt, Facultad de Ciencias del Mar y de Recursos Biológicos, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

⁷Department of Earth, Environmental, and Geospatial Sciences, Lehman College-City University of New York, Bronx, NY 10468, USA

⁸Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, 76001 Querétaro, QRO, México

Correspondence:

David Noncent (ndavid02@yahoo.fr)

Abdelfettah Sifeddine (abdel.sifeddine@ird.fr)

Abstract

This study aims to reconstruct the hydro-climatic variations over the last 1000 yrs in Haiti using mineralogical and geochemical composition of well dated lacustrine sediment core retrieved from Lake Azuei. The results show changes in sedimentological processes linked to environmental and climatic variations. The general pattern suggests a wetter Medieval Climate Anomaly (MCA), drier Little Ice Age (LIA), high climate variability during the MCA-LIA transition and more anthropogenic impacts that dominate natural climate during the Current

Warm Period (CWP). The MCA period (~1000-1100 CE) thus appears marked by increase sedimentation rate supported by higher terrigenous input linked to erosive events particularly increases in precipitation. During the LIA, particularly from ~1450 CE to 1600 CE, there is a great variation towards a decrease of terrigenous input, which is related to a decrease on sedimentation rate and increase Mg-calcite precipitation, suggesting less precipitation and high evaporation respectively during dry climate conditions. The MCA-LIA transition (~1200-1400 CE) is characterized by variations between terrigenous input, Mg-calcite formation and organic matter deposition, which indicate succession of dry and humid conditions. The CWP (1800-2000 CE) shows a progressive increase on sedimentation rate and decrease of grey level, which indicate more organic matter sedimentation as consequence of anthropogenic activities in the surrounding basin of the lake. High-resolution grey level analysis, which reflects principally variations in terrigenous input, carbonate mineral formation and organic matter deposition, shows that the AMO, NAO, PDO and ENSO are the principal modes affecting the hydro-climatic changes in Haiti during the last millennium. In addition, temporal correlation of other Caribbean paleoclimate records with our geochemical and mineralogical data, suggests that trends observed in Lake Azuei were controlled by regional climate, likely associated with shifts in the position of the ITCZ.

Keywords

Climate change, hydroclimate variation, lake sediment core, geochemistry, Lake Azuei, Haiti

1. Introduction

The climate of the Caribbean region is subject to the influences of synoptic features of both tropical Atlantic and Pacific basins. Reconstructions of Caribbean climate during the last millennia offer a basis for understanding these influences, and better predicting future global climate. Some studies (Mann et al., 2009; Tierney et al., 2015) have shown that climate modes, particularly the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and North Atlantic Oscillation (NAO), the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and El Niño-Southern Oscillation (ENSO), have influenced the hydro-climate changes during the last millennium. At the multidecadal timescale various studies (Mann et al. 2009, Knudsen et al. 2011, Apaestegui, et al., 2014) have shown that the tropical climate variability is driven by the interplay between AMO and PDO. In addition to these climate modes, the NAO affects rainfall patterns in the Caribbean through its influence on the strength and position of the North Atlantic Subtropical High (NAH) (Wang, 2007; Cook and Vizy, 2010) and consequently the Caribbean Low Level Jet (CLLJ) (Burn and Palmer, 2014). Mean annual precipitation in the northeastern Caribbean has also been shown to be synchronous with variations in the NAO, at least since 1914 (Malmgren et al., 1998). Furthermore, the amount of rainfall and their variability are also strongly modulated by changes in the Pacific climate mode including ENSO phenomenon (Chen et al. 1997; Giannini, Kushnir and Cane 2000;

Taylor, Enfield and Chen 2002; Ashby, Taylor and Chen 2005; Gamble, Parnell and Curtis, 2008). Superimposed on those climate modes, which dominate the interannual variations observed over the last decades, Black et al., (2004) has shown that solar variability plays a role in influencing the hydrologic balance of the circum-Caribbean region.

In inter-tropical regions, variations in the hydrological cycle have more consequences than variations in temperature on physical ecosystems and systems such as lakes (Goosse and Klein, 2021) which are particularly sensitive to changes in hydro-climatic conditions. These impacts therefore leave important signals in the paleoclimatic records that allow us to reconstruct indices characterizing wet or dry conditions. The lacustrine sediments preserve several markers (organic, inorganic) which provide valuable information about the history of the surrounding basin's lake, its current state and its environment and consequently climate changes. The inorganic sedimentation process is therefore influenced by hydrological factors as erosion which can be linked to changes in precipitation and human activities (agriculture, industrial wastewater, and mining activity) and mineral formation under different physico-chemical conditions. Mineralogical elements composition and concentrations in sediments can vary depending on natural abundance, intensity of precipitation and physico-chemical lacustrine water conditions, morphology of lake surrounding basin and land use practices. Indeed, inorganic elements (Al, Fe, Ti, Zr, K) and calcites can be used as indicators of detrital and lake water temperature respectively

Curtis and Hodell (1993) and Higuera-Gundy et al. (1999), using pollen and isotopic compositions of a sediment core from Lake Miragoâne in southwest Haiti, documented climatic and environmental changes in Haiti during the last 10,500 years, and in particular, changes in the precipitation regime. The results of geochemical evaluation of sediment of Lake Azuei indicated also there were changes in the precipitation regime during the last century (Eisen-Cuadra et al., 2013). However, climate modes haven't been proposed to elucidate these changes. In addition, to date, no detailed study has been done on climate variability during the past millennium in Haiti. Therefore, more temporal and spatial data are needed to constrain Haiti climate change.

To date, few studies have addressed climate variability in the northern Caribbean, (except for the few references from the team of Dave Hodell team: Curtis et al., 1993; Hodell et al., 1994; Higuera-Gundy et al., 1999; Curtis et al., 2001). Instead, most of the focus has been on the southern Caribbean (Lin et al., 1997; Haug et al., 2001; Tedesco and Thunell, 2003; Peterson and Haug, 2006; Schneider et al., 2014) and eastern Central America (Leyden et al., 1994; Brenner et al., 2003; Haug et al., 2003; Hodell et al., 2005; Appendini et al., 2019; Andrade-Velázquez et al., 2021).

Here, we aim to reconstruct the climatic variability in Haiti during the last millennium and discuss how climate mechanisms and modes such as AMO, NAO, PDO and ENSO may have influenced this variability. To that purpose, we carefully analyzed an 84 cm-long core collected from Lake Azuei. Analytical techniques applied include inorganic compositional analysis,

mineralogical analysis, and organic carbon analysis which was carried out on discrete samples collected every 2 cm down the core. Indeed, inorganic analysis can inform on variations in terrigenous input to the lake and, by proxy, on variations in surface runoff and riverine inflow. Mineralogical compositional analysis, such as the measurements of Ca-calcite anomalies versus Mg-calcite anomalies, are used to determine past variations in water temperatures and are thus used as proxies for lake evaporation. Lastly, our analysis includes continuous measurements of grey levels down the core, which provides a higher resolution of sedimentological variability than discrete samples. Indeed, continuous measurements of grey levels reveal the presence of small bands and laminae structures whose periodicity may then be compared to that of climatic modes

Study site

The sediment core LA17BCO2 was collected in January 2017 from Lake Azuei, also known as “*Étang Saumâtre*” (Fig. 1). This Lake, which is the largest lake in Haiti and the second largest lake in Hispaniola, is located in the Cul-de-Sac watershed, around 29 kilometers east of Port-au-Prince. Its area has experienced a remarkable increase since the end of the 20th century.

Lake Azuei is 22 km long, from northwest to southeast; its maximum width is 12 km and it measures 30 m at its deepest (James et al., 2019). It is located in one of the driest regions of the country (Moron et al., 2015) due to the Cordillera Central rain shadow effect. The lake is endorheic, which means that its level is extremely sensitive to variations in precipitation. It is located in an alluvial plain (Cul-de-Sac) bordered by mainly carbonate mountain. It lies across the Enriquillo-Plantain Garden Fault, part of a system of faults that mark the complex boundary between the North American and Caribbean plates (Mann et al., 1995).

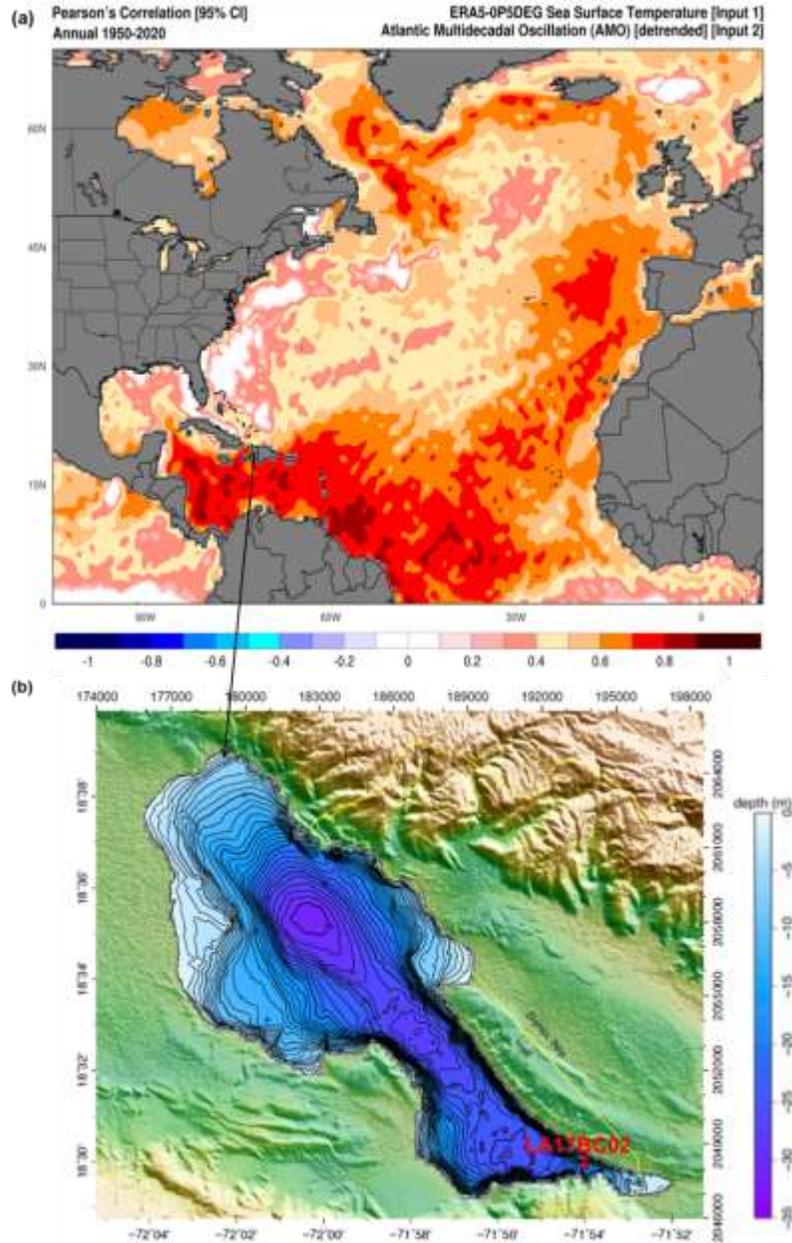


Fig. 1: (a) Spatial correlation between instrumental AMO and Sea Surface Temperature (SST) from ERA5-OP5DEG from 1950 to 2020. (b) Bathymetric chart compiled from depth soundings collected between 2013 and 2017 (Cormier et al., 2018). Contour interval is 1 m. Yellow line indicates the Haitian-Dominican border

2. Materials and method

2.1. Lake sediment Coring

Coring system used was provided by the NSF National Facility “LacCore” at the University of Minnesota-Minneapolis. The core LA17BC02, 84 cm length, was collected at 19.8 m of water

depth using the Bolivia corer which is a piston rod corer. Its GPS coordinates are 18 ° 30.0931' N, 71 ° 54.0302' W. The core sub-sampling was carried out at the Graduate School of Oceanography, United States. The samples were taken every two centimeters, except in some level where samples had already been taken for radio-isotope dating. In total, 32 samples were taken from the core for the geochemical and mineralogical analysis.

2.2.Dating

Ten ^{14}C measurements by AMS were made on 3 samples consisting of gastropod shells, 1 wood sample, and 6 bulk sedimentary organic carbon samples. Dating of gastropod shells and wood was performed in the U.S.A at the Beta Analytical Laboratory, Miami, Florida, and at the NOSAMS facility in Woods Hole, Massachusetts. Dating of bulk organic matter sediment was carried out at the LMC14 laboratory, Saclay, Paris, France. To date the upper part of the core more precisely, activities of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (unsupported Pb) were carried out at the University of Rhode Island every centimeter over the upper 10 centimeters. Sedimentation rates were estimated by applying the constant initial concentration (CIC) model of ^{210}Pb . Because atmospheric radiocarbon production has varied over geologic time, radiocarbon ages have been calibrated to provide dates in years CE. Thus, calibrated ages (2 sigma) in “approximate calendar” years were obtained from Stuiver et al. (1998) by means of the calibration program CALIB 8.2 software (Stuiver and Reimer, 2022).

2.3.Lithology, grey level and wavelet analyses

Physical characteristics such as sediment color, bands and laminae structures, were determined both at the macroscopic and microscopic scales. Grey levels were measured using Image software on a high resolution photo of the core taken at the University of Rhode Island. The image software, ImageJ, is a Java-based image processing program developed at the National Institutes of Health and the Laboratory for Optical and Computational Instrumentation (LOCI, University of Wisconsin). The grey level was set from 0 to 255. Larger numbers imply brighter colors (Cortijo et al., 1995).

Wavelet analysis is used to study the frequency composition and to visualize variability of some periodicities (Torrence and Compo, 1998). It was applied in our study to the high-resolution grey level measurements to extract the dominant frequencies embedded in the fine-scale sediment layers.

2.4.Inorganic compositional analyses.

Major and trace (Ca, Al, Fe, K, Ti, Zr) element concentrations were analyzed by ICP-MS (Agilent 7500 cx) at IRD, LOCEAN, Bondy, after acid digestion following the methodology used by Valdés et al. (2014) : 1) samples weighing 20 to 25 mg into savilex vessel were treated with a combination of nitric acid (HNO_3) and hydrofluoric acid (HF), followed by heating at 150

°C for 48h; 2) HF and perchloric acid (HClO₄) solution was added and digested at 150°C for 24 h ; 3) HNO₃ attack was done twice at 150 °C to evaporate all acid from the samples; 4) the resulting material was brought to 35 mL with HNO₃. The analytical procedure was controlled by the routine replicate analysis, target material, and MESS-3 certified reference material. The analytical validation data showed accuracy with a relative error that did not exceed 5 %.

2.5. Mineralogical analyses.

The mineralogical composition was determined by X-ray diffraction (XRD) at IRD, LOCEAN, Bondy, using a PANalytical X'Pert powder diffractometer with Ni-filtered CuK α at 40kV and 40mA, equipped with a PIXcel detector. Samples, previously ground with an agate mortar were prepared as randomly oriented powder mounts and scanned from 2 to 70° (2 θ) with a step size of 0.0131 °2 θ . Mineral identification was performed using the High score 3.0 software (PANalytical[®]) and two databases: ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) and COD (Crystallography Open Database) (Grazulis et al., 2009).

Estimation of the contribution of the main detected minerals was achieved by using the integrated peak area of the most intense diffraction peak of calcite (d₁₀₄, 3.03 Å), Mg-calcite (d₁₀₄, at 2.99 Å), aragonite (d₁₁₁, 3.40 Å), quartz (d₁₀₁, 3.34 Å) and clays (represented by a common diffraction peak at 4.50 Å). The relative contribution of each mineral, expressed as a percentage of the sum of all the measured peak areas, does not represent a mass percentage but allow following the variability of the mineralogical composition along the core.

2.6. Organic carbon analyses.

Organic carbon content (C_{org}) was measured with an elemental analyzer Flash 2000HT from Thermo Fischer Scientific coupled to a thermal conductivity detector (TCD) at LOCEAN, Bondy, France. Each sample was weighted in a precision balance and placed in tin capsules. Prior to the analyses, carbonates were removed with hydrochloric acid 10% (Nava-Fernández et al., 2022).

3. Results

3.1. Chronology and sedimentation rate

The ¹⁴C measurements and ²¹⁰Pb dating are represented in Table 1 and Table 2, respectively.

Table 1. Sediment Depth-Age Relations using dating ^{14}C for LA17BCO2

Laboratory	Depth (cm)	Sample (material)	Age ^{14}C (BP)	Calibration	Reservoir corrected ^{14}C age BP	Calibrated Age 2σ (CE)
NOSAMS-USA	6-7	AMS ^{14}C gastropod	2680 +/- 25	IntCal20	48 +/- 25	1902
LMC14-France	10-11	Sediment	2465 +/- 25	IntCal20	115 +/- 25	1870
LMC14-France	16-17	Sediment	2595 +/- 35	IntCal20	245 +/- 30	1715
LMC14-France	28-29	Sediment	2730 +/- 30	IntCal20	490 +/- 30	1430
Beta-Analytic-USA	42-43	AMS 14C wood	990 +/- 30	IntCal20	990 +/- 30	1130
Beta-Analytic-USA	42-43	AMS 14C gastropod	3230 +/- 30	IntCal20	990 +/- 30	1120
LMC14-France	56-57	Sediment	2860 +/- 30	IntCal20	620 +/- 30	1310
Beta-Analytic-USA	63-64	AMS 14C gastropod	2970 +/- 30	IntCal20	730 +/- 30	1280
LMC14-France	68-69	Sediment	3275 +/- 30	IntCal20	1035 +/- 30	750
LMC14-France	81-82	Sediment	3110 +/- 30	IntCal20	870 +/- 30	1200

Lake Azuei is a hard-water lake varying in hardness between 525-2260 mg/l of CaCO_3 (Matthes, 1988). Consequently the radiocarbon dates of shells and bulk sedimentary organic carbon are subjected to errors resulting from the dilution of ^{14}C by “old” carbon (i.e. ^{14}C -free) which is derived from the dissolution of calcareous bedrock; this is called "hard - water - lake error (HWLE)". Taking into account the dates of ^{210}Pb and the gastropods for the 6-7 cm interval and those of wood and gastropods for the 42-43 cm interval, three corrections of hard water effect can be estimated. In the upper part (6-7 cm), a HWLE of 2630 yrs BP was removed from the ^{14}C date. From 10 to 17 cm, a HWLE of ~2350 yrs BP was removed from the ^{14}C dates, assuming a constant sedimentation rate between 6 cm and 42 cm. Below 28 cm, they are subtracted from 2240 yrs BP based on the dating of the wood sample.

Table 2. ^{210}Pb measurements performed on the upper core. Regression through these measurements indicates a sedimentation rate of 0.134 cm/yr

Depth (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (dpm/g)	$\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{xs}})$	rate sedimentation (cm/yr)
0-1	2.717	1	0.134
1-2	1.791	0.583	0.134
2-3	1.482	0.393	0.134
3-4	0.987	-0.013	0.134
4-5	0.884	-0.124	0.134
5-6	0.698	-0.359	0.134
6-7	0.694	-0.365	0.134

^{210}Pb and radiocarbon dates were combined to form a Bayesian age-depth model using the rBacon package within R (Blaauw and Christen 2011). Mean ages were extracted from the model

and used for the representation and interpretation of the proxy data. Observing the graphical representation of the age-depth used to establish the chronology (Fig. 2a).

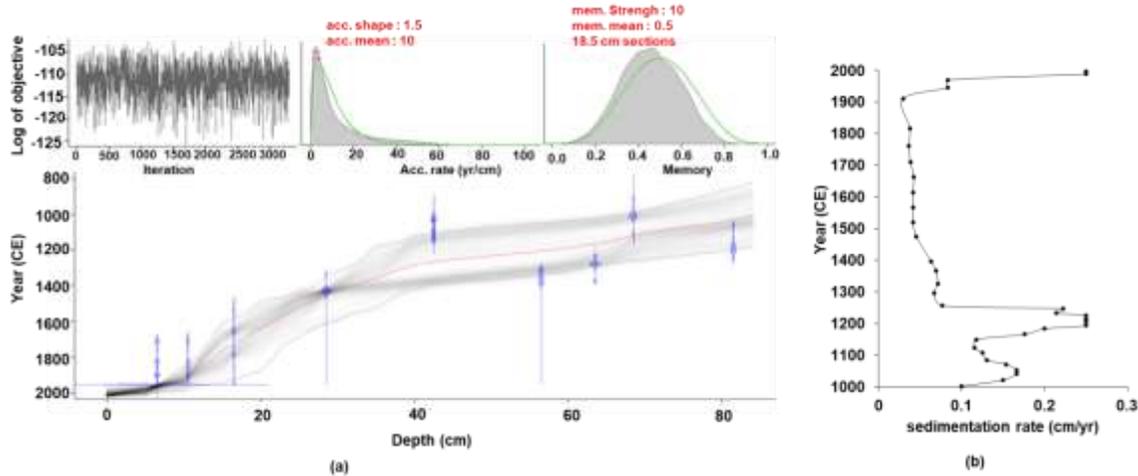


Fig. 2: (a) Bayesian age-depth model for core LA17BCO2 generated using rBacon for R, displaying ^{14}C dates corrected for HWLE. The jagged blue error bars display the ^{14}C age probability distribution for each sample; the dotted red line follows the mean ages. In detail at the top from left to right; number of iterations, sedimentation rate and memory, this is interpreted as the dependence of the accumulation rate between neighboring depths. (b) Sedimentation rate (cm/yr) calculated from age-depth model. Average sedimentation rate in sediment core determined with the age-depth model (Fig. 2b), was 0.128 ± 0.079 cm/yr. The higher values are observed between: 84 to 76 cm (1000 to 1150 CE), 68 to 41 cm (1100-1250 CE) and 10 to 0 cm (1900-2000 CE). From 38 to 10 cm (1300 to 1900 CE) we observed a trend to decrease of sedimentation rate.

3.2. Lithology and grey level

Based on the visual characteristics of the sediments, different stratigraphic levels could be identified for LA17BCO2 (Fig. 3, core image). The different levels were characterized either by the clay facies or by frequent alternation of organic matter within clayey to homogeneous silty levels or by less frequent alternation of organic matter and a more silty level. The upper levels have a much darker color, therefore much richer in organic matter. The macrofauna is mainly composed of gastropods. In the middle of the core there is a particularly high concentration of gastropods. Microscopic observation of some samples indicates that the sediment facies contain fine grains of authigenic limestone. Amorphous and fluorescent organic matter is also present. Some plant debris were observed.

The observed grey level values varied between 32 (darker) and 240 (brighter). The grey level data exhibit high variations in different level of the core (Fig. 3). Brighter colors were found in

the lower part of the core than in the upper part. Highest values are recorded for two intervals, between 80 to 72 cm, and 60 to 48 cm. From 42 to 36 cm grey level show high fluctuations between low and high grey level values. Finally, a tendency towards a decrease of grey level values was observed from 28 cm and reaches the minimum between 12 cm and the top of the cores.

3.3. Variation of the mineralogical composition

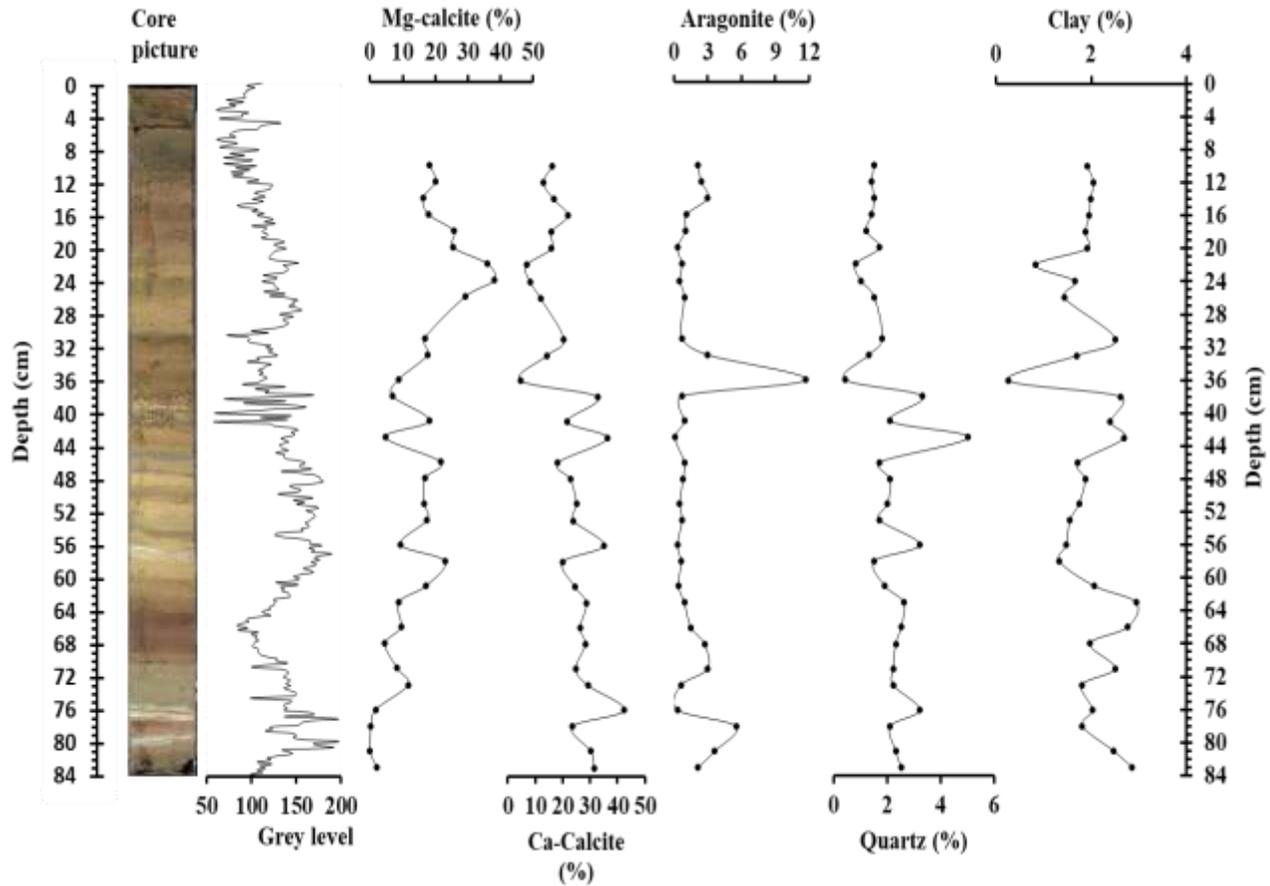


Fig. 3 Core picture; lithological profile, grey level variation, and distribution of the mineral content expressed as a peak area percentage of the core LA17BCO2 are plotted against depth.

The mineralogical composition of the different samples is homogeneous. The most prominent mineral phase throughout the core consists of carbonates: Calcite (CaCO_3 , called here Ca-calcite), Mg-calcite ($\text{Mg}_x\text{Ca}_{1-x}\text{CO}_3$) and aragonite (CaCO_3). The peak area percentages of Ca-calcite, Mg-calcite, aragonite, quartz and clays are shown in Fig. 3. Ca-calcite, quartz and clays have the same behaviour and are strongly positively correlated (Fig. 3, Table 3). By contrast, Mg-calcite has an exact opposite behaviour as quartz, clays and Ca-calcite. For aragonite, there is almost no variation in its proportions in the different levels except a slight increase in the 36 cm.

3.4. Variation of the geochemical composition

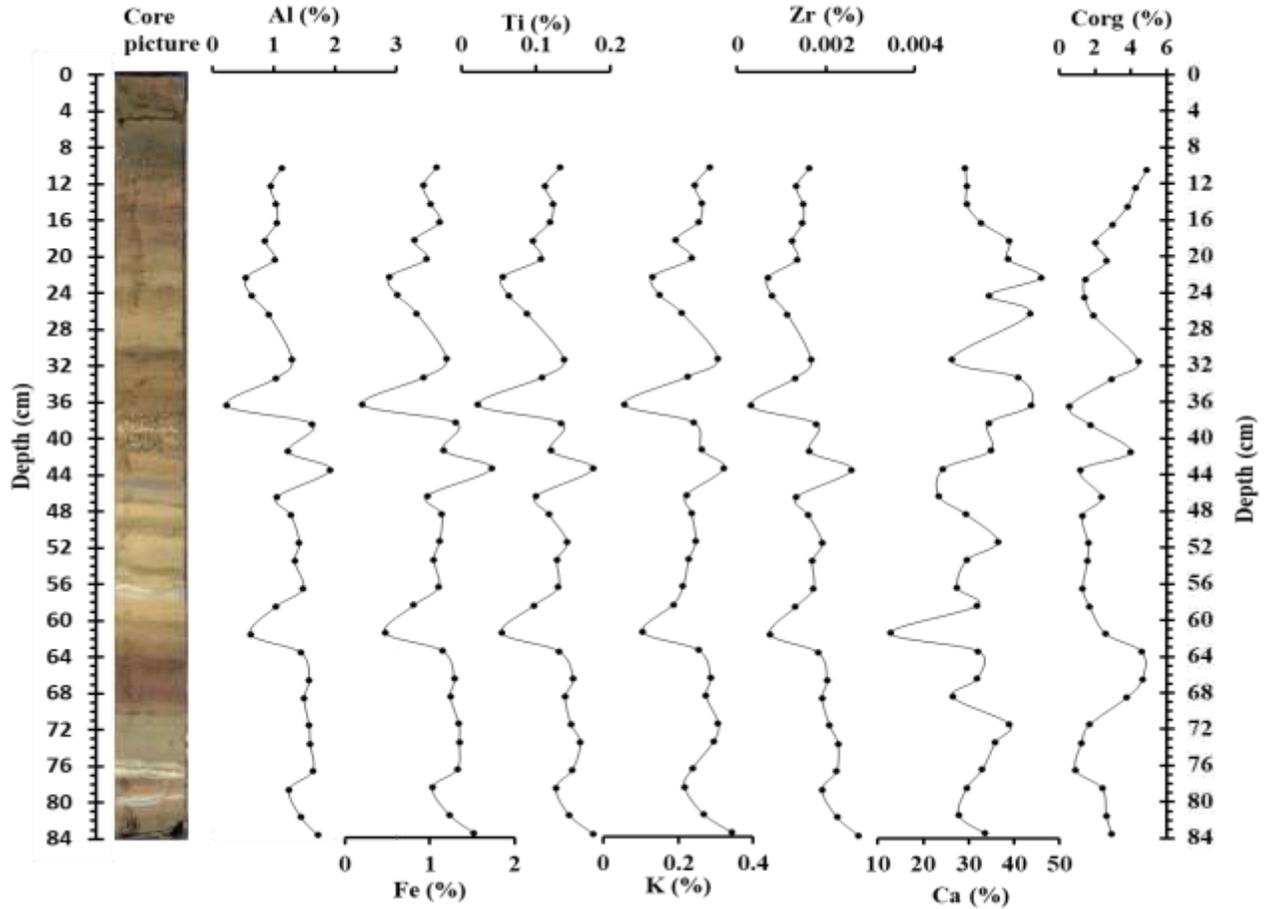


Fig. 4 The temporal variations of the geochemical composition (core LA17BCO2) of Lake Azuei.

The most abundant major element in the lake sediments is Ca, in agreement with the high calcite (Ca-calcite and Mg-calcite) content (Fig. 3). Following in order of abundance are Al, Fe, K, Ti and Zr. Indeed, the average percentages of the elements analyzed: Ca, Al, Fe, K, Ti, Zr, are, respectively, 32.48 ± 5.06 %, 1.21 ± 0.31 %, 1.05 ± 0.22 %, 0.23 ± 0.04 %, 0.12 ± 0.03 %, and 0.0016 ± 0.00004 %; with a maximum value at 43 cm and a minimum values at 36 cm. Variations in concentrations Al, Fe, K, Ti and Zr are correlated as confirmed by the coefficient of Pearson (Fig. 4, Table 3). The greatest amplitude of the variation in the concentrations of elements is observed between 46 and 22 cm. Ca concentrations vary in opposition to Al, Fe, K, Ti and Zr concentrations in the upper half of the core: From 48 to 10 cm, where Ca concentrations increase, there is decrease in Al, Fe, K, Ti and Zr concentrations.

The organic carbon content, C_{org} , varies in a narrow range from 0.6 % to 4.9 % (average of 2.5 ± 1.22 %). It is highly variable and trend to increase in the topmost sediments. C_{org} varies in an opposite trend to Ca (Fig. 4).

4. Discussion and interpretation

The results are discussed and interpreted according to three major periods that have marked the climate during the last millennium: Medieval Climate Anomaly (MCA, 1000-1100 CE), the Little Ice Age (LIA, 1450-1800 CE) and the Current Warm Period (CWP, from 1850 CE to present) (Bird et al., 2011).

4.1. Terrigenous input (Detrital input)

A Pearson correlation analysis (Table 3) confirms a positive correlation between the terrigenous fractions (Al, Fe, Ti, K, and Zr), and their negative correlation with Ca. Indeed, Al, Fe, Ti, K and Zr correlate well with each other indicating that all those elements are from the same source area. They also show similar variations (Fig. 4), suggesting that the variation of water balance components (surface runoff, riverine inflow) through the watershed affect the input of these elements into the lake. K, Ti and Zr are significantly correlated to Al and Fe confirming their common and crustal origin. In addition, Al, Fe, Ti, K, and Zr are strongly correlated with the Ca-calcite content (Fig. 5, Table 3) and the detrital minerals (clays and quartz) (Table 3), suggesting their common origin, and negatively correlated with the Mg-calcite content. Lower Mg-calcite contents correspond to higher proportion of the other minerals (Fig. 3).

Table3. Pearson's correlation coefficient matrix between metals and mineral compositions

Variables	Al	Ti	Fe	Zr	K	Clays	Quartz	Ca-Calcite	Mg-Calcite	Ca
Al	1									
Ti	0.957	1								
Fe	0.965	0.973	1							
Zr	0.959	0.975	0.955	1						
K	0.844	0.938	0.930	0.875	1					
Clays	0.716	0.728	0.760	0.710	0.762	1				
Quartz	0.843	0.722	0.792	0.759	0.559	0.625	1			
Ca-Calcite	0.871	0.771	0.780	0.824	0.559	0.606	0.876	1		
Mg-Calcite	-0.670	-0.623	-0.596	-0.702	-0.443	-0.451	-0.631	-0.748	1	
Ca	-0.258	-0.241	-0.231	-0.237	-0.179	-0.396	-0.403	-0.445	0.315	1

One of the first parameters that can strongly influence the concentrations of elements independently of the redox conditions or the productivity of the environment at the time of deposition is terrigenous input. Indeed, parts of the elements of most sediment are of detrital origin (Tribovillard et al., 2006). The impact of detritus on the concentrations of the studied

elements would be verified if their concentrations were correlated to that of aluminum (Calvert and Pedersen, 1993; Hild and Brumsack, 1998; Böning et al., 2004; Tribovillard et al., 2006), as is indeed the case for our measurements (Table 3). These elements are therefore mainly of detrital origin and can be used to interpret the depositional conditions. Al, Fe, Ti, K and Zr variations in the Lake Azuei are not diagenetically controlled, and can be interpreted to reflect changes in terrigenous inputs and the pedogenic processes occurring in the surrounding basin. The variations of Al, Fe, Ti, K and Zr content in the sediment will thus be interpreted as a proxy of soil erosion, with low concentrations indicating less transport and, conversely, high concentrations indicating more transport to the lake. Indeed, the MCA period (1000-1100 CE) is characterized by positive anomalies of terrigenous input (Fig. 5), related to detrital input in the lake. The MCA-LIA transition (1200-1400 CE) is characterized by variations between positive and negative anomalies of terrigenous input. However, the LIA (1400-1800 CE) period is characterized by negative anomalies of terrigenous input (Fig. 5), related to less detrital input in the lake. Additionally, some periods characterized by positive (negative) anomalies for the sum of Al, Fe and Ti, display negative (positive) anomalies of Ca (Fig. 5). The negative anomalies of Ca may be the result of increased dilution by terrigenous particles derived from erosion (Baumann et al., 1993). On the other hand, the positive anomalies of Ca are linked to precipitations of calcium carbonates when there is a decrease in terrigenous elements (negative anomalies of sum Al, Fe, and Ti).

4.2. Calcite formation.

Several studies have explained the formation and sedimentation processes of calcium carbonate in lakes (Müller et al., 1972; Müller and Wagner 1978; Last, 1982; Effler and Johnson, 1987; Last and De Deckker, 1990; Queralt et al., 1997; Elfil and Roques, 2001; Gal et al., 2002; Morse et al., 2007; Dean, 2009; Solotchina and Solotchin, 2014; Tompa et al., 2014). Various calcium carbonate minerals may occur in the aquatic environment either as primary carbonates or as the results of diagenetic processes in the sediments. Lake water temperature and its concentration in Mg/Ca ratio are the two main factors that determine the composition and crystallographic variety of precipitated calcium carbonate: Ca-calcite, aragonite, Mg-calcite (Müller et al., 1972; Kelts and Hsui, 1978; Morse et al., 2007; Dean, 2009). Temperature not only affects biogenic factors but also the solubility of CO₂ in water (Schwoerbel, 1999). Also, through temperature-dependent evaporation the total volume of water influencing the ion concentration within the lake is modified. Calcite is the most stable crystalline variety of calcium carbonate at ambient temperature and pressure, with aragonite being stable at high pressure (Cölfen, 2003; Nan et al., 2007). Last (1982) showed that the incorporation of significantly higher amounts of Mg in the calcite lattice to form Mg-calcite is associated with increased water temperature. In addition, the little different atomic radius of the Ca²⁺ and Mg²⁺ cations, the identical crystalline structure of their carbonate (rhombohedral), their charges and their similar electronegativities are all factors favorable to the formation of Mg-calcite instead of calcite (Ca-calcite) with an increase in water temperature (Müller et al., 1972; Last and De Deckker, 1990; Queralt et al., 1997; Morse et al.,

2007). The opposite variations of Ca-calcite and Mg-calcite in the Lake Azuei sediments (Fig. 5) can be used to interpret changes in water temperature, and thus used as a proxy of water lake evaporation. During the LIA period (1400-1800 CE), we observed positive anomalies for the Mg-calcite and negative anomalies for the Ca-calcite, indicating that the lake water was warmer than during the MCA period (1000-1100 CE), which is characterized by negative and positive anomalies for Mg-calcite and Ca-calcite, respectively. The MCA-LIA transition (1200-1400 CE) is characterized by variations between negative and positive anomalies of Mg-calcite.

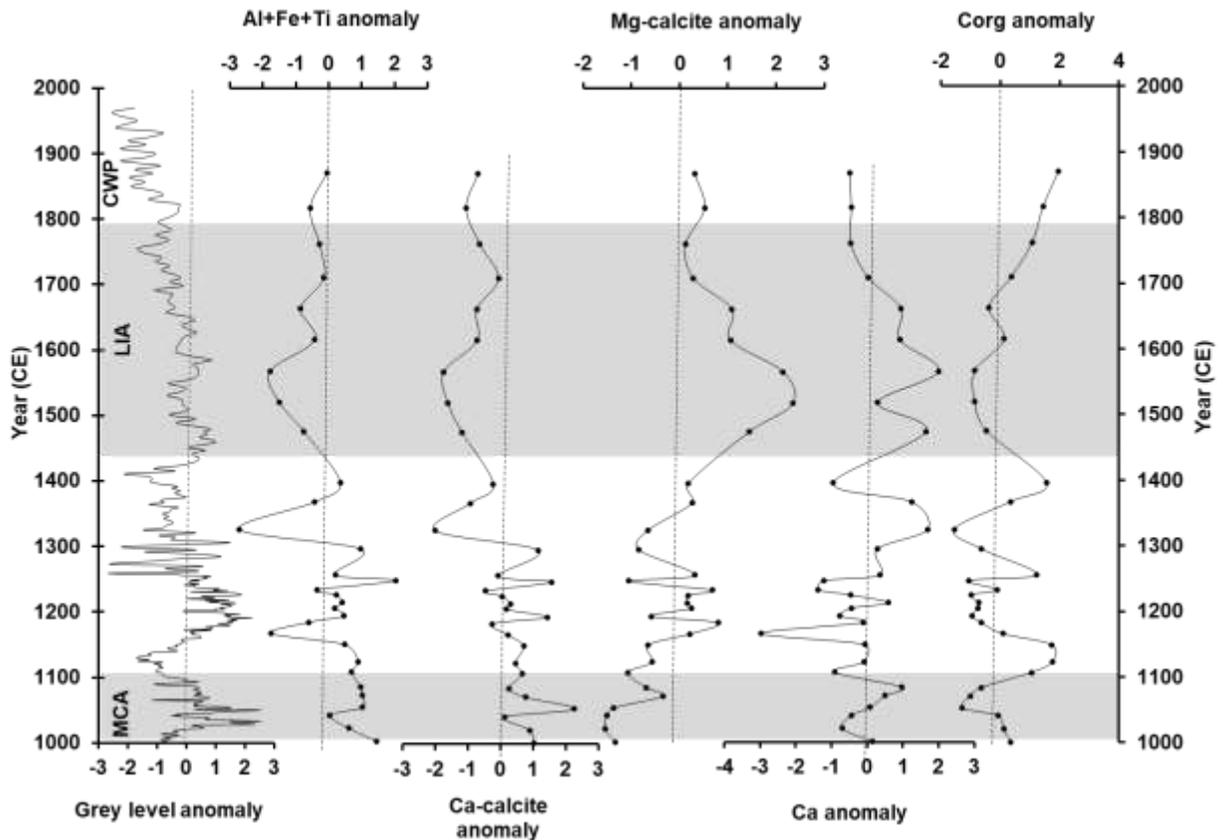


Fig.5 Temporal variations in grey level intensity, terrigenous input (% Al + % Fe + % Ti), Ca-calcite, Mg-calcite, Ca and C_{org} in sediment core LA17BCO2. The time scale along the vertical axis is derived from the age-depth model displayed in Fig. 2a.

4.3. Grey level correlation with proxies

The grey level reflects the combination of all materials (organic as well as inorganic) present in the core sediment. Thus, its variation depends on the variations of these materials according to their sedimentation conditions. Indeed, the grey level intensities exhibit a somewhat similar variability to that of the terrigenous elements and calcite formation (Fig. 5). The lighter (darker) colors coincide with more (less) terrigenous input. The agreement between grey level and

inorganic input is supported by a negative correlation between grey level and C_{org} ($r = -0.6$, Fig. 6), suggesting that their variations may be controlled by the same environmental parameters.

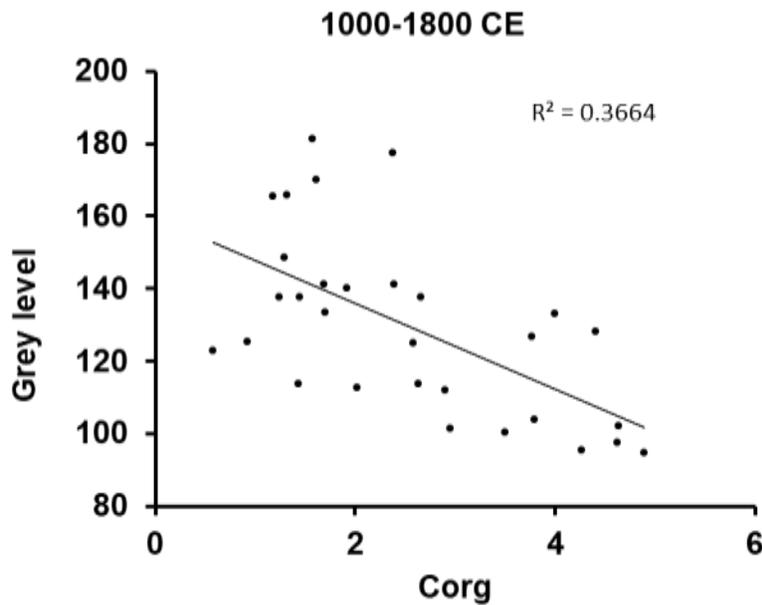


Fig. 6 Correlation between grey level and organic carbon from 1000 to 1870 CE

4.4. Hydroclimate interpretation and comparison with other regional records

In order to gain insights into the dynamical link between the climate and the dominant modes of variability, we applied wavelet analysis (Fig. 7j). This analysis reveals interannual, decadal and multi-decadal spectral wavelets which could be associated with ENSO, PDO and AMO, respectively. In addition a spectral analysis of average wavelet power of our record indicate an oscillation with periods in ~ 20 , ~ 64 , ~ 128 years which could be related to PDO, AMO and some multi-decadal variability respectively (Fig. 8).

Trend toward negative anomalies for both terrigenous inputs (Fig. 7a) and grey levels (Fig. 7b) and positive anomalies for Mg-calcite/Ca-calcite ratio (Fig. 7c) in sediment of Lake Azuei from 1000 to 1800 CE suggests a progressive decrease in precipitation in Haiti over this period. Indeed, proxy indicators suggest trends to dry conditions. Results from other studies in the circum-Caribbean region contain also evidence for this trend. The oxygen isotope and Sr/Ca records from Lake Miragoâne (Haiti) reveal a trend towards higher salinity conditions during the last millennium, which is linked to an increase in the E/P ratio and therefore to dry conditions (Curtis et Hodell, 1993). The sediment titanium composition from the Cariaco Basin (Venezuela) (Haug et al., 2001, Fig. 7d) show also a trend to more negative anomalies, related to a decrease in precipitation patterns. The higher-resolution *G. ruber* $\delta^{18}O$ record spanning the last 2000 years from the Cariaco Basin show a trend toward more positive values that reflect a decrease SSTs and an increase SSSs over the Caribbean and tropical North Atlantic (Black et al. 2004, Fig. 7e).

Indeed, the $\delta^{18}\text{O}$ value of foraminiferal calcite is a function of temperature and salinity, whereby an increase in $\delta^{18}\text{O}$ is associated with a decrease of SST and an increase of SSS, and vice versa. These studies thus indicate a decreasing precipitation over the circum-Caribbean that may be associated with a southward migration of the ITCZ during this period. Indeed, Lechleitner et al. (2017) have shown a trend to more southerly mean annual position of ITCZ from 1000 to 1800 CE. Thus, in Haiti the precipitations at secular scale are also controlled by the migration of the ITCZ. The overall correlation between the terrigenous inputs in Lake Azuei, the *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record (Black et al. 2004) and the sediment titanium composition from the Cariaco Basin (Haug et al., 2001) show that the Caribbean region observed a common climate pattern over the past millennium.

The MCA period appears marked by positive anomalies for terrigenous input linked to positive anomalies for grey level (Fig. 7a, 7b), which have been confirmed by increase in sedimentation rate (Fig. 2b). This tendency was likely related to the pattern of rainfall and runoff from the surrounding watershed and suggests an environment characterized by wet conditions. The negative Mg-calcite/Ca-calcite ratio anomaly recorded during this period (Fig. 7c), indicates a low Mg-calcite concentration in sediment which related to a low evaporation of the lake water. This is consistent with other proxy records from the northern tropical Americas, including the Yucatan (Hodell et al., 2005), the Gulf of Mexico (Richey et al., 2007), lowland Venezuela (Curtis et al., 1999), and the Cariaco Basin (Haug et al., 2001; Black et al., 2004), and the Las Lagunas (Castilla, Felipe, Clara, Salvador) in Dominican Republic (Lane et al., 2009). The Las Lagunas sediment records provide evidence of a relatively wet MCA in the eastern Caribbean (Lane et al., 2009). Black et al. (2004) document a negative shift in mean isotopic values of *G. ruber* (*foraminifera*) occurred between ~ 1000 and 1100 CE in Cariaco Basin (Fig. 7e). This negative shift suggests that the Caribbean and tropical North Atlantic were warmer during the MCA. During the early MCA a positive anomaly of Ti also occurs in the Cariaco basin (Haug et al., 2001; Fig. 7d), which is indicative of increased sediment transport by runoff during periods of increased precipitations, characterizing wet conditions. The latter are related to more northerly mean position of ITCZ during this period (Lechleitner et al., 2017). Grey level and wavelet power analysis of the sediment core from Lake Azuei during the MCA period show multidecadal variations, suggesting that multidecadal mode of climate variability, such as AMO, may indeed affect the hydro-climatic conditions in Haiti. Multi-decadal mode variability was observed also in the South American regions during MCA (Viulle et al., 2012, Apaestegui et al., 2014). In addition, the MCA period coincides with positive anomalies of AMO, NAO and PDO (Mann et al., 2009, Fig. 7f, 7g, 7i); which reflects a warm sea surface temperature and is related to wets conditions.

The MCA-LIA transition (~1200-1400 CE) corresponds to high climate variability conditions, related to alternations between wet and dry conditions, underlined by the high fluctuations between terrigenous input which correlated with a large variation in the sedimentation rate, Mg Calcite precipitation and organic carbon deposition. The wavelets power analysis of grey level

during this period highlights interannual variability, which probably corresponds to Niño-3, conditions (Fig. 7g). Even if we note a chronological phase shift of 50 years between our record and Niño-3 index estimated by Mann et al. 2009, which could be due to the errors of extrapolations of our age models during this period, we think that dry conditions during the MCA-LIA transition have been largely influenced by El Niño.

During the LIA, from ~1450 to ~1800 CE, unlike MCA, more negative anomalies of terrigenous input are recorded (Fig. 7b). This reduced transport of terrigenous elements to the lake is related to a decrease in sedimentation rate (Fig. 2b), suggesting a decrease in rainfall patterns. On the other hand, we observed more positive anomalies for Mg-calcite/Ca-calcite ratio during this period (Fig. 7c). Thus, there is formation of Mg-calcite which is a consequence of evaporation related to dry conditions. Other studies have reported evidence of dry conditions in the region during the LIA (Haug et al., 2001; Hodell et al., 2005; Peterson and Haug; 2006, Lane et al., 2009, 2011). The Lagunas Castilla and Salvador records provide further evidence that the LIA may have been, on average, one of the most arid periods in the circum-Caribbean in the last 2000 years (Lane et al., 2009). In the Cariaco basin (Haug et al., 2001), drier conditions are suggested for the LIA by decreased Ti content in core linked to decreased detritus from local rivers (Fig. 7d). The coincident increase in aridity in the geographically distinct locales of the Yucatan Peninsula (Hodell et al., 2005), Panama (Linsley et al., 1994), northern South America (Haug et al., 2001; Peterson and Haug, 2006), Puerto Rico (Nyberg et al., 2001), along the southern slope of the Cordillera Central of the Dominican Republic (Lane et al., 2009; 2011) and Lake Azuei in Haiti (this study) provides evidence that the ITCZ in the Caribbean was located at a more southerly mean annual position during the LIA. The hydroclimate records discussed by Lechleitner et al. (2017) confirmed also a southward ITCZ shift broadly synchronous with the LIA period. LIA dry conditions are consistent to multidecadal mode highlighted by wavelet analysis of grey level, which corresponds to negative phase of AMO and PDO index (Mann et al., 2009, Fig. 7f, 7h) and trend to more negative NAO index than MCA period (Trouet et al., 2009, Fig. 7g). Thus, these negative phases reflect a cold sea surface temperature and are related to dry conditions.

The study lacks indirect data on the last five decades. Then, we didn't have data for inorganic analysis related to the CWP and new studies need to be done with more evidence. However, there was a trend to increase of sedimentation rate (Fig. 2b). In addition, the lithology profile shows the sediments linked to this period consists of dark brownish clay with a large amount of OM (Fig. 4). This could be due to the input of sediments and organic matter into the lake during rainy periods.

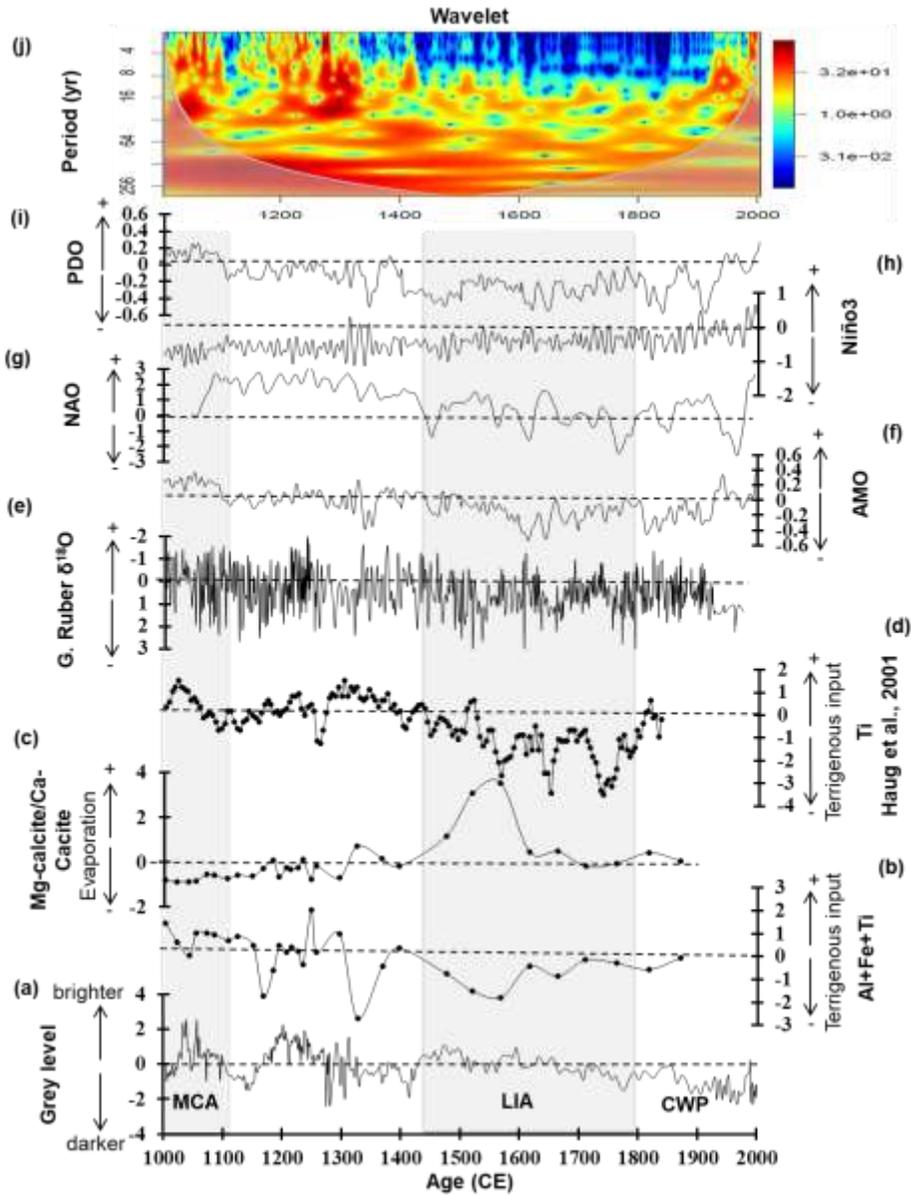


Fig. 7 Comparison of grey scale analysis of the sediment core and sum % Al, Fe, and Ti composition and Mg-calcite/Ca-calcite ratio (this study, (a), (b), (c)) with sediment titanium composite on representing continental runoff through time (Haug et al., 2001, (d)), and *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ that reflect sea surface temperature (SST) and Intertropical Convergence Zone (ITCZ) precipitation-related salinity variations over the Caribbean and tropical North Atlantic (Black et al., 2004, (e)), AMO index representing sea surface temperature (SST) anomalies ($^{\circ}\text{C}$) averaged over the North Atlantic ocean (Mann et al., 2009, (f)), Niño-3 temperature anomaly representing SST anomalies in the eastern Pacific ocean (Mann et al., 2009, (g)), NAO index (Trouillet et al., 2009, (h)), PDO temperature anomaly representing SST anomalies in the eastern Pacific ocean (Mann et al., 2009, (i)) and wavelet power spectrum: The smooth white line marks the cone of influence; results below that line are unreliable. The color bar indicates the range of wavelet

power in the wavelet power spectrum, with hotter colors corresponding to the maximum peaks in wavelet power (j)

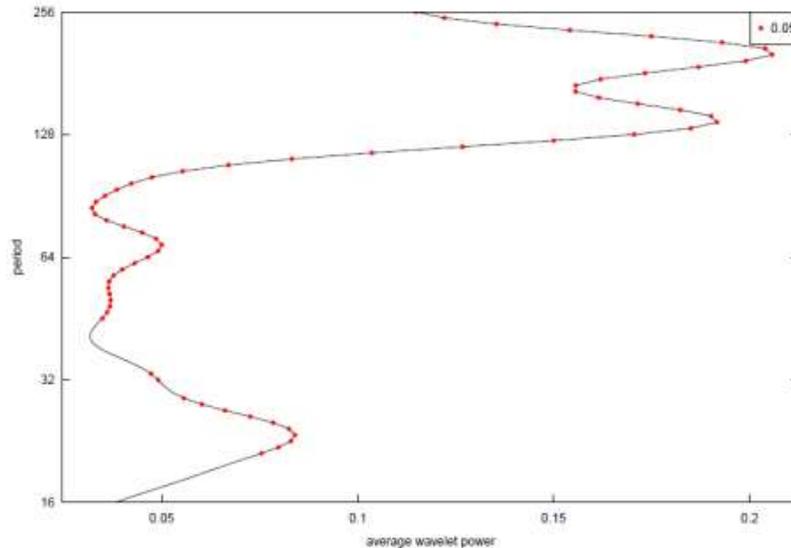


Fig. 8 Spectral analyses of the average wavelet power spectrum of the Fig. 7i

5. Conclusions

We use a combination of geochemical and mineralogical data supported by statistical analysis from a core taken in Lake Azuei, to reconstruct hydro-climatic variations in Haiti during the last millennium. The terrigenous elements in the sediments of the lake display a long-term trend toward decreasing content, particularly from 1000 to 1600 CE. These opposites' trends suggest progressively drier conditions in Haiti over this period related to a southward shift of the ITCZ. Therefore the MCA period was characterized by more wet conditions in contrast to the LIA period. The MCA-LIA transition was characterized by more unstable conditions, with alternating wet and dry conditions. The CWP is characterized by an increase of sedimentation rate, which is linked to the input of more material into the lake by erosion processes in the lake's catchment as consequence of anthropogenic activities. This study demonstrates also that links exist between precipitations in Haiti and mean changes in the Atlantic and Pacific Oceans through AMO, NAO, PDO and ENSO. In addition temporal correlation of other Caribbean paleoclimate records with our geochemical and mineralogical data, suggests that trends observed in Lake Azuei were controlled by regional climate, likely associated with shifts in the position of the ITCZ. This record provide new detailed information on hydroclimate variations in Haiti during the last millennium and exhibits trends that are similar to regional patterns identified in other proxy records from the Caribbean and northern tropical Americas. Future studies should focus on other records with higher resolution to better understand interannual and decadal variability.

Competing interests: The contact author has declared that neither they nor their co-authors have any competing interests.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge the co-authors for their critical discussions and valuable comments. The acquisition of the cores and their initial analysis was funded through U.S. National Science Foundation grants EAR-1624583 and EAR-1624556. These initial activities involved significant contributions from C.W. Heil, C.K. Hearn, and A.N. Murray. We are especially grateful to our colleagues at the State University of Haiti, D. Boisson, K. Guerrier, and R. Momplaisir for all their help with field logistics and also Eric Calais for supporting this work. The navigation skills and resourcefulness of J. Roy from Pegasus Diving & Services were also key to the success of the coring operations. The participation of Francisco Briceño-Zuluaga in this study is the result of the academic exercise as professor at the Nueva Granada Military University. Francisco Briceño-Zuluaga was also supported by CHARISMA Project (JE0ECCHARI, JEAI-IRD). This research was supported by the “Agence Universitaire de la Francophonie (AUF)” and by the “Projets structurants de formation au Sud” de l’IRD (PSF-CLIMACTS). Geochemical and mineralogical analyses were performed on the ALYSES facility (IRD-SU) that was supported by grants from Région Ile de-France. We would like to thank also LMC14 laboratories for the support in ^{14}C dating.

References

- Andrade-Velázquez, M., Medrano-Pérez, O. R., Montero-Martínez, M. J., & Alcudia-Aguilar, A. (2021). Regional Climate Change in Southeast Mexico-Yucatan Peninsula, Central America and the Caribbean. *Applied Sciences*, *11*(18), 8284.
- Apaeestegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., ... & Santini, W. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, *10*(6), 1967-1981
- Appendini, C. M., Meza-Padilla, R., Abud-Russell, S., Proust, S., Barrios, R. E., & Secaira-Fajardo, F. (2019). Effect of climate change over landfalling hurricanes at the Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, *157*(3), 469-482.
- Ashby, S. A., Taylor, M. A., & Chen, A. A. (2005). Statistical models for predicting rainfall in the Caribbean. *Theoretical and Applied Climatology*, *82*(1), 65-80.
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D., & Rosenmeier, M. F. (2011). A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *108*(21), 8583-8588.
- Baumann, K. H., Lackschewitz, K. S., Erlenkeuser, H., Henrich, R., & Jünger, B. (1993). Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. *Marine Geology*, *114*(1-2), 13-36.

- Black, D. E., Thunell, R. C., Kaplan, A., Peterson, L. C., & Tappa, E. J. (2004). A 2000-year record of Caribbean and tropical North Atlantic hydrographic variability. *Paleoceanography*, *19*(2).
- Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, *6*(3), 457-474
- Böning, P., Brumsack, H. J., Böttcher, M. E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J., & Borchers, S. L. (2004). Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *68*(21), 4429-4451.
- Brenner, M., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Rosenmeier, M. F., Anselmetti, F. S., & Ariztegui, D. (2003). Paleolimnological approaches for inferring past climate change in the Maya region: recent advances and methodological limitations. *The Lowland Maya area three millennia at the human-wildland interface. Food Products, New York, New York, USA*, 45-75.
- Burn, M. J., & Palmer, S. E. (2014). Solar forcing of Caribbean drought events during the last millennium. *Journal of Quaternary Science*, *29*(8), 827-836.
- Calvert, S. E., & Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, *113*(1-2), 67-88.
- Cauna, J. D. (2013). Patrimoine et mémoire de l'esclavage en Haïti: les vestiges de la société d'habitation coloniale. *In Situ. Revue des patrimoines*, (20).
- Chen, Y. Q., Battisti, D. S., Palmer, T. N., Barsugli, J., & Sarachik, E. S. (1997). A study of the predictability of tropical Pacific SST in a coupled atmosphere–ocean model using singular vector analysis: The role of the annual cycle and the ENSO cycle. *Monthly weather review*, *125*(5), 831-845.
- Cölfen, H. (2003). Precipitation of carbonates: recent progress in controlled production of complex shapes. *Current opinion in colloid & interface science*, *8*(1), 23-31.
- Cook, K. H., & Vizy, E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation. *Journal of Climate*, *23*(6), 1477-1494.
- Cormier, M.H., Sloan, H., King, J.W., Boisson, D., Guerrier, K., Hearn, C.K., Heil, C.W., Kelly, R.P., Momplaisir, R., Murray, A.N., Sorlien, C.C., Symithe, S.J., Ulysse, S.M.J., & Wattrus, N.J. (2018), Late Quaternary Fault-Related Folding, Uplifted Paleoshoreline, and Liquefaction Structures: Clues About Transpressional Activity Along the North America-Caribbean Plate Boundary From a Comprehensive Seismic Reflection Survey of Lake Azuei, Haiti, Fall Meeting of the American Geophysical Union, Washington DC, doi: [10.1002/essoar.10500232.1](https://doi.org/10.1002/essoar.10500232.1)
- Cortijo, E., Yiou, P., Labeyrie, L., & Cremer, M. (1995). Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle. *Paleoceanography*, *10*(5), 911-926.
- Curtis, J. H., & Hodell, D. A. (1993). An isotopic and trace element study of ostracods from

- Lake Miragoane, Haiti: A 10,500 year record of paleosalinity and paleotemperature changes in the Caribbean. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 78, 135-152.
- Curtis, J. H., Brenner, M., & Hodell, D. A. (2001). Climate change in the Circum-Caribbean (Late Pleistocene to Present) and implications for regional biogeography. In *Biogeography of the West Indies* (pp. 35-54). CRC Press.
- Dean, W. E., Rosenbaum, J., & Kaufman, D. (2009). Endogenic carbonate sedimentation in Bear Lake, Utah and Idaho, over the last two glacial-interglacial cycles. *Paleoenvironments of Bear Lake and its catchment: Geological Society of America Special Paper Special Paper*, 450, 169-196.
- Effler, S. W., & Johnson, D. L. (1987). Calcium carbonate precipitation and turbidity measurements in otisco lake, new york 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 23(1), 73-79.
- Eisen-Cuadra, Alex Migeul, "Geochemical Record of Global Change in a Closed Basin Lake: Étang Saumâtre, Haiti" (2013). *Graduate Doctoral Dissertations*. 130. https://scholarworks.umb.edu/doctoral_dissertations/130
- Elfil, H., & Roques, H. (2001). Role of hydrate phases of calcium carbonate on the scaling phenomenon. *Desalination*, 137(1-3), 177-186.
- Enfield, D. B., & Mayer, D. A. (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C1), 929-945.
- Gal, J. Y., Fovet, Y., & Gache, N. (2002). Mechanisms of scale formation and carbon dioxide partial pressure influence. Part I. Elaboration of an experimental method and a scaling model. *Water Research*, 36(3), 755-763.
- Gamble, D. W., Parnell, D. B., & Curtis, S. (2008). Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(3), 343-350.
- Giannini, A., Kushnir, Y., & Cane, M. A. (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.
- Goosse H., Klein F. (2021), Les variations climatiques du dernier millénaire, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/variations-climatiques-dernier-millenaire/>.
- Grazulis, S., Chateigner, D., Downs, R. T., Yokochi, A. T., Quiros, M., Lutterotti, L., Manakova, E., Butkus, J., Moeck, P. & Le Bail, A. (2009). Crystallography Open Database – an open-access collection of crystal structures. *Journal of Applied Crystallography*, 42, 726-729. doi: [10.1107/S0021889809016690](https://doi.org/10.1107/S0021889809016690)
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308.

- Haug, G. H., Gunther, D., Peterson, L. C., Sigman, D. M., Hughen, K. A., & Aeschlimann, B. (2003). Climate and the collapse of Maya civilization. *science*, 299(5613), 1731-1735.
- Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Leyden, B. W., & Binford, M. W. (1999). A 10,300 14C yr record of climate and vegetation change from Haiti. *Quaternary Research*, 52(2), 159-170.
- Hild, E., & Brumsack, H. J. (1998). Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from the NW German Basin (core Hohenegglesen KB 40). *cretaceous Research*, 19(5), 615-633.
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., Jones, G. A., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M. W., & Dorsey, K. T. (1991). Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*, 352(6338), 790-793.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-Gonzalez, R., Can, E. I. C., Albornaz-Pat, A., & Guilderson, T. P. (2005). Climate change on the Yucatan Peninsula during the little ice age. *Quaternary Research*, 63(2), 109-121.
- James, K., Cormier, M.H., Sloan, H., Ramsamooj, T., Boisson, D., Guerrier, K., Hearn, C.K., King, J.W., Momplaisir, R., Symithe, S.J., Ulysse, S.M.J., & Wattrus, N.J. (2019). Geomorphologic and stratigraphic evidence of ongoing transpressional deformation across Lake Azuei (Haiti), *Fall Meeting American Geophysical Union*, San Francisco, doi:[10.1002/essoar.10501568.1](https://doi.org/10.1002/essoar.10501568.1).
- Kelts, K., & Hsü, K. J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. In *Lakes* (pp. 295-323). Springer, New York, NY.
- Knudsen, M. F., Seidenkrantz, M. S., Jacobsen, B. H., & Kuijpers, A. (2011). Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature communications*, 2(1), 1-8.
- Lane, C. S., et al. (2009). "Late-Holocene paleoenvironmental change at mid-elevation on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic: a multi-site, multi-proxy analysis." *Quaternary Science Reviews* 28: 2239-2260.
- Lane, C. S., Horn, S. P., Orvis, K. H., & Thomason, J. M. (2011). Oxygen isotope evidence of Little Ice Age aridity on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Quaternary Research*, 75(3), 461-470.
- Last, W. M. (1982). Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada. *Sedimentology*, 29(5), 691-704.
- Last, W. M., & De Deckker, P. (1990). Modern and Holocene carbonate sedimentology of two saline volcanic maar lakes, southern Australia. *Sedimentology*, 37(6), 967-981.
- Lechleitner, F. A., Breitenbach, S. F., Rehfeld, K., Ridley, H. E., Asmerom, Y., Pruffer, K. M., ... & Baldini, J. U. (2017). Tropical rainfall over the last two millennia: evidence for a low-latitude hydrologic seesaw. *Scientific Reports*, 7(1), 1-9.
- Leyden, B. W., Brenner, M., Hodell, D. A., & Curtis, J. H. (1994). Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past ca. 36 ka. *Palaeogeography*,
- Lin, H. L., Peterson, L. C., Overpeck, J. T., Trumbore, S. E., & Murray, D. W. (1997). Late

- Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$ records of multiple species of planktonic foraminifera: High-resolution records from the Anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography*, 12(3), 415-427.
- Malmgren, B. A., Winter, A., & Chen, D. (1998). El Niño–southern oscillation and North Atlantic oscillation control of climate in Puerto Rico. *Journal of Climate*, 11(10), 2713-2717.
- Mann, P., F.W. Taylor, R.L. Edwards, and T.-L. Ku (1995). "Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin." *Tectonophysics* 246: 1-69.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256-1260.
- Matthes, H. (1988). Evaluation de la situation de la peche sur les lacs en Haiti. Port-au-Prince (Haiti). 84 p. Data ownerFI /FIRA
- Moron, V., Frelat, R., Jean-Jeune, P. K., & Gaucherel, C. (2015). Interannual and intra-annual variability of rainfall in Haiti (1905–2005). *Climate Dynamics*, 45(3), 915-932.
- Morse, J. W., Arvidson, R. S., & Lüttge, A. (2007). Calcium carbonate formation and dissolution. *Chemical reviews*, 107(2), 342-381.
- Müller, G., Irion, G., & Förstner, U. (1972). Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates. *Naturwissenschaften*, 59, 158-164.
- Müller, G., & Wagner, F. (1978). Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. *Modern and ancient lake sediments*, 57-81.
- Nan, Z. D., Shi, Z. Y., Qin, M., Hou, W. G., & Tan, Z. C. (2007). Formation process and thermodynamic properties of calcite. *Chinese Journal of Chemistry*, 25(5), 592-595.
- Nava-Fernández, X. A., Machain-Castillo, M. L., Sifeddine, A., Mendez-Millan, M., Caquineau, S., Gibson, K. A., ... & Lara-Cera, A. R. (2022). Planktonic foraminiferal assemblages and particle fluxes at the entrance of the Gulf of California highlight the effects of the strong El Niño 2015–2016. *Progress in Oceanography*, 208, 102880.
- Peterson, L. C., & 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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 97-113.
- Richey, J. N., Poore, R. Z., Flower, B. P., & Quinn, T. M. (2007). 1400 yr multiproxy record of climate variability from the northern Gulf of Mexico. *Geology*, 35(5), 423-426.
- Queralt, I., Julia, R., Plana, F., & Bischoff, J. L. (1997). A hydrous Ca-bearing magnesium carbonate from playa lake sediments, Salines Lake, Spain. *American Mineralogist*, 82(7-8), 812-819.
- Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G. H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *nature*, 513(7516), 45-53.
- Schwoerbel, J. (1999). Einführung in die Limnologie.-1-465. *Gustav Fischer) Stuttgart*.

- Solotchina, E. P., & Solotchin, P. A. (2014). Composition and structure of low-temperature natural carbonates of the calcite-dolomite series. *Journal of Structural Chemistry*, 55(4), 779-785.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., & Braziunas, T. F. (1998). High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40(3), 1127-1151.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2022, CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2022-05-13
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Tedesco, K., & Thunell, R. (2003). High resolution tropical climate record for the last 6,000 years. *Geophysical Research Letters*, 30(17).
- Tierney, J. E., Abram, N. J., Anchukaitis, K. J., Evans, M. N., Giry, C., Kilbourne, K. H., ... & Zinke, J. (2015). Tropical sea surface temperatures for the past four centuries reconstructed from coral archives. *Paleoceanography*, 30(3), 226-252.
- Tompa, É., Nyirő-Kósa, I., Rostási, Á., Cserny, T., & Pósfai, M. (2014). Distribution and composition of Mg-calcite and dolomite in the water and sediments of Lake Balaton. *Central European Geology*, 57(2), 113-136.
- Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2), 12-32.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A practical guide to wavelet analysis, B. Am. Meteorol. Soc., 79, 61–78, 1998
- Valdés, J., Guíñez, M., Castillo, A., & Vega, S. E. (2014). Cu, Pb, and Zn content in sediments and benthic organisms from San Jorge Bay (northern Chile): Accumulation and biotransference in subtidal coastal systems. *Ciencias Marinas*, 40(1), 45-58.
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., ... & Novello, V. F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309-1321.
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411-422.

Article 2 soumis à PPP

Tracing environmental and climatic change in Haiti through sedimentary organic matter processes in Lake Azuei over the last millennium

David Noncent^{1,2}, Abdelfettah Sifeddine^{1,2,3}, Evens Emmanuel^{1,2}, Marie-Helene Cormier⁴, Francisco J. Briceño-Zuluaga⁵, Jorge Valdés⁶, Mercedes Mendez-Millan^{2,3}, Bruno Turcq^{2,3}, Juan Pablo Bernal⁸, John W. King⁴, Irina Djourav³, Fethiye Cetin³, Heather Sloan⁸

¹ERC2, Université Quisqueya, 218 Ave Jean-Paul II, 6110 Port-au-Prince, Haïti

²International Joint Research Laboratory CARIBACT. IRD-France and UEH-Haïti

³IRD, CNRS, SU, MNHN, IPSL, LOCEAN, 32 Av. Henri Varagnat, 93143 Bondy, France

⁴Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI 02882, USA

⁵Faculty of Basic and Applied Sciences, New Granada Military University (UMNG), Bogotá (Colombia)

⁶Laboratorio de Sedimentología y Paleoambientes, Instituto de Ciencias Naturales A. v. Humboldt, Facultad de Ciencias del Mar y de Recursos Biológicos, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

⁷Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, 76001 Querétaro, QRO, México

⁸Department of Earth, Environmental, and Geospatial Sciences, Lehman College-City University of New York, Bronx, NY 10468, USA

Abstract

The focus of this study is to use sedimentary organic processes to reconstruct the past environment of Lake Azuei over the last millennium. Bulk and isotopic organic matter (OM), stratigraphic markers, and a well-chronological model based on 11 ¹⁴C ages and 6 ²¹⁰Pb analyses are used to support this reconstruction. TOC and TN contents reveal that the sediments of Lake Azuei are more or less poor in organic matter. The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N results suggest a mix of algae and C₃ plant material dominates OM in lake sediment. It appears that denitrification is connected to physical and chemical conditions, such as temperature and/or the availability of nitrate and organic matter. Distributed according to the MCA -subdivided into MCA1 (A.D.1000-1050) and MCA2 (A.D.1050-1100)-, LIA (A.D. 1400-1800), MCA-LIA (A.D. 1150-1400) and CWP (A.D.1800-2000) periods, three types of sedimentary processes have been highlighted observing the $\delta^{13}\text{C}$ vs C/N analysis cross diagram. During the MCA1 and LIA periods, a decrease in TOC and TN, as well as a decrease in plankton-derived OM, was observed. This was accompanied by an increase in $\delta^{15}\text{N}$, which suggests more denitrification due to suboxic conditions, likely caused by an increase in lake water temperature and dry conditions. A second sedimentary process, including the MCA2 and CWP periods, is characterized by the increase of TOC and TN values,

and decrease of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values. This process is chiefly attributable to more organic material input which is derived from C_3 terrestrial vegetation growing around the lake. A decrease in $\delta^{15}\text{N}$ indicates a decrease in denitrification, which further suggests the increased input of organic matter. The sedimentation process during these periods occurred when there was more transport related to wet conditions. The third sedimentary process, related to MCA-LIA transition period, is characterized by many variations of proxies (COT, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$). The organic matter deposited during this period appears to be a mixture of material originating from both autochthonous phytoplankton and allochthonous C_3 plant. There was climate instability during this period, with alternations between wet and dry conditions, thus variations in the lake level.

1. Introduction

The input and production of Sedimentary Organic Matter (SOM) in lake systems are regulated by seasonal and long-term climatic changes (Brenner et al., 1999; Meyers and Teranes, 2002; Sifeddine et al., 2004, Fan et al., 2017). Indeed, SOM in lake sediment contains information that allows us to reconstruct past environmental conditions, evaluate histories of climate change, and assess the impacts of humans on local ecosystems (Meyers and Teranes, 2002, Sifeddine et al., 2004). The deposition and preservation of SOM in lake environments are controlled by several parameters including its origin, productivity, redox conditions of water column and sediments, and sedimentation rates (Hebting et al., 2006). These parameters can be highlighted by organic proxies such as total nitrogen, carbon content, and isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$). Temporal changes in fluxes or cycles of organic matter in aquatic systems can often be indicated by these proxies (Schelske and Hodell, 1991; Gu et al., 2006; Zhuo et al., 2021). Between these, the Total Organic Carbon (TOC) and Total Nitrogen (TN) concentrations are fundamental for describing the origin and abundance of sedimentary organic matter.

The concentration of TOC is a measure of the amount of non-mineralized SOM present in sedimentation, which is determined by the initial biomass production and the extent of its subsequent degradation. The TN can demonstrate the sources and processes of degradation and recycling of SOM, as well as the processes involved (Meyers and Teranes, 2002). Processes of decomposition of the sedimented algal biomass can affect the biogeochemical cycles of N, which are present in the sediments. Shi et al. (2022) found that wind-induced algal migration in the overlying water manipulated the temporal and spatial patterns of denitrification N-loss in sediments. C/N ratio analysis of the same material helps to define the source of the organic matter (Silliman et al., 1996). Lower organisms such as algae, phytoplankton, and zooplankton are characterized by high protein content, hence low C/N ratios, while terrestrial plants, which are the main source of terrestrial organic matter, are characterized by low protein content, hence high C/N ratios. Algae typically have atomic C/N ratios between 4 and 10, whereas vascular land plants have C/N ratios > 20 (Meyer et al., 1999). C/N ratios are used as a powerful complement

to their isotope values in evaluating the relative proportions of autochthonous and allochthonous OM.

The concentrations of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the SOM deposited in sediments reflect the changes in the relative abundance of nitrogen and carbon sources, as well as the biogeochemical processes that affect these two essential nutrients in lake water (Schelske and Hodell, 1991; Douglas et al., 2022). The difference in $\delta^{13}\text{C}$ between terrestrial higher plants (-27 ‰) and phytoplankton (-17 to -24 ‰ with an average of -21 ‰) has been used to differentiate between lacustrine and terrestrial sources of SOM (Gearing, 1988). On the other hand, $\delta^{15}\text{N}$ can be easily distinguished from typical lacustrine planktonic $\delta^{15}\text{N}$ values, which range from 5 to 15 ‰ with an average of 8 ‰, and terrestrial SOM, which ranges from -10 to 10 ‰ averaging 2 ‰ (Meyers et al., 1998). Because phytoplankton discriminates against $^{13}\text{CO}_2$, and $^{15}\text{NO}_3^-$; during uptake, the C and N isotopic composition of OM exported from the photic zone preferentially removes ^{12}C and ^{14}N from the dissolved inorganic carbon (DIC) and nitrogen (DIN) pools in epilimnetic waters, respectively. As supplies of CO_2 or NO_3^- become depleted and isotopically heavier in surface waters, phytoplankton discriminates less against ^{13}C and ^{15}N , and sinking organic matter becomes progressively enriched in ^{13}C and ^{15}N .

The $\delta^{15}\text{N}$ organic matter in lake sediments can be affected by alterations in phytoplankton assemblages, the introduction of heterotrophs, and the existence of nitrogen fixers (Brenner et al., 1999; Talbot and Laerdal, 2000). An increase in the abundance of nitrogen-fixing cyanobacteria, which directly fix atmospheric N_2 , would decrease $\delta^{15}\text{N}$ values in deposited organic matter (Fogel and Cifuentes, 1993; Zhan et al., 2014). In contrast, the addition of heterotrophic organic matter will increase the $\delta^{15}\text{N}$ of organic matter because $\delta^{15}\text{N}$ increases by 3-4‰ with each trophic transfer (Minagawa and Wada, 1984; Peterson and Fry, 1987; Teranes and Bernasconi, 2000). Therefore, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ composition of SOM has been used to monitor past alterations in productivity and its association with environmental modifications in both lacustrine and marine ecosystems (Hollander et al. 1992; Schelske and Hodell 1991; Altabet and Francois 1994; Woszczyk et al., 2021).

Research on the climatology and environment of the Lake Azuei region, the second largest lake in Hispaniola, has been limited to a few articles. Previous studies have examined the fluctuations in its level over the past few decades, using historical documents, CHIRP seismic data, satellite imagery, and regional meteorological data (Wright et al., 2015; Hotz, 2019; Comarazamy et al., 2014; Moknatian and Piasecki, 2021). The environmental history of Lake Azuei has been studied over the past century using sediment cores (Eisen-Cuadra, 2013). In order to gain a better understanding of the evolution of the environment of Lake Azuei, this study analyzed organic markers in a sediment core from the lake for the past thousand years. This is the first time that environmental changes in Lake Azuei have been studied over such a long period. In this sense, the aim of this study is to identify processes that control the sedimentation of organic matter and

consequently to reconstruct past environmental conditions of Lake Azuei and their associated climatic conditions.

Site study

Lake Azuei is located in the lowland Cul-de-Sac Plain, western Haiti (18°35'51" N, 72°0'53" W, Fig. 1). It is 22 km long, from northwest to southeast; its maximum width is 12 km and it measures 30 m at its deepest (James et al., 2019). The lake is endorheic, which means that its level is extremely sensitive to variations in precipitation. It is surrounded by meadows and cacti. Lake Azuei is located in one of the driest regions of the country (Moron et al., 2015) due to the Cordillera Central rain shadow effect. The area climate is characterized by two rainy seasons (long and short), alternating with two dry seasons. The rainy seasons occur in the spring (April-June) and autumn (September-November), and dry seasons occur in summer and winter (Perrissol and Lescoulier, 2011). The average annual rainfall in the area varies between 663 and 814 mm at lower altitudes, while the higher areas are subject to much greater rainfall rates, with average annual precipitation between 1230 mm to 2590 mm (Perrissol and Lescoulier, 2011).

The land surrounding Lake Azuei has been heavily modified by human activity. Agricultural land-use and changes in land-cover due to deforestation dominate the west and east regions of the lake basin, which impact the watershed of Lake Azuei. The mountains surrounding are actively exploited for building materials used in the construction of houses and other infrastructure (Hadden and Minson, 2010). These changes have been reflected in temporal variations of TOC, TN, and TP combined with temporal variations of $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ in the region over the past 74-108 years. Indeed, a gradual increase in Total Phosphorous (TP) ($0.2\text{-}0.3\mu\text{mol yr}^{-1}$) deposition since 1960, a decrease in the TOC/TN (-0.026 yr^{-1}) since 1903, depletion in $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (-0.6 to -1.6‰) since 1990, and enrichment in $\delta^{15}\text{N}_{\text{TN}}$ (0.5 to 2.7‰) since 1990, results from land-use changes (i.e., agricultural development) that increase nutrient loading due to human and animal waste inputs (Eisen-Cuadra, 2013).

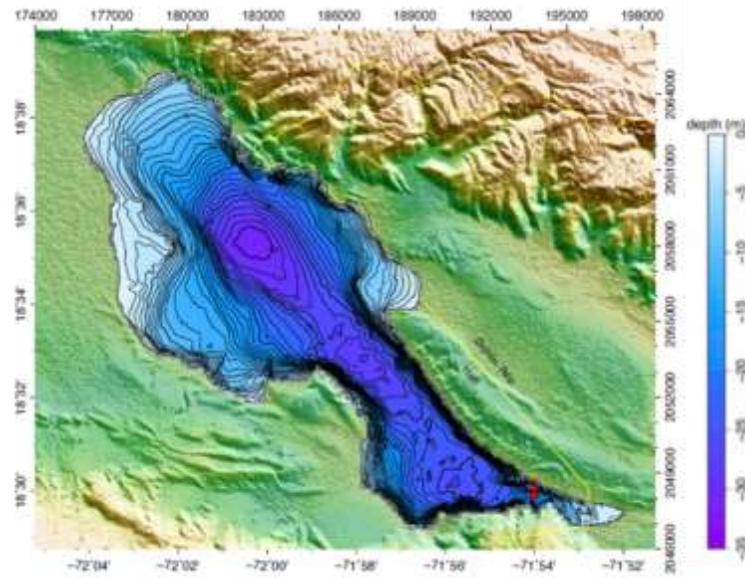


Figure 1. Bathymetric chart compiled from depth soundings collected between 2013 and 2017 (Cormier et al., 2018). Contour interval is 1 m. Yellow line indicates the Haitian-Dominican border. Sampling site is also indicated in red.

2. Materials and method

2.1. Sediment core characteristics

LA17BCO2, a sediment core, was recovered at a depth of ~20 m in the southern part of the lake using the Bolivia core corer, a piston rod corer. This 84 cm long core was observed to have good banding both macroscopically and microscopically, as well as other physical characteristics such as color and laminae structures. The ^{14}C dating of gastropod shells, wood, and bulk organic matter from the sediment core was conducted using a mass accelerator spectrometer. To gain a more precise date for the upper part of the core, activities of ^{210}Pb xs (unsupported Pb) were measured every centimeter over the top 10 centimeters. More details of chronological model are described in Noncent et al. (2023).

2.2. Organic elemental carbon and nitrogen analysis.

Organic carbon (C_{org}) and total nitrogen was measured with an elemental analyzer Flash 2000HT from Thermo Fischer Scientific coupled to a thermal conductivity detector (TCD) at LOCEAN, Bondy, France. Each sample was weighted in a precision balance and placed in tin capsules. Prior to the analyses organic carbon, carbonates were removed with hydrochloric acid 10%.

Since the carbon analyzes were performed on decarbonated samples unlike nitrogen, the percentage of total organic carbon is determined by the following equation:

$$\text{TOC (\%)} = (m_d/m_r) * \%C_d$$

Where m_d is the mass of the decarbonated sample, m_r mass of the raw sample and $\%C_d$ is the percentage of carbon determined by IRMS in the decarbonated sample.

The TOC and TN values were used to calculate the C/N ratio. Molar ratios were then determined using atomic weights:

$$\text{C/N} = (\%C / 12.01) / (\%N / 14.002)$$

C/N values reflect the ratio of aquatic organic matter to terrestrial organic matter (Meyers and Lallier-Vergas, 1998).

2.3. Organic isotopic carbon and nitrogen analysis

Before the organic isotopic carbon analysis, the samples were decarbonated to remove the different forms of carbonates present by releasing carbon dioxide with hydrochloric acid 10 %. Ten to thirty mg of the sample was placed into ultra-clean tin capsules. To obtain the most precise analysis possible, ultra-pure standards of known isotopic composition (EMAP2, Sorghum, HOS) were used to calibrate the measurements. All samples were combusted in an elemental analyzer and the released CO₂ was transmitted to an isotope ratio mass spectrometer (IRMS) at LOCEAN, Bondy, France. The isotopic composition of samples is reported in conventional δ -notation, in per mil (‰) relative to Vienna Pee Dee Belemnite standards (VPDB) for carbon and atmospheric N₂ (AIR) for nitrogen, respectively:

$$\delta^{13}\text{C} (\delta^{15}\text{N})_{\text{sample}} (\text{‰}) = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}] * 1000$$

where R is ¹³C/¹²C or ¹⁵N/¹⁴N ratio of the sample and the standard, respectively.

3. Results

3.1.Lithology

Based on the visual characteristics of the sediments, different stratigraphic levels could be identified for LA17BCO2 (Fig. 3, core image). The different levels were characterized either by the clay facies or by frequent alternation of organic matter within clayey to homogeneous silty

levels or by less frequent alternation of organic matter and a more silty level. The upper levels have a much darker color, therefore much richer in organic matter (Noncent et al., 2023).

3.2. Chronology

The chronology was presented and detailed by Noncent et al. (2023). ^{210}Pb and radiocarbon dates were combined to form a Bayesian age-depth model using the rBacon package within R (Blaauw and Christen 2019). Mean ages were extracted from the model (Fig. 2, Noncent et al., 2023) and used to represent and interpret the proxy data.

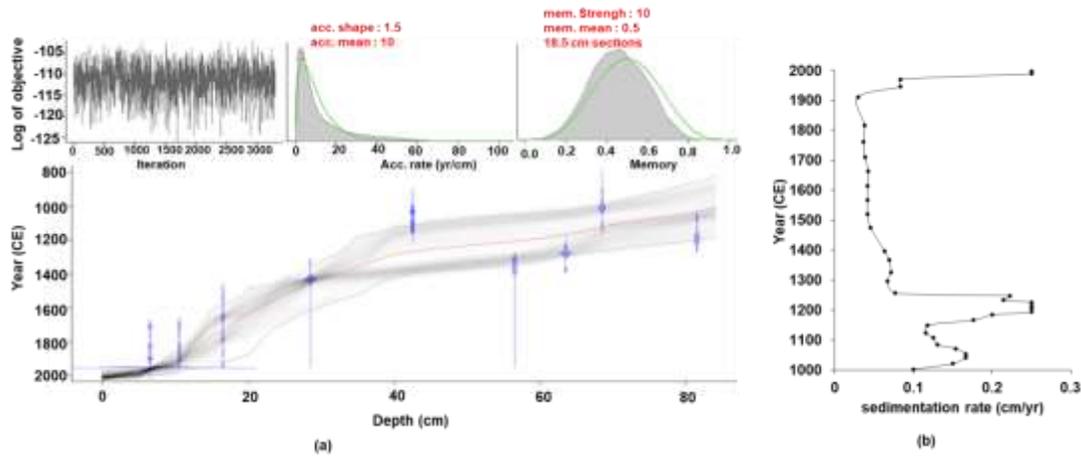


Fig. 2: (a) Bayesian age-depth model for core LA17BCO2 generated using rBacon for R, displaying ^{14}C dates corrected for HWLE. The jagged blue error bars display the ^{14}C age probability distribution for each sample; the dotted red line follows the mean ages. In detail at the top from left to right; number of iterations, sedimentation rate and memory, this is interpreted as the dependence of the accumulation rate between neighboring depths. (b) Sedimentation rate (cm/yr) calculated from age-depth model. Average sedimentation rate in sediment core determined with the age-depth model (Fig. 2b), was 0.128 ± 0.079 cm/yr. The higher values are observed between: 84 to 76 cm (1000 to 1150 CE), 68 to 41 cm (1100-1250 CE) and 10 to 0 cm (1900-2000 CE). From 38 to 10 cm (1300 to 1900 CE) we observed a trend to decrease of sedimentation rate. (Noncent et al., 2023)

3.3. C and N elemental and isotopic composition of Organic fraction

The range and the average of used SOM proxies are represented in Table 1.

Table 1. Range and average of different proxies

Proxies	Range (min-max)	Average +/- Std. dev.
---------	-----------------	-----------------------

TOC (%)	0.58 - 4.89	2.5 +/- 1.22
TN (%)	0.06 - 0.40	0.22 +/- 0.10
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-26.83 - -23.09	-24.71 +/- 0.67
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	3.83 - 10.07	6.68 +/- 1.71
C/N	8.07 - 20.05	12.98 +/- 1.8

The content of TOC and TN (Fig. 3) showed similar values over time and varied in a narrow range from 0.6 % to 4.9 % (average of 2.5 ± 1.22 %) and from 0.06 % to 0.40 % (average of 0.22 ± 0.09 %), respectively. Their contents are highly variable with increases and decreases in different depths. TOC is strongly correlated with TN ($r = 0.97$), suggesting a common origin. The stable isotope $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3) varied between -26.83 ‰ to -23.09 ‰ (average of -24.71 ± 0.67 ‰). The lowest value of $\delta^{13}\text{C}$ (-26.83 ‰) is observed at 41 cm where a rapid decline is recorded; and the largest value (-23.09 ‰) at 28 cm. Values of $\delta^{13}\text{C}$ tend to increase between 64 cm-44cm and to decrease between 76-64 cm and 20-10 cm. Overall, $\delta^{13}\text{C}$ varies inversely with C_{org} and TN. The $\delta^{15}\text{N}$ values varied from 3.88 ‰ to 10.07 ‰ (average of 6.68 ± 1.7 ‰), showing an opposite trend to TN and TOC. There is a concomitant variation between $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ except from 64 to 46 cm. The lowest values of $\delta^{15}\text{N}$ ($\delta^{15}\text{N} < 5$ ‰) are observed at 66 cm and at 41 cm; on the other hand, the enrichment value ($\delta^{15}\text{N} > 7$ ‰) is observed at 73 cm. The C/N ratio varied from 8 to 20.05 (average of 13 ± 1.8). From 31 to 10 cm, C/N ratio shows low variability. On the other hand, from 64 to 31 cm, a greater variability is observed. The C/N ratio values are exhibited elevated in cores sections that have high percentages of organic carbon and nitrogen.

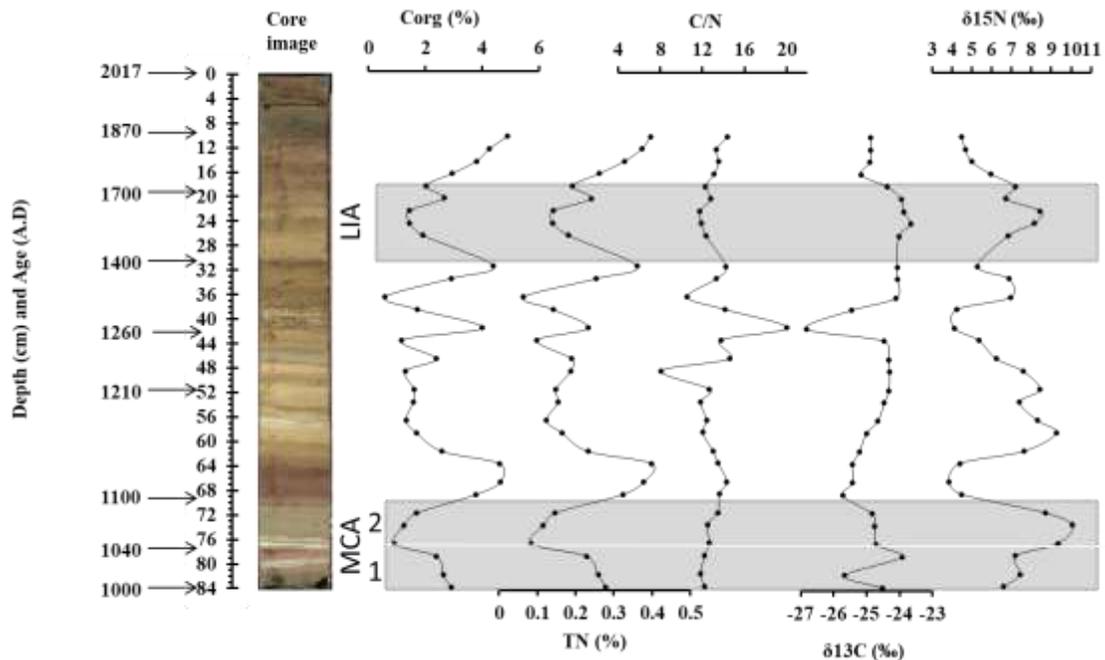


Figure 3. Organic Carbon (%), nitrogen (%), C/N ratio, Carbon and nitrogen isotope ratios signatures of OM in Lake Azuei sediments from core LA17BCO2

4. Interpretation and discussion

4.1. Origin and sedimentary process of organic matter in Lake Azuei

The concentrations of TOC and TN in lake Azuei's sediments range from 0.6% to 4.9% and 0.06% to 0.40%, respectively, indicating that the sediments are relatively low in SOM. The C/N values (8 to 20; average of 13 ± 1.8) and $\delta^{13}\text{C}$ values (-26.83 ‰ to -23.09; average of -24.71 ± 0.67 ‰) of SOM in the sediments of Lake Azuei suggest that the organic matter present there is derived from both aquatic and terrestrial sources (Meyers et al., 1999); particularly from algae of the lake and C_3 plant around the lake environment, respectively (Fig. 4a). C/N values between 10 and 20 typically indicate a mix of aquatic and terrestrial organic matter (Talbot and Lærdal 2000, Li et al., 2009, Wang et al., 2013). However, this result should be taken with caution. Variability in these ranges may result from differing relative contributions from terrestrial biomass and floating planktonic material, as well as from variations in other chemical parameters of the lacustrine environment. Possible anthropic sources existing in the study area such as urban waste and nitrogen fertilizers could be influencing the composition of SOM in the lake. Indeed, changes in precipitation and anthropogenic activities in the watershed related to agriculture, sewage runoff, and deforestation will likely result in changes in terrestrial organic matter input. Deforestation and enhanced storm intensities are expected to increase surface runoff and accelerate erosion (Eisen-Guadra, 2013). This enhances the input of allochthonous material to the lake such as soil nutrients, organic matter, and inorganic matter-ultimately changing the composition of the lake sediment.

Exceptionally, in the middle section of the core (at ~ 41 cm, Fig. 3,) there was a considerable contribution of OM with an increase in both TOC (4%) and then C/N ratio (20) and a decrease in $\delta^{13}\text{C}$ (-26.83‰). High C/N and TOC values indicate terrestrial organic matter was transported into the lake. SOM from peripheral terrigenous materials, particularly from C_3 plants, suggests a more humid environment and increased precipitation during this period.

In Lake Azuei $\delta^{13}\text{C}$ is not correlated with TOC (Table S1), thus it could be a proxy of source more than productivity (Hollander and McKenzie, 1991; Hollander et al., 1992; Hodell and Schelske, 1998; Brenner et al., 1999; Albuquerque et al., 2014). This may be related to the process of diagenesis during their burial. It has been suggested that post-burial diagenesis of SOM can change the bulk and isotopic composition of C and N isotopes and thereby obscure potential signals of paleoproductivity (Herczeg, 1988).

We observed an opposite trend between $\delta^{15}\text{N}$ and TOC; i.e increase (decrease) in $\delta^{15}\text{N}$ related to a decrease (increase) in TOC (Fig. 3). This could be related to denitrification in the sediment instead of the water column. Lake sediments present an ideal environment for denitrification. They are a concentration site for organic matter from the water column, which upon decomposition releases NH_4^+ . The NH_4^+ is then available for nitrification and subsequent denitrification (Blackburn and Henriksen, 1983). In addition, NO_3^- from the overlying water can diffuse into the sediments (Andersen et al., 1984), especially in relatively eutrophic systems where NO_3^- concentrations in the water are high. These characteristics, in combination with the close juxtaposition of aerobic and anaerobic sites within a few mm of the sediment-water interface, lead to high denitrification activity in aquatic sediments (Seitzinger, 1990). Eadie et al. (1995) suggested that most of the historic increase in $\delta^{15}\text{N}$ may be due to denitrification. During denitrification in suboxic environments, NO_3^- is converted to N_2 , with a strong fractionation leaving the dissolved NO_3^- enriched in $\delta^{15}\text{N}$. The decomposition of organic matter likely releases labile carbon substrates and consumes oxygen, creating favorable conditions for denitrification in sediments. A number of environmental factors have been shown to influence denitrification in freshwater sediment including oxygen, NO_3^- and organic matter concentrations, pH, temperature, and compounds from anthropogenic sources (Seitzinger, 1990). Many of these factors are interrelated, resulting in complex spatial and temporal patterns of denitrification. Bacterial activity is probably stimulated by an increase in water temperature (Messer and Brezonik, 1983; van Luijn et al., 1999) and is disproportionately high in warm littoral zones (den Heyer and Kalff, 1998). Both nitrate and organic matter supply can be rate limiting for denitrifiers (Seitzinger, 1990). Shi et al. (2022) showed that decay of algal biomass generated organic carbon and created anoxia, favoring denitrification, while excessive algal biomass could deplete oxygen and inhibit nitrification, causing nitrate limitation for denitrification. Sediment redox potential has also been shown to affect denitrification rates, with higher rates in more reduced sediments (van Kessel, 1977). In the sediments of Lake Azuei, based on variations of TN, TOC, and $\delta^{15}\text{N}$, denitrification appears to be related to physical and chemical conditions such as temperature and/or nitrate and organic matter supply. Indeed, $\delta^{15}\text{N}$ is opposite to both TN and TOC (Table S1) which characterize the abundance of organic matter in sediments.

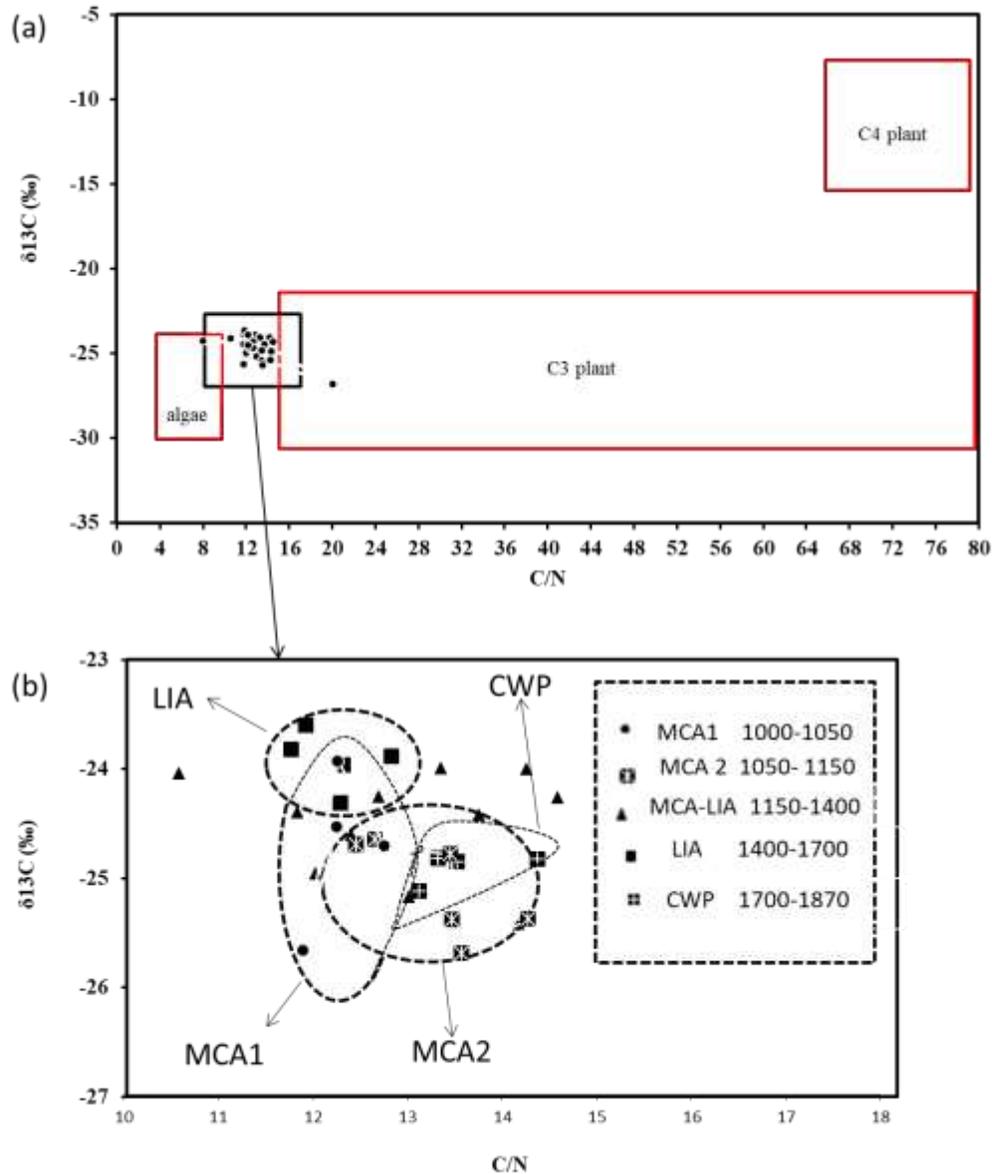


Figure 4. (a) $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic matter indicate sources of OM in Lake Azuei sediments, the ranges of $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values for potential OM sources are from Meyers and Lallier-Vergès, (1999) (b) the $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of the different periods (MCA1, MCA2, LIA, MCA-LIA and CWP) are represented and grouped inside the circles.

Distributed according to the MCA -subdivided into MCA1 (1000-1050 CE) and MCA2 (1050-1100 CE)-, LIA (1400-1700 CE), MCA-LIA (1150-1400 CE) and CWP (A.D.1700-2000 CE) periods (Fig. 3), three types of sedimentary processes have been highlighted observing the $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N plot (Fig. 4b).

A first sedimentary process, concerned by the MCA1 and LIA periods, is characterized by a decrease in TOC and TN (Fig. 3) reveal that the sediments are poor in organic matter. The C/N vs. $\delta^{13}\text{C}$ plot (Fig. 4b) shows a general distribution of points lying close to the planktonic organic matter signal. The $\delta^{13}\text{C}$ trend is generally constant during these periods suggesting relatively stable levels of exchange between lake OM and CO_2 (aq) supply from the catchment. In addition, the $\delta^{15}\text{N}$ trend to increase suggests more process of denitrification. More denitrification can also relate to a suboxic condition. The latter could result in the water column stratification linked to an increase in the temperature of the lake water column. Indeed, this may be due to a simultaneous decrease in the oxygen supply by advection (a stronger thermal stratification) and an increase in oxygen consumption by microbial denitrified.

A second sedimentary process, including the MCA2 and CWP periods, is characterized by the increase of TOC and TN values, and a decrease of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values. This process is chiefly attributable to organic material derived from C_3 terrestrial vegetation growing around the lake during these periods (Fig. 4b). The decrease in $\delta^{15}\text{N}$ is related to a decrease in denitrification due to more organic matter input.

A third process sedimentary, related to MC-LIA transition period, is characterized by many variations of proxies. The organic matter deposited during this period appears to be a mixture of material originating from both phytoplankton and C_3 plant (Fig. 4b). For example, the abrupt increase of TOC, TN, and C/N values at 1250 CE is prominent in this stage. $\delta^{13}\text{C}$ displays one peak depleted fall in this time. The increased C/N ratio, coinciding with the increased content of TOC confirms that the allochthonous organic debris and the soil organic matter are major sources of OM in this period. This contribution of OM would come from peripheral organic materials, particularly from C_3 plants. The lowering of $\delta^{13}\text{C}$ values may be thought of as due to a decrease in the supply of molecular CO_2 caused by more flushing and a relative increase in floating planktonic material. Around 1320 CE we observed an abrupt decrease in TOC and TN. C/N ratios also drop below 10 indicating an almost exclusively autochthonous phytoplankton source of organic matter.

4.2. Climate Variability

A principal component analysis was run on the core proxies using data of inorganic composition (Al, Fe, Ti, Noncent et al., 2023) and organic composition (COT, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$, C/N). More than 75% of variance is explained by two principal components (Fig. 5). Here, we present only the first component (PC1, which explains 25% of the variability of the data), which is correlated negatively with sum Al, Fe and Ti, TOC and positively with $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 5). The PC1 temporal variability (Fig. 6d) is compared with the sum Al, Fe and Ti (Fig. 5b; Noncent et al., 2023), Mg-calcite (Fig. 6c; Noncent et al., 2023) and Ti (Fig. 6a°; Haug et al., 2001.). The PC1 variability shows agreement with the Mg-calcite variation, contrary terrigenous inputs variations.

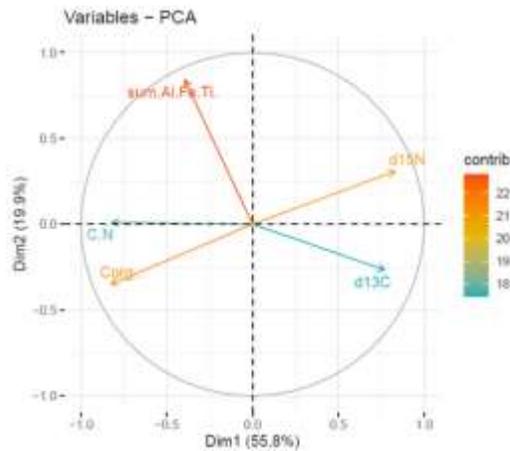


Figure 5. Principal component analysis of sum (Al, Fe, Ti; Noncent et al., 2023), TOC and $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$

During MCA1 (1000-1050 CE) and LIA(1400-1800 CE), Fig. 6d showed positive values of PC1, indicating a decrease in TOC values, which was related to a decrease in OM input. This decrease in OM input was further confirmed by an increase in $\delta^{15}\text{N}$ values, indicating more denitrification. All characteristics of this process sedimentary elaborated by the parameters above can be evidenced by dry conditions which could be related to an increase in evaporation (E) and a decrease in precipitation (P), thus a decrease in the lake level. These dry conditions experienced in the environment of Lake Azuei during this process agree with Noncent et al. (2023) where less transport of terrigenous elements to the lake are presented and related to a decrease in sedimentation rate, suggesting a decrease in rainfall patterns. During this period, lake hydrology and chemistry were controlled by decreased precipitation. Indeed, more negative anomalies of terrigenous input are recorded, suggesting a decrease in rainfall patterns (Fig. 6c). On the other hand, we observed more positive anomalies for Mg-calcite during this period (Fig. 6b). This suggests increase in the formation of Mg-calcite which is a consequence of evaporation related to dry conditions. This dry period has been demonstrated by other studies in the region (Haug et al., 2001; Hodell et al., 2005; Peterson and Haug, 2006; Lane et al., 2009). This behavior during LIA is supported by paleolimnological records from the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic (Lane et al., 2009) and from Aguada X'caamal, Mexico which also indicate increased aridity and decreased lake levels (Hodell et al., 2005).

During the MCA2 (1050-1100 CE) the values of PC1 indicating an increase of TOC values which related to more terrigenous input. During these periods $\delta^{13}\text{C}$ values trend to decrease which characterizes OM coming from terrestrial sources, particularly C_3 plants. Thus, the process sedimentation during this period occurred when there was more transport which was confirmed by more terrigenous elements input in (Noncent et al., 2023). Following the detrital

proxies (sum Al+Fe+Ti) the MCA2 period appears marked by positive anomalies for terrigenous input (Fig. 6c). It is likely that this trend was caused by the pattern of rainfall and runoff from the surrounding watershed, indicating a wet environment. The negative Mg-calcite anomaly recorded during this period (Fig. 6b), indicates a low Mg-calcite concentration in sediment which is related to low evaporation of the lake water. However, regional Cariaco record (Venezuela) indicates a decrease in Ti content (Haug et al., 2001, Fig. 6a) related to a wet condition from about 1050 to 1200 CE.

During the MCA-LIA transition, there was a variation of negative and positive PC1 values. This transition period corresponds to more variability climate conditions, with alternations between wet and dry conditions (Noncent et al., 2023), thus variations in the lake level.

For the CWP (1800-2000 CE) period, an increase in TOC and TN values could be attributed to an increase in nutrients. Indeed, a decrease of $\delta^{13}\text{C}$ signatures while TOC and TN increase is commonly found in lakes that are heavily influenced by human and livestock waste inputs (Hodell and Schelske, 1998; Michener and Lajtha, 2008; Eisen-Cuadra, 2013). $\delta^{13}\text{C}$ signatures are expected to be enriched as nutrient loading increases, but human and animal wastewater and other terrestrial organic matter can deplete the $\delta^{13}\text{C}$ signature (Burnett and Schaeffer, 1980; Gearing et al., 1991). Indeed, in the 18th century, large sugar refineries developed in Haiti, which required groupings of land by ten hectares (Cauna, 2013). The land-use/land-cover change has greatly contributed to the increasing rate of runoff in the area and therefore the carry-over effects of sediment during the CWP. Thus, terrestrial OM might be effectively transported to Lake Azuei through land surface runoff.

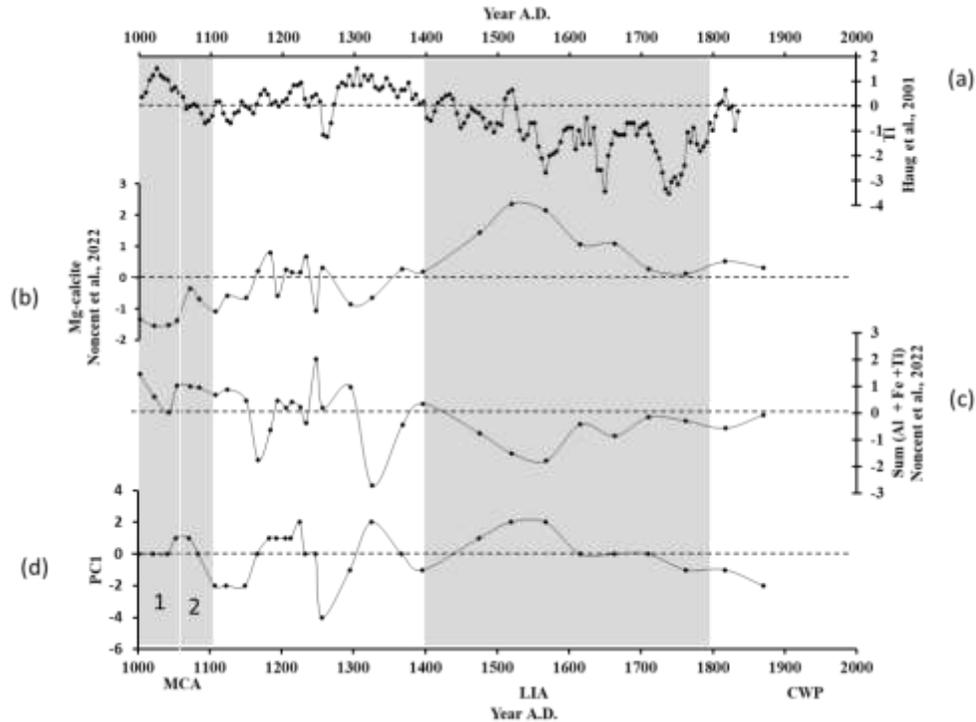


Figure 6. Variations of PC1, sum Al, Fe, Ti (Noncent et al., 2023) Indicating greater or lesser input of detrital material, Mg-calcite ((Noncent et al., 2023), like witness of temperature variability and Ti content (Haug et al., 2001) like proxy of regional precipitation,

Conclusion

In this study, we produced a record of paleoenvironmental since 1000 years based on organic matter analysis using a sediment core from Lake Azuei, Haiti. The core was dated from A.D. 1000 to A.D. 2000 based on accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C and ^{210}Pb dating. TOC and TN concentrations reveal that the sediments of Lake Azuei are more or less poor in organic matter. The $\delta^{13}\text{C}$ and C/N results suggest a mix of algae and C_3 plant material dominates OM in lake sediment. The opposite trend between $\delta^{15}\text{N}$ and TOC is related to denitrification in the sediment instead of the water column. This denitrification appears to be related to physical and chemical conditions such as temperature and/or nitrate and organic matter supply. Three types of sedimentary processes were observed based on the $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of the different periods (MCA1 (A.D.1000-1050), MCA2 (A.D.1050-1100), LIA (A.D. 1400-1700), MCA-LIA (A.D. 1150-1400) and CWP (A.D.1700-2000)). A first sedimentary process, concerned by the MCA1 and LIA periods, is characterized by less organic matter input which is plankton origin. During these periods there were more denitrification related to a suboxic condition that could be related to increase temperature of lake water and linked to dry conditions. A second sedimentary process, including the MCA2 and CWP periods, is characterized by more OM input which is chiefly attributable to organic material derived from C_3 terrestrial vegetation growing around the

lake during these periods linked to a decrease in denitrification. These periods are related to wet conditions. A third process sedimentary, related to MCA-LIA transition period, is characterized by many variations of proxies. The organic matter deposited during this period appears to be a mixture of material originating from both autochthonous phytoplankton and allochthonous C₃ plant. There was climate instability during this period, with alternations between wet and dry conditions, thus variations in the lake level.

In this study, the environmental changes recorded at Lake Azuei are studied for a longer period contrary to previous studies. The results indicate relatively minor shifts in the lake's environment, particularly in the paleo-vegetation, during the last millennium excepted after A.D. 1700, despite strong evidence from paleo-climate reconstructions in the region of significant shifts in regional precipitation over the course of the last millennium. This study contributes to better understand the evolution of lake's environment for different periods.

References

- Albuquerque, A. L. S., Belém, A. L., Zuluaga, F. J. B., Cordeiro, L. G. M., Mendoza, U., Knoppers, B. A., Gurgel, M. H. C., Meyers, P. A., & Capilla, R. (2014). Particle fluxes and bulk geochemical characterization of the Cabo Frio Upwelling System in Southeastern Brazil: Sediment trap experiments between spring 2010 and summer 2012. *Anais Da Academia Brasileira de Ciencias*, 86(2). <https://doi.org/10.1590/0001-37652014107212>
- Altabet, M. A., & Francois, R. (1994). The use of nitrogen isotopic ratio for reconstruction of past changes in surface ocean nutrient utilization. In *Carbon cycling in the glacial ocean: constraints on the ocean's role in global change* (pp. 281-306). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Andersen, T. K., Jensen, M. H., & Sørensen, J. (1984). Diurnal variation of nitrogen cycling in coastal, marine sediments. *Marine Biology*, 83(2), 171-176.
- Blaauw, M., Christen, J. A., Vazquez, J. E., Belding, T., Theiler, J., Gough, B., ... & Blaauw, M. M. (2019). Package 'rbacon'.
- Blackburn, T. H., & Henriksen, K. (1983). Nitrogen cycling in different types of sediments from Danish waters 1. *Limnology and Oceanography*, 28(3), 477-493.
- Brenner, M., Whitmore, T. J., Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Schelske, C. L. (1999). Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 205-221.
- Burnett, W. C., & Schaeffer, O. A. (1980). Effect of ocean dumping on $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in marine sediments from the New York Bight. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11(6), 605-611.
- Cauna, J. D. (2013). Patrimoine et mémoire de l'esclavage en Haïti: les vestiges de la société

- d'habitation coloniale. *In Situ. Revue des patrimoines*, (20).
- Chen, X., Yang, L., Xiao, L., Miao, A., & Xi, B. (2012). Nitrogen removal by denitrification during cyanobacterial bloom in Lake Taihu. *Journal of Freshwater Ecology*, 27(2), 243-258.
- Cobler, R., & Dymond, J. (1980). Sediment trap experiment on the Galapagos spreading center, equatorial Pacific. *Science*, 209(4458), 801-803.
- Comarazamy, D., Gonzalez, J., Moshary, F., Piasecki, M., Moknatian, M., & Ibsen, J. (2014). Investigating The Sources Of Fresh Water Affecting The Hydrological Balance Of Lakes Enriquillo And Azuei (Hispaniola)–Data Analysis.
- Cormier, M. H., Sloan, H., King, J. W., Boisson, D., Guerrier, K., Hearn, C. K., ... & Wattrus, N. J. (2018). Late Quaternary Fault-Related Folding, Uplifted Paleoshoreline, and Liquefaction Structures: Clues About Transpressional Activity Along the North America-Caribbean Plate Boundary From a Comprehensive Seismic Reflection Survey of Lake Azuei, Haiti.
- den Heyer, C., & Kalff, J. (1998). Organic matter mineralization rates in sediments: A within- and among-lake study. *Limnology and oceanography*, 43(4), 695-705.
- Douglas, P. M., Stratigopoulos, E., Park, S., & Keenan, B. (2022). Spatial differentiation of sediment organic matter isotopic composition and inferred sources in a temperate forest lake catchment. *Chemical Geology*, 603, 120887.
- Eadie, B. J., Chambers, R. L., Gardner, W. S., & Bell, G. L. (1984). Sediment trap studies in Lake Michigan: Resuspension and chemical fluxes in the southern basin. *Journal of Great Lakes Research*, 10(3), 307-321.
- Eisen-Cuadra, A. M. (2013). Geochemical Record of Global Change in a Closed Basin Lake: Étang Saumâtre, Haiti.
- Fan, J., Xiao, J., Wen, R., Zhang, S., Wang, X., Cui, L., & Yamagata, H. (2017). Carbon and nitrogen signatures of sedimentary organic matter from Dali Lake in Inner Mongolia: Implications for Holocene hydrological and ecological variations in the East Asian summer monsoon margin. *Quaternary International*, 452, 65-78.
- Fogel, M. L., & Cifuentes, L. A. (1993). Isotope fractionation during primary production. In *Organic geochemistry* (pp. 73-98). Springer, Boston, MA.
- Gearing, P. J., Gearing, J. N., Maughan, J. T., & Oviatt, C. A. (1991). Isotopic distribution of carbon from sewage sludge and eutrophication in the sediments and food web of estuarine ecosystems. *Environmental Science & Technology*, 25(2), 295-301.
- Gearing, J. N. (1988). The use of stable isotope ratios for tracing the nearshore-offshore exchange of organic matter. In *Coastal-offshore ecosystem interactions* (pp. 69-101). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gu, B., Chapman, A. D., & Schelske, C. L. (2006). Factors controlling seasonal variations in stable isotope composition of particulate organic matter in a softwater eutrophic lake. *Limnology and Oceanography*, 51(6), 2837-2848.
- Hadden, R. L., & Minson, S. G. (2010). *The geology of Haiti: An annotated bibliography of*

- Haiti's geology, geography and earth science*. Corps of Engineers Alexandria VA.
- Haug, G. H., Huguen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Rohl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308.
- Hebting, Y., Schaeffer, P., Behrens, A., Adam, P., Schmitt, G., Schneckenburger, P., ... & Albrecht, P. (2006). Biomarker evidence for a major preservation pathway of sedimentary organic carbon. *Science*, 312(5780), 1627-1631.
- Herczeg, A. L. (1988). Early diagenesis of organic matter in lake sediments: a stable carbon isotope study of pore waters. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 72(3), 199-209.
- Hodell, D. A., & Schelske, C. L. (1998). Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, 43(2), 200-214.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-Gonzalez, R., Can, E. I. C., Albornaz-Pat, A., & Guilderson, T. P. (2005). Climate change on the Yucatan Peninsula during the little ice age. *Quaternary Research*, 63(2), 109-121.
- Hollander, D. J., McKenzie, J. A., & Haven, H. L. T. (1992). A 200 year sedimentary record of progressive eutrophication in Lake Greifen (Switzerland): implications for the origin of organic-carbon-rich sediments. *Geology*, 20(9), 825-828.
- Hotz, H. M. (2019). *Influence of Global Change Drivers on a Tropical Lake and Watershed, Étang Saumâtre, Haiti* (Doctoral dissertation, University of Massachusetts Boston).
- James, K. R., Cormier, M. H., & Sloan, H. (2019). Mapping of Tectonic Features Submerged Beneath Lake Azuei, Haiti: Implications for Seismic Hazards. *SURFO Technical Report No. 19-02*, 42.
- Lane, C. S., Horn, S. P., Mora, C. I., & Orvis, K. H. (2009). Late-Holocene paleoenvironmental change at mid-elevation on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic: a multi-site, multi-proxy analysis. *Quaternary Science Reviews*, 28(23-24), 2239-2260.
- Li, Y. T., Rouland, C., Benedetti, M., Li, F. B., Pando, A., Lavelle, P., & Dai, J. (2009). Microbial biomass, enzyme and mineralization activity in relation to soil organic C, N and P turnover influenced by acid metal stress. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(5), 969-977.
- Macko, S. A., & Estep, M. L. (1984). Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic compositions of organic matter. *Organic Geochemistry*, 6, 787-790.
- Messer, J., & Brezonik, P. L. (1983). Comparison of denitrification rate estimation techniques in a large, shallow lake. *Water Research*, 17(6), 631-640.
- Meyers, P. A., Leenheer, M. J., Eaoie, B. J., & Maule, S. J. (1984). Organic geochemistry of suspended and settling particulate matter in Lake Michigan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(3), 443-452.
- Meyers, P. A., & Eadie, B. J. (1993). Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. *Organic Geochemistry*, 20(1), 47-56.

- Meyers, P. A., & Lallier-Vergès, E. (1999). Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21(3), 345-372.
- Meyers, P. A., & Teranes, J. L. (2002). Sediment organic matter. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 239-269). Springer, Dordrecht.
- Michener, R., & Lajtha, K. (Eds.). (2008). *Stable isotopes in ecology and environmental science*. John Wiley & Sons.
- Minagawa, M., & Wada, E. (1984). Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: further evidence and the relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et cosmochimica acta*, 48(5), 1135-1140.
- Moknatian, M., & Piasecki, M. (2021). Development of predictive models for water budget simulations of closed-basin lakes: case studies of Lakes Azuei and Enriquillo on the Island of Hispaniola. *Hydrology*, 8(4), 148.
- Noncent, D., Sifeddine, A., Emmanuel, E., Cormier, M. H., Briceño-Zuluaga, F. J., Mendez-Milan, M.,... & Sloan, H. (2023). Hydroclimate reconstruction during the last 1000 years inferred by mineralogical and geochemical composition of a sediment core from Lake-Azuei (Haiti). *accepted to Holocene*
- Perrissol, M., & Lescoulier, C. (2011). Etude Hydrologique et Hydrogéologique de la Montée des eaux du lac Azueï. *Rapport de Mission, Version, 2*.
- Peterson, B. J., & Fry, B. (1987). Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual review of ecology and systematics*, 293-320
- Robbins, J. A., & Edgington, D. N. (1975). Depositional Processes and the. In *Proceedings of the Second Federal Conference on the Great Lakes, March 25-27, 1975* (Vol. 2, p. 378). Argonne National Laboratory.
- Schelske, C. L., & Hodeli, D. A. (1991). Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnology and Oceanography*, 36(5), 961-975
- Seitzinger, S. P. (1990). Denitrification in aquatic sediments. In *Denitrification in soil and sediment* (pp. 301-322). Springer, Boston, MA.
- Shi, W., Zhu, L., Van Dam, B., Smyth, A. R., Deng, J., Zhou, J., ... & Qin, B. (2022). Wind induced algal migration manipulates sediment denitrification N-loss patterns in shallow Taihu Lake, China. *Water Research*, 209, 117887.
- Silliman, J. E., Meyers, P. A., & Bourbonniere, R. A. (1996). Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. *Organic Geochemistry*, 24(4), 463-472.
- Sifeddine, A., Wirmann, D., Albuquerque, A. L. S., Turcq, B., Cordeiro, R. C., Gurgel, M. H., & Abrão, J. J. (2004). Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214(1-2), 41-53.
- Talbot, M. R., & Lærdal, T. (2000). The Late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake

- Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. *Journal of Paleolimnology*, 23(2), 141-164.
- Teranes, J. L., & Bernasconi, S. M. (2000). The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by $\delta^{15}\text{N}$ values in lake organic matter—A study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland. *Limnology and Oceanography*, 45(4), 801-813.
- Van Kessel, J. F. (1977). Factors affecting the denitrification rate in two water-sediment systems. *Water Research*, 11(3), 259-267.
- Van Luijn, F., Boers, P. C. M., Lijklema, L., & Sweerts, J. P. (1999). Nitrogen fluxes and processes in sandy and muddy sediments from a shallow eutrophic lake. *Water Research*, 33(1), 33-42.
- Wang, Y., Zhang, D., Shen, Z., Feng, C., & Chen, J. (2013). Revealing sources and distribution changes of dissolved organic matter (DOM) in pore water of sediment from the Yangtze estuary. *PloS one*, 8(10), e76633.
- Woszczyk, M., Bechtel, A., Püttmann, W., & Rzodkiewicz, M. (2021). Effects of environmental history and post-depositional processes on the organic matter record of Lake Łebsko, Poland. *Organic Geochemistry*, 155, 104209.
- Wright, V. D., Hornbach, M. J., Mchugh, C., & Mann, P. (2015). Factors contributing to the 2005-present, rapid rise in lake levels, Dominican Republic and Haiti (Hispaniola). *Natural Resources*, 6(08), 465.
- Xia, X., Yang, Z., & Zhang, X. (2009). Effect of suspended-sediment concentration on nitrification in river water: importance of suspended sediment– water interface. *Environmental science & technology*, 43(10), 3681-3687.
- Zhang, X., Sigman, D. M., Morel, F. M., & Kraepiel, A. M. (2014). Nitrogen isotope fractionation by alternative nitrogenases and past ocean anoxia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(13), 4782-4787.
- Zhuo, Y., Zeng, W., Cui, D., Ma, B., Xie, Y., & Wang, J. (2021). Spatial-temporal variation, sources and driving factors of organic carbon burial in rift lakes on Yunnan-Guizhou plateau since 1850. *Environmental Research*, 201, 111458.

Supplementary Material

	TOC(%)	TN (%)	C/N	d13C (‰)	d15N (‰)
TOC(%)	1	0,9663261	0,5461053	-0,448515	-0,7602503
TN (%)	0,9663261	1	0,3213693	-0,3304876	-0,6917136
C/N	0,5461053	0,3213693	1	-0,6045665	-0,5493331
d13C (‰)	-0,448515	-0,3304876	-0,6045665	1	0,4522006
d15N (‰)	-0,7602503	-0,6917136	-0,5493331	0,4522006	1

p-values:

	TOC(%)	TN (%)	C/N	d13C (‰)	d15N (‰)
TOC(%)		0.0000	0.0015	0.0114	0.0000
TN (%)	0.0000		0.0779	0.0694	0.0000
C/N	0.0015	0.0779		0.0003	0.0014
d13C (‰)	0.0114	0.0694	0.0003		0.0106
d15N (‰)	0.0000	0.0000	0.0014	0.0106	

Table 1S. Correlations between indicators of SOM, with its respective *p-values*.

Références bibliographiques

Aimers, J., & Hodell, D. (2011). Drought and the Maya. *Nature*, 479(7371), 44-45.
<https://www.nature.com/articles/479044a>

Algeo, T. J., & Lyons, T. W. (2006). Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001112>

Algeo, T. J., & Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical geology*, 206(3-4), 289-318.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.009>

Alonso-Hernández, C. M., Garcia-Moya, A., Tolosa, I., Diaz-Asencio, M., Corcho-Alvarado, J. A., Morera-Gomez, Y., & Fanelli, E. (2017). Tracing organic matter sources in a tropical lagoon of the Caribbean Sea. *Continental Shelf Research*, 148, 53-63.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.08.001>.

Alonso-Hernández, C. M., Fanelli, E., Diaz-Asencio, M., Santamaría, J. M., & Morera-Gómez, Y. (2020). Carbon and nitrogen isotopes to distinguish sources of sedimentary organic matter in a Caribbean estuary. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56(5-6), 654-672.
<https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1819263>

Angeles, M. E., Gonzalez, J. E., Erickson III, D. J., & Hernández, J. L. (2007). Predictions of future climate change in the Caribbean region using global general circulation models. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(5), 555-569. <https://doi.org/10.1002/joc.1416>

Apaestegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., ... & Santini, W. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean

Références bibliographiques

foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, 10(6), 1967-1981. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>

Baumann, K. H., Lackschewitz, K. S., Erlenkeuser, H., Henrich, R., & Jünger, B. (1993). Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. *Marine Geology*, 114(1-2), 13-36. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90037-V](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90037-V)

Bréon, F. M., & Luneau, G. (2018). *Atlas du climat: face aux défis du réchauffement*. Autrement. <http://dx.doi.org/10.14375/NP.9782746746480>

Bertrand, C., Loutre, M. F., Crucifix, M., & Berger, A. (2002). Climate of the last millennium: a sensitivity study. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 54(3), 221-244. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v54i3.12137>

Bertrand, C. (2004). Les derniers 1000 ans. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7-8), 741-750. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.022>

Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D., & Rosenmeier, M. F. (2011). A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(21), 8583-8588. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>

Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457-474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>

Black, D. E., Thunell, R. C., Kaplan, A., Peterson, L. C., & Tappa, E. J. (2004). A 2000-year record of Caribbean and tropical North Atlantic hydrographic variability. *Paleoceanography*, 19(2). <https://doi.org/10.1029/2003PA000982>

Bogardi, J. J. (2004). Hazards, risks and vulnerabilities in a changing environment: the unexpected onslaught on human security?. *Global environmental change*, 4(14), 361-365. <http://dx.doi.org/10.1016%2Fj.gloenvcha.2004.06.002>

Références bibliographiques

- Böning, P., Brumsack, H. J., Böttcher, M. E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J., & Borchers, S. L. (2004). Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21), 4429-4451. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.04.027>
- Bourque, A. (2000). Les changements climatiques et leurs impacts. *Vertigo-la revue électronique en sciences de l'environnement*, 1(2). <https://doi.org/10.4000/vertigo.4042>
- Bouton, A., Vennin, E., Thomazo, C., Mathieu, O., Garcia, F., Jaubert, M., & Visscher, P. T. (2020). Microbial Origin of the Organic Matter Preserved in the Cayo Coco Lagoonal Network, Cuba. *Minerals*, 10(2), 143. <https://doi.org/10.3390/min10020143>
- Brenner, M., Whitmore, T. J., Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Schelske, C. L. (1999). Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 205-221. <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1008078222806>
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., & Osborn, T. J. (1998). Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393(6684), 450-455. <https://www.nature.com/articles/30943>
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Harris, I. C., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., & Vaganov, E. A. (2001). Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D3), 2929-2941. <https://doi.org/10.1029/2000JD900617>
- Broecker, W. S. (2000). Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age?. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4), 1339-1342. <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1339>
- Burn, M. J., & Palmer, S. E. (2014). Solar forcing of Caribbean drought events during the last millennium. *Journal of Quaternary Science*, 29(8), 827-836. <https://doi.org/10.1002/jqs.2660>
- Burnett, W. C., & Schaeffer, O. A. (1980). Effect of ocean dumping on $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in marine sediments from the New York Bight. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11(6), 605-611. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(80\)80013-2](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(80)80013-2)

Références bibliographiques

- Calvert, S. E., & Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, 113(1-2), 67-88. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90150-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90150-T)
- Campbell, J. D., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., Watson, R. A., & Whyte, F. S. (2011). Future climate of the Caribbean from a regional climate model. *International Journal of Climatology*, 31(12), 1866-1878. <https://doi.org/10.1002/joc.2200>
- Canfield, D. E., Jørgensen, B. B., Fossing, H., Glud, R., Gundersen, J., Ramsing, N. B., ... & Hall, P. O. (1993). Pathways of organic carbon oxidation in three continental margin sediments. *Marine geology*, 113(1-2), 27-40. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90147-N](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90147-N)
- Cassou, C., & Guilyardi, É. (2007). Modes de variabilité et changement climatique: Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec. *La Météorologie*. Web
- Cauna, J. D. (2013). Patrimoine et mémoire de l'esclavage en Haïti: les vestiges de la société d'habitation coloniale. *In Situ. Revue des patrimoines*, (20). <https://doi.org/10.4000/insitu.10107>
- Chen, J., Wan, G., Zhang, D. D., Chen, Z., Xu, J., Xiao, T., & Huang, R. (2005). The 'Little Ice Age' recorded by sediment chemistry in lake Erhai, southwest China. *The Holocene*, 15(6), 925-931. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl863rr>
- Cheng, W., Chiang, J. C., & Zhang, D. (2013). Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) in CMIP5 models: RCP and historical simulations. *Journal of Climate*, 26(18), 7187-7197. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00496.1>
- Chiang, J. C., Kushnir, Y., & Giannini, A. (2002). Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D1), ACL-3. <https://doi.org/10.1029/2000JD000307>
- Chylek, P., Folland, C. K., Lesins, G., Dubey, M. K., & Wang, M. (2009). Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 36(14). <https://doi.org/10.1029/2009GL038777>

Références bibliographiques

Cohen, M. J., & Singh, B. (2014). Climate change resilience: The case of Haiti. Oxfam International. www.oxfam.org. <https://policycommons.net/artifacts/1825254/climate-change-resilience/2564607/>

Cölfen, H. (2003). Precipitation of carbonates: recent progress in controlled production of complex shapes. *Current opinion in colloid & interface science*, 8(1), 23-31. [https://doi.org/10.1016/S1359-0294\(03\)00012-8](https://doi.org/10.1016/S1359-0294(03)00012-8)

Collymore, J. (2007). Disaster impacts on the Caribbean. In *International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences* (pp. 303-322). Springer, Dordrecht. http://dx.doi.org/10.1007%2F978-1-4020-2851-9_16

Comarazamy, D. E., & González, J. E. (2008). On the validation of the simulation of early season precipitation on the island of Puerto Rico using a mesoscale atmospheric model. *Journal of Hydrometeorology*, 9(3), 507-520. <https://doi.org/10.1175/2007JHM804.1>

Comarazamy, Daniel; Gonzalez, Jorge; Moshary, Fred; Piasecki, Michael; Moknatian, Mahrokh; and Ibsen, John, "Investigating The Sources Of Fresh Water Affecting The Hydrological Balance Of Lakes Enriquillo And Azuei (Hispaniola) – Data Analysis" (2014). *CUNY Academic Works*. https://academicworks.cuny.edu/cc_conf_hic/412

Cook, E. R., Anchukaitis, K. J., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C., & Wright, W. E. (2010). Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science*, 328(5977), 486-489. <https://doi.org/10.1126/science.1185188>

Cook, K. H., & Vizy, E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation. *Journal of Climate*, 23(6), 1477-1494. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>

Cormier, M. H., Sloan, H., Boisson, D., Brown, B., Guerrier, K., Hearn, C. K., ... & Wattrus, N. J. (2017, December). Signature of Transpressional Tectonics in the Holocene Stratigraphy of Lake Azuei, Haiti: Preliminary Results From a High-Resolution Subbottom Profiling Survey. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2017, pp. T51G-0568).

<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFM.T51G0568C/abstract>

Références bibliographiques

Cruse, A. M., & Lyons, T. W. (2004). Trace metal records of regional paleoenvironmental variability in Pennsylvanian (Upper Carboniferous) black shales. *Chemical Geology*, 206(3-4), 319-345. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.010>

Curtis, J. H., & Hodell, D. A. (1993). An isotopic and trace element study of ostracods from Lake Miragoane, Haiti: A 10,500 year record of paleosalinity and paleotemperature changes in the Caribbean. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 78, 135-152. <https://doi:10.1029/GM078p0135>

Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Brenner, M. (1996). Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research*, 46(1), 37-47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>

Curtis, J. H., Brenner, M., & Hodell, D. A. (1999). Climate change in the Lake Valencia Basin, Venezuela, ~ 12600 yr BP to present. *The Holocene*, 9(5), 609-619. <https://doi.org/10.1191/095968399669724431>

Davis, R. E. (1976). Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6(3), 249-266. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006%3C0249:POSSTA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006%3C0249:POSSTA%3E2.0.CO;2)

Dawson, L. A., Towers, W., Mayes, R. W., Craig, J., Väisänen, R. K., & Waterhouse, E. C. (2004). The use of plant hydrocarbon signatures in characterizing soil organic matter. *Geological Society, London, Special Publications*, 232(1), 269-276. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.232.01.24>

Dean, W. E. (1981). Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. <https://doi.org/10.2110/pec.81.31.0213>

Dean, W. E., & Fouch, T. D. (1983). Lacustrine environment. <https://doi.org/10.1306/M33429C6>

Dean, W. E. (2009). Endogenic carbonate sedimentation in Bear Lake, Utah and Idaho, over the last two glacial-interglacial cycles. [https://doi.org/10.1130/2009.2450\(07\)](https://doi.org/10.1130/2009.2450(07))

Références bibliographiques

Delaygue, G. (2019), La variabilité climatique : l'exemple de l'Oscillation nord-atlantique, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/variabilite-climatique-exemple-oscillation-nord-atlantique>

Delworth, T. L., & Mann, M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16(9), 661-676. <https://elibrary.ru/item.asp?id=983527>

Delworth, T. L., Zhang, R., & Mann, M. E. (2007). Decadal to centennial variability of the Atlantic from observations and models. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 173, 131. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2007GMS...173..131D/doi:10.1029/173GM10

Den Heyer, C., & Kalff, J. (1998). Organic matter mineralization rates in sediments: A within and among-lake study. *Limnology and oceanography*, 43(4), 695-705. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.4.0695>

Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S. P., & Phillips, A. S. (2010). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci*, 2(1), 115-143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>

Donner, S. D., Knutson, T. R., & Oppenheimer, M. (2007). Model-based assessment of the role of human-induced climate change in the 2005 Caribbean coral bleaching event. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(13), 5483-5488. <https://doi.org/10.1073/pnas.0610122104>

Douglas, P. M., Demarest, A. A., Brenner, M., & Canuto, M. A. (2016). Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 44, 613-645. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012512>

Eadie, B. J., McKee, B. A., Lansing, M. B., Robbins, J. A., Metz, S., & Trefry, J. H. (1994). Records of nutrient-enhanced coastal ocean productivity in sediments from the Louisiana continental shelf. *Estuaries*, 17(4), 754-765. <https://link.springer.com/article/10.2307/1352745>

Références bibliographiques

Effler, S. W., & Johnson, D. L. (1987). CALCIUM CARBONATE PRECIPITATION AND TURBIDITY MEASUREMENTS IN OTISCO LAKE, NEW YORK 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 23(1), 73-79. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1987.tb00785.x>

Ehhalt, D., Prather, M., Dentener, F., Derwent, R., Dlugokencky, E. J., Holland, E., ... & Midgley, P. (2001). *Atmospheric chemistry and greenhouse gases* (No. PNNL-SA-39647). Pacific Northwest National Lab.(PNNL), Richland, WA (United States). <https://hal.science/hal-03333922/>

Eisen-Cuadra, A., Christian, A.D., Dorval, E., Broadaway, B., Herron, J., Hannigan, R.E. (2013). Metal Geochemistry of a Brackish Lake: Étang Saumâtre, Haiti. In: Censi, P., Darrah, T., Erel, Y. (eds) *Medical Geochemistry*, Chapt. 9, 149-166. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-4372-4_9

Elfil, H. (2005). Study of mechanisms, prediction and prevention of carbonate and calcium sulfate. *University Clearance, University of Gabes, National School of Gabes Engineers, Tunisia*.

Elfil, H., & Roques, H. (2001). Role of hydrate phases of calcium carbonate on the scaling phenomenon. *Desalination*, 137(1-3), 177-186. [https://doi.org/10.1016/S0011-9164\(01\)00216-8](https://doi.org/10.1016/S0011-9164(01)00216-8)

Enfield, D. B., & Mayer, D. A. (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C1), 929-945. <https://doi.org/10.1029/96JC03296>

Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>

Espinoza, J. C., Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W., & Guyot, J. L. (2013). The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970–2012 period: A focus on the 2012 flood. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 1000-1008. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0100.1>

Références bibliographiques

Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., ... & Pombosa, R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13). <https://doi.org/10.1029/2011GL047862>

Eugster, H. P., & Hardie, L. A. (1978). Saline lakes. In *lakes* (pp. 237-293). Springer, New York, NY. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4757-1152-3_8

Eugster, H. P., & Kelts, K. (1983). Lacustrine chemical sediments. *Chemical sediments and geomorphology*, 321-368.

Filley, T. R., Freeman, K. H., Bianchi, T. S., Baskaran, M., Colarusso, L. A., & Hatcher, P. G. (2001). An isotopic biogeochemical assessment of shifts in organic matter input to Holocene sediments from Mud Lake, Florida. *Organic Geochemistry*, 32(9), 1153-1167. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(01\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(01)00063-8)

Fogel, M. L., & Cifuentes, L. A. (1993). Isotope fractionation during primary production. In *Organic geochemistry* (pp. 73-98). Springer, Boston, MA. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4615-2890-6_3

Folland, C. K., Palmer, T. N., & Parker, D. E. (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, 320(6063), 602-607. <https://www.nature.com/articles/320602a0>

Gal, J. Y., Fovet, Y., & Gache, N. (2002). Mechanisms of scale formation and carbon dioxide partial pressure influence. Part I. Elaboration of an experimental method and a scaling model. *Water Research*, 36(3), 755-763. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(01\)00270-6](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(01)00270-6)

Gamble, D. W., Parnell, D. B., & Curtis, S. (2008). Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(3), 343-350. <https://doi.org/10.1002/joc.1600>

Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>

Références bibliographiques

Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1-3), 5-22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)

Gearing, P. J., Gearing, J. N., Maughan, J. T., & Oviatt, C. A. (1991). Isotopic distribution of carbon from sewage sludge and eutrophication in the sediments and food web of estuarine ecosystems. *Environmental Science & Technology*, 25(2), 295-301.

<https://pubs.acs.org/doi/pdf/10.1021/es00014a012>

Giannini, A., Kushnir, Y., & Cane, M. A. (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.

[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C0297:IVOCRE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C0297:IVOCRE%3E2.0.CO;2)

GIEC (IPCC), 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*, Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, McCarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J., White, K.S. (Eds), Cambridge (UK), New York, Cambridge University Press.

GIEC (IPCC), 2007. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds), Cambridge (UK), New York, Cambridge University Press.

GIEC (IPCC), 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects*, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Field, C.B., Barros, V.R., Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Bilir, T.E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., Girma, B., Kissel, E.S., Levy, A.N., MacCracken, S., Mastrandrea, P.R., White, L.L. (Eds), Cambridge (UK), New York, Cambridge University Press.

GIEC (IPCC), 2021: *Summary for Policymakers*. In: Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R.

Références bibliographiques

and Zhou, B. (eds.) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, pp. 3-32. (In Press)

Goldenberg, S. B., Landsea, C. W., Mestas-Núñez, A. M., & Gray, W. M. (2001). The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, 293(5529), 474-479. <https://doi.org/10.1126/science.1060040>

Graham, N. E., Ammann, C. M., Fleitmann, D., Cobb, K. M., & Luterbacher, J. (2011). Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate dynamics*, 37(5), 1217-1245. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-010-0914-z>

Griffiths, H. (1992). Carbon isotope discrimination and the integration of carbon assimilation pathways in terrestrial CAM plants. *Plant, Cell & Environment*, 15(9), 1051-1062. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1992.tb01655.x>

Guilyardi, E. (2006). El Niño–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 26(4), 329-348. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-005-0084-6>

Hadden, R. L., & Minson, S. G. (2010). *The geology of Haiti: An annotated bibliography of Haiti's geology, geography and earth science.* Corps of Engineers Alexandria VA. <https://apps.dtic.mil/sti/citations/ADA528274>

Håkanson, L., & Jansson, M. (1983). *Principles of lake sedimentology* (Vol. 316). Berlin: Springer-verlag.

Hamilton-Taylor, J., & Davison, W. (1995). Redox-driven cycling of trace elements in lakes. In *Physics and chemistry of lakes* (pp. 217-263). Springer, Berlin, Heidelberg. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-85132-2_8

Hamlet, A. F., & Lettenmaier, D. P. (1999). Columbia River streamflow forecasting based on ENSO and PDO climate signals. *Journal of water resources planning and management*, 125(6), 333-341. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(1999\)125:6\(333\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(1999)125:6(333))

Références bibliographiques

Hardie, L. A., Smoot, J. P., & Eugster, H. P. (1978). Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *Modern and ancient lake sediments*, 7-41.

<https://doi.org/10.1002/9781444303698.ch2>

Haskell, B. J., Engstrom, D. R., & Fritz, S. C. (1996). Late Quaternary paleohydrology in the North American Great Plains inferred from the geochemistry of endogenic carbonate and fossil ostracodes from Devils Lake, North Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124(3-4), 179-193. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00002-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00002-8)

Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>

Henderson, P. J., & Last, W. M. (1998). Holocene sedimentation in Lake Winnipeg, Manitoba, Canada: implications of compositional and textural variations. *Journal of Paleolimnology*, 19(3), 265-284. <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1007986116660>

Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Leyden, B. W., & Binford, M. W. (1999). A 10,300 14C yr record of climate and vegetation change from Haiti. *Quaternary Research*, 52(2), 159-170. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2062>

Hild, E., & Brumsack, H. J. (1998). Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from the NW German Basin (core Hohenegglesen KB 40). *cretaceous Research*, 19(5), 615-633. <https://doi.org/10.1006/cres.1998.0122>

Hodell, D. A., Curtis, J. H., Jones, G. A., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M. W., & Dorsey, K. T. (1991). Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*, 352(6338), 790-793. <https://www.nature.com/articles/352790a0>

Hodell, D. A., & Schelske, C. L. (1998). Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, 43(2), 200-214. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.2.0200>

Références bibliographiques

- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-Gonzalez, R., Can, E. I. C., Albornaz-Pat, A., & Guilderson, T. P. (2005). Climate change on the Yucatan Peninsula during the little ice age. *Quaternary Research*, 63(2), 109-121. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>
- Hollander, D. J., & Smith, M. A. (2001). Microbially mediated carbon cycling as a control on the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): new models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(23), 4321-4337. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00506-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00506-8)
- Hollander, D. J., McKenzie, J. A., & Haven, H. L. T. (1992). A 200 year sedimentary record of progressive eutrophication in Lake Greifen (Switzerland): implications for the origin of organic-carbon-rich sediments. *Geology*, 20(9), 825-828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0825:AYSROP%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0825:AYSROP%3E2.3.CO;2)
- Holzhauser, H., Magny, M., & Zumbühl, H. J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15(6), 789-801. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl853r>
- Hotz, H. M., & Christian, A. D. (2015). Using GIS and Remote Sensing to Analyze Lake Level Rise of Étang Saumâtre, Haiti. *International Journal of Geospatial and Environmental Research*, 2(1), 6. <https://dc.uwm.edu/ijger/vol2/iss1/6/>
- Hotz, H. M. (2019). *Influence of Global Change Drivers on a Tropical Lake and Watershed, Étang Saumâtre, Haiti* (Doctoral dissertation, University of Massachusetts Boston). <https://www.proquest.com/docview/2353151330>
- Hughes, M. K., & Diaz, H. F. (1994). Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when?. *Climatic change*, 26(2), 109-142. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01092410>
- James, K. R., Cormier, M. H., & Sloan, H. (2019). Mapping of Tectonic Features Submerged Beneath Lake Azuei, Haiti: Implications for Seismic Hazards. *SURFO Technical Report No. 19-02*, 42. https://digitalcommons.uri.edu/surfo_tech_reports

Références bibliographiques

- Jones, B. F., & Bowser, C. J. (1978). The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In *Lakes* (pp. 179-235). Springer, New York, NY. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4757-1152-3_7
- Jones, B. F., & Mumpton, F. A. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *US Geological Survey Bulletin*, 1578, 291-300.
- Jones, P. D., & Bradley, R. S. (1992). Climatic variations over the last 500 years.
- Jones, P. D., & Moberg, A. (2003). Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of climate*, 16(2), 206-223. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C0206:HALSSA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016%3C0206:HALSSA%3E2.0.CO;2)
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P., & Tett, S. F. B. (1998). High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8(4), 455-471. <https://doi.org/10.1191/095968398667194956>
- Kankaala, P., Taipale, S., Grey, J., Sonninen, E., Arvola, L., & Jones, R. I. (2006). Experimental d13C evidence for a contribution of methane to pelagic food webs in lakes. *Limnology and Oceanography*, 51(6), 2821-2827. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.6.2821>
- Keigwin, L. D. (1996). The little ice age and medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science*, 274(5292), 1504-1508. <https://doi.org/10.1126/science.274.5292.1504>
- Kelts, K., & Hsü, K. J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. In *Lakes* (pp. 295-323). Springer, New York, NY. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4757-1152-3_9
- Kennett, D. J., Breitenbach, S. F., Aquino, V. V., Asmerom, Y., Awe, J., Baldini, J. U., ... & Haug, G. H. (2012). Development and disintegration of Maya political systems in response to climate change. *Science*, 338(6108), 788-791. <https://doi.org/10.1126/science.1226299>
- Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473), 1984-1985. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984>

Références bibliographiques

Kilbourne, K. H., Quinn, T. M., Webb, R., Guilderson, T., Nyberg, J., & Winter, A. (2008). Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: Evidence of cooler temperatures and multidecadal variability. *Paleoceanography*, 2: 23(3).

<https://doi.org/10.1029/2008PA001598>

Klotzbach, P. J. (2011). The influence of El Niño–Southern Oscillation and the Atlantic multidecadal oscillation on Caribbean tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 24(3), 721-731. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3705.1>

Knight, J. R., Allan, R. J., Folland, C. K., Vellinga, M., & Mann, M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(20). <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>

Kostov, Y., Armour, K. C., & Marshall, J. (2014). Impact of the Atlantic meridional overturning circulation on ocean heat storage and transient climate change. *Geophysical Research Letters*, 41(6), 2108-2116. <https://doi.org/10.1002/2013GL058998>

Lamb, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0)

Lamb, H. H. (1987). What can historical records tell us about the breakdown of the medieval warm climate in Europe in the fourteenth and fifteenth centuries-an experiment. *Atmospheric Physics*, 60, 131-143.

Lane, C. S., Horn, S. P., Mora, C. I., & Orvis, K. H. (2009). Late-Holocene paleoenvironmental change at mid-elevation on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic: a multi-site, multi-proxy analysis. *Quaternary Science Reviews*, 28(23-24), 2239-2260. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.04.013>

Lane, C. S., Horn, S. P., Orvis, K. H., & Thomason, J. M. (2011). Oxygen isotope evidence of Little Ice Age aridity on the Caribbean slope of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Quaternary Research*, 75(3), 461-470. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.01.002>

Last, W. M. (1982). Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada. *Sedimentology*, 29(5), 691-704. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00074.x>

Références bibliographiques

Last, W. M. (2002). Mineralogical analysis of lake sediments. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 143-187). Springer, Dordrecht.

https://link.springer.com/chapter/10.1007/0-306-47670-3_6

Latif, M., & Barnett, T. P. (1994). Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266(5185), 634-637. <https://doi.org/10.1126/science.266.5185.634>

Latif, M., & Barnett, T. P. (1996). Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. *Journal of Climate*, 9(10), 2407-2423. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009%3C2407:DCVOTN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009%3C2407:DCVOTN%3E2.0.CO;2)

Le Gouche, C. (2017). *Sédimentation de la matière organique dans les bassins profonds: cas du Bassin Arctique à l'Eocène* (Doctoral dissertation, Université Rennes 1). <https://theses.hal.science/tel-01637627/>

Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Korsbakken, J. I., Peters, G. P., ... & Zaehle, S. (2016). Global carbon budget 2016. *Earth System Science Data*, 8(2), 605-649. <https://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016>

Lechleitner, F. A., Breitenbach, S. F., Rehfeld, K., Ridley, H. E., Asmerom, Y., Prufer, K. M., ... & Baldini, J. U. (2017). Tropical rainfall over the last two millennia: evidence for a low-latitude hydrologic seesaw. *Scientific Reports*, 7(1), 1-9. <https://www.nature.com/articles/srep45809>

Lehodey, P., Alheit, J., Barange, M., Baumgartner, T., Beaugrand, G., Drinkwater, K., ... & Roy, C. (2006). Climate variability, fish, and fisheries. *Journal of Climate*, 19(20), 5009-5030. <https://doi.org/10.1175/JCLI3898.1>

Lewis, D. W., 1984. *Practical Sedimentology*. Hutchinson Ross Publishing Company. New York, 227 pp.

Linsley, B. K., Dunbar, R. B., Wellington, G. M., & Mucciarone, D. A. (1994). A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C5), 9977-9994. <https://doi.org/10.1029/94JC00360>

Références bibliographiques

- Lovley, D. R., Phillips, E. J., Gorby, Y. A., & Landa, E. R. (1991). Microbial reduction of uranium. *Nature*, 350(6317), 413-416. <https://www.nature.com/articles/350413a0>
- Luzzadder-Beach, S., Beach, T. P., & Dunning, N. P. (2012). Wetland fields as mirrors of drought and the Maya abandonment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(10), 3646-3651. <https://doi.org/10.1073/pnas.1114919109>
- Malmgren, B. A., Winter, A., & Chen, D. (1998). El Nino–southern oscillation and North Atlantic oscillation control of climate in Puerto Rico. *Journal of Climate*, 11(10), 2713-2717. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C2713:ENOSOA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3C2713:ENOSOA%3E2.0.CO;2)
- Mann, M. E. (2002). Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1(504), e509.
- Mann, M. E. (2002). Medieval climatic optimum. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 514-516.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *science*, 326(5957), 1256-1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1080. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C1069:APICOW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078%3C1069:APICOW%3E2.0.CO;2)
- Marchitto, T. M., & Demenocal, P. B. (2003). Late Holocene variability of upper North Atlantic Deep Water temperature and salinity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12). <https://doi.org/10.1029/2003GC000598>
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Soares, W. R., Alves, L. M., & Nobre, C. A. (2012). Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2), 73-85. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-011-0465-1>

Références bibliographiques

Mariotti, A., Lancelot, C., & Billen, G. (1984). Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(3), 549-555. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90283-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90283-7)

Matthes, H. (1988). Evaluation de la situation de la peche sur les lacs en Haiti. Port-au-Prince (Haiti). 84 p. Data ownerFI /FIRA

Mayr, C., Stojakowits, P., Lempe, B., Blaauw, M., Diersche, V., Grohgan, M., ... & Zolitschka, B. (2019). High-resolution geochemical record of environmental changes during MIS 3 from the northern Alps (Nesselstalgraben, Germany). *Quaternary Science Reviews*, 218, 122-136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.013>

McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4). <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>

McManus, J., Berelson, W. M., Severmann, S., Poulson, R. L., Hammond, D. E., Klinkhammer, G. P., & Holm, C. (2006). Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: paleoproxy potential. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 70(18), 4643-4662. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1564>

McWilliams, J. P., Côté, I. M., Gill, J. A., Sutherland, W. J., & Watkinson, A. R. (2005). Accelerating impacts of temperature-induced coral bleaching in the Caribbean. *Ecology*, 86(8), 2055-2060. <https://doi.org/10.1890/04-1657>

Medina-Elizalde, M., & Rohling, E. J. (2012). Collapse of Classic Maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335(6071), 956-959. <https://doi.org/10.1126/science.1216629>

Medina-Elizalde, M., Burns, S. J., Lea, D. W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., ... & Karmalkar, A. (2010). High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1-2), 255-262. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.016>

Références bibliographiques

- Melice, J. L., & Servain, J. (2003). The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. *Climate Dynamics*, 20(5), 447-464. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-002-0289-x>
- Menking, K. M. (1997). Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 25-36. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2317-5.25>
- Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic geochemistry*, 27(5-6), 213-250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1)
- Meyers, P. A., & Eadie, B. J. (1993). Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. *Organic Geochemistry*, 20(1), 47-56. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90080-U](https://doi.org/10.1016/0146-6380(93)90080-U)
- Meyers, P. A., & Lallier-Vergès, E. (1999). Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21(3), 345-372. <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1008073732192>
- Meyers, P. A., & Teranes, J. L. (2002). Sediment organic matter. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 239-269). Springer, Dordrecht. https://link.springer.com/chapter/10.1007/0-306-47670-3_9
- Meyers, P. A., Leenheer, M. J., Eadie, B. J., & Maule, S. J. (1984). Organic geochemistry of suspended and settling particulate matter in Lake Michigan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(3), 443-452. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90273-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90273-4)
- Mimura, M., & Aitken, S. N. (2007). Adaptive gradients and isolation-by-distance with postglacial migration in *Picea sitchensis*. *Heredity*, 99(2), 224-232. <https://www.nature.com/articles/6800987>
- Mizutani, H., & Wada, E. (1982). Effect of high atmospheric CO₂ concentration on δ^{13} of algae. *Origins of life*, 12(4), 377-390. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00927070>

Références bibliographiques

- Moberg, A., & Jones, P. D. (2004). Regional climate model simulations of daily maximum and minimum near-surface temperatures across Europe compared with observed station data 1961–1990. *Climate Dynamics*, 23(7), 695-715. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-004-0464-3>
- Moknatian, M., & Piasecki, M. (2021). Development of predictive models for water budget simulations of closed-basin lakes: case studies of Lakes Azuei and Enriquillo on the Island of Hispaniola. *Hydrology*, 8(4), 148. <https://doi.org/10.3390/hydrology8040148>
- Morford, J. L., Emerson, S. R., Breckel, E. J., & Kim, S. H. (2005). Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(21), 5021-5032. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.05.015>
- Moron, V., Frelat, R., Jean-Jeune, P. K., & Gaucherel, C. (2015). Interannual and intra-annual variability of rainfall in Haiti (1905–2005). *Climate Dynamics*, 45, 915-932. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-014-2326-y>
- Morse, J. W., Arvidson, R. S., & Lüttge, A. (2007). Calcium carbonate formation and dissolution. *Chemical reviews*, 107(2), 342-381. <https://doi.org/10.1021/cr050358j>
- Müller, G., & Wagner, F. (1978). Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. *Modern and ancient lake sediments*, 2, 57-81. <https://doi.org/10.1002/9781444303698.ch4>
- Müller, G., Irion, G., & Förstner, U. (1972). Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates. *Naturwissenschaften*, 59, 158-164. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00637354>
- Nigam, S., Guan, B., & Ruiz-Barradas, A. (2011). Key role of the Atlantic multidecadal oscillation in 20th century drought and wet periods over the Great Plains. *Geophysical Research Letters*, 38(16). <https://doi.org/10.1029/2011GL048650>
- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S., & Whitlow, S. I. (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270(5244), 1962-1964. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.270.5244.1962>

Références bibliographiques

Olsen, P. E. (1990). Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems- Examples from Newark Supergroup of Eastern North America: Chapter 13.

Ordóñez, S., & Del, M. D. L. A. G. (1994). Deposition and diagenesis of sodium-calcium sulfate salts in the tertiary saline lakes of the Madrid Basin, Spain. ISBN 1 56576 014 X

Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., ... & Zielinski, G. (1997). Arctic environmental change of the last four centuries. *science*, 278(5341), 1251-1256. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1251>

Parry, W. T., & Reeves, C. C. (1968). Clay mineralogy of pluvial lake sediments, southern High Plains, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 38(2), 516-529. <https://doi.org/10.1306/74D719D8-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Peterson, B. J., & Fry, B. (1987). Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual review of ecology and systematics*, 293-320. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.18.110187.001453>

Peterson, B. J., & Howarth, R. W. (1987). Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia 1. *Limnology and oceanography*, 32(6), 1195-1213. <https://doi.org/10.4319/lo.1987.32.6.1195>

Peterson, T. C., Taylor, M. A., Demeritte, R., Duncombe, D. L., Burton, S., Thompson, F., ... & Gleason, B. (2002). Recent changes in climate extremes in the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D21), ACL-16. <https://doi.org/10.1029/2002JD002251>

Peterson, L. C., & 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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 97-113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.021>

Philander, S. G. (1990). *El Niño, La Niña, and the southern oscillation* (No. 04; GC296. 8. E4, P4.). https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q

Références bibliographiques

POULIN, C., HAMELIN, B., VALLET-COULOMB, C., AMNGAR, G., LOUKMAN, B., CRÉTAUX, J. F., ... & Deschamps, P. (2019). Étude de la dynamique hydrologique des lacs Iro et Fitri par une approche isotopique. DOI : 10.4000/books.irdeditions.30631

Pulwarty, R. S., Nurse, L. A., & Trotz, U. O. (2010). Caribbean islands in a changing climate. *Environment*, 52(6), 16-27. <https://doi.org/10.1080/00139157.2010.522460>

Queralt, I., Julia, R., Plana, F., & Bischoff, J. L. (1997). A hydrous Ca-bearing magnesium carbonate from playa lake sediments, Salines Lake, Spain. *American Mineralogist*, 82(7-8), 812-819. <https://doi.org/10.2138/am-1997-7-820>

Rayner, N. A. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., ... & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14). <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>

Renaut, R. W., Tiercelin, J. J., & Owen, R. B. (1986). Mineral precipitation and diagenesis in the sediments of the Lake Bogoria basin, Kenya Rift Valley. *Geological Society, London, Special Publications*, 25(1), 159-175. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.025.01.14>

Riboulleau, A., Baudin, F., Deconinck, J. F., Derenne, S., Largeau, C., & Tribovillard, N. (2003). Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197(3-4), 171-197. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00460-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00460-7)

Richey, J. N., Poore, R. Z., Flower, B. P., & Quinn, T. M. (2007). 1400 yr multiproxy record of climate variability from the northern Gulf of Mexico. *Geology*, 35(5), 423-426. <https://doi.org/10.1130/G23507A.1>

Rodríguez-Clemente, R., & Tardy, Y. (Eds.). (1987). *Geochemistry and Mineral Formation in the Earth Surface: Proceedings of the International Meeting " Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation"*, Held in Granada (Spain), 16-22 March, 1986. Editorial CSIC-CSIC Press. <https://books.google.ht/books?hl=fr&lr>

Références bibliographiques

- Romero Luna, E. J., & Poteau, D. (2011). *Water level fluctuations of Lake Enriquillo and Lake Saumatre in response to environmental changes*. <https://hdl.handle.net/1813/23555>
- Ronchail, J., Cochonneau, G., Molinier, M., Guyot, J. L., De Miranda Chaves, A. G., Guimarães, V., & De Oliveira, E. (2002). Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(13), 1663-1686. <https://doi.org/10.1002/joc.815>
- Rosenmeier, M. F., Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., & Guilderson, T. P. (2002). A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Petén, Guatemala. *Quaternary Research*, 57(2), 183-190. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2305>
- Rullkötter, J. (2006). Organic matter: the driving force for early diagenesis. In *Marine geochemistry* (pp. 125-168). Springer, Berlin, Heidelberg. https://link.springer.com/chapter/10.1007/3-540-32144-6_4
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., ... & Millero, F. J. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *science*, 305(5682), 367-371. <https://doi.org/10.1126/science.1097403>
- Saenger, C., Cohen, A. L., Oppo, D. W., Halley, R. B., & Carilli, J. E. (2009). Surface-temperature trends and variability in the low-latitude North Atlantic since 1552. *Nature Geoscience*, 2(7), 492-495. <https://www.nature.com/articles/ngeo552>
- Salvany, J. M., & Ortí, F. (1994). Miocene glauberite deposits of Alcanadre, Ebro Basin, Spain: Sedimentary and diagenetic processes. https://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP50/Miocene_Glauberite_Deposits_of_Alcanadre.htm
- Schlesinger, M. E., & Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367(6465), 723. <https://www.nature.com/articles/367723a0>

Références bibliographiques

Schütt, B. (1998). Reconstruction of Holocene paleoenvironments in the endorheic basin of Laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of mineralogical and geochemical characters from lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 20(3), 217-234. <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1007924000636>

Schwoerbel, J. (1999). Einführung in die Limnologie.-1-465. *Gustav Fischer) Stuttgart*.

Siedler, G., Griffies, S. M., Gould, J., & Church, J. A. (2013). *Ocean circulation and climate: a 21st century perspective* (Vol. 103). Academic Press. <https://oceanrep.geomar.de/id/eprint/22800>

Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velazco, F., Field, D., ... & Baumgartner, T. (2008). Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography*, 79(2-4), 190-197. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.024>

Sifeddine, A., Wirrmann, D., Albuquerque, A. L. S., Turcq, B., Cordeiro, R. C., Gurgel, M. H., & Abrão, J. J. (2004). Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214(1-2), 41-53. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.06.012>

Silliman, J. E., Meyers, P. A., Ostrom, P. H., Ostrom, N. E., & Eadie, B. J. (2000). Insights into the origin of perylene from isotopic analyses of sediments from Saanich Inlet, British Columbia. *Organic Geochemistry*, 31(11), 1133-1142. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00120-0](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00120-0)

Singh, B. (1997). Climate changes in the greater and southern Caribbean. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 17(10), 1093-1114. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199708\)17:10%3C1093::AID-JOC187%3E3.0.CO;2-L](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199708)17:10%3C1093::AID-JOC187%3E3.0.CO;2-L)

Smith, G. I., & Friedman, I. (1986). Seasonal diagenetic changes in salt of Owens lake. In *Studies in Diagenesis* (Vol. 1578, pp. 21-29). US Geological Survey Bulletin California.

Smoot, J. P., & Lowenstein, T. K. (1991). Depositional environments of non-marine evaporites. In *Developments in sedimentology* (Vol. 50, pp. 189-347). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70261-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70261-9)

Références bibliographiques

Solotchina, E. P., & Solotchin, P. A. (2014). Composition and structure of low-temperature natural carbonates of the calcite-dolomite series. *Journal of Structural Chemistry*, 55(4), 779-785. <https://link.springer.com/article/10.1134/S0022476614040295>

Stansell, N. D., Steinman, B. A., Abbott, M. B., Rubinov, M., & Roman-Lacayo, M. (2013). Lacustrine stable isotope record of precipitation changes in Nicaragua during the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Geology*, 41(2), 151-154. <https://doi.org/10.1130/G33736.1>

Stephenson, T. S., Vincent, L. A., Allen, T., Van Meerbeeck, C. J., McLean, N., Peterson, T. C., ... & Trotman, A. R. (2014). Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961–2010. *International Journal of Climatology*, 34(9), 2957-2971. <https://doi.org/10.1002/joc.3889>

Stott, P. A., Tett, S. F. B., Jones, G. S., Allen, M. R., Mitchell, J. F. B., & Jenkins, G. J. (2000). External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *science*, 290(5499), 2133-2137. <https://doi.org/10.1126/science.290.5499.2133>

Stott, P. A., Tett, S. F., Jones, G. S., Allen, M. R., Ingram, W. J., & Mitchell, J. F. (2001). Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dynamics*, 17(1), 1-21. <https://link.springer.com/article/10.1007/PL00007924>

Stuiver, M., Reimer, P. J., & Braziunas, T. F. (1998). High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40(3), 1127-1151. <https://doi.org/10.1017/S0033822200019172>

Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2022, CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2022-05-13

Sutton, R. T., & Hodson, D. L. (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *science*, 309(5731), 115-118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>

Sutton, R. T., & Hodson, D. L. (2007). Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 20(5), 891-907. <https://doi.org/10.1175/JCLI4038.1>

Références bibliographiques

Talbot, M. R., & Lærdal, T. (2000). The Late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter *Journal of Paleolimnology*, 23(2), 141-164.

<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1008029400463>

Taylor, G. T., Muller-Karger, F. E., Thunell, R. C., Scranton, M. I., Astor, Y., Varela, R., ... & Doherty, O. (2012). Ecosystem responses in the southern Caribbean Sea to global climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(47), 19315-19320.

<https://doi.org/10.1073/pnas.1207514109>

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.

<https://www.osti.gov/biblio/6582885>

Teller, J. T., & Last, W. M. (1981). Late Quaternary history of Lake Manitoba, Canada. *Quaternary Research*, 16(1), 97-116. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90130-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90130-7)

Teranes, J. L., & Bernasconi, S. M. (2000). The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by $\delta^{15}\text{N}$ values in lake organic matter—A study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland. *Limnology and Oceanography*, 45(4), 801-813.

<https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.4.0801>

Tierney, J. E., Abram, N. J., Anchukaitis, K. J., Evans, M. N., Giry, C., Kilbourne, K. H., ... & Zinke, J. (2015). Tropical sea surface temperatures for the past four centuries reconstructed from coral archives. *paleoceanography*, 30(3), 226-252. <https://doi.org/10.1002/2014PA002717>

Toba, N. (2009). Potential economic impacts of climate change in the Caribbean Community. *Assessing the potential consequences of climate destabilization in Latin America*.

Tompa, É., Nyirő-Kósa, I., Rostási, Á., Cserny, T., & Pósfai, M. (2014). Distribution and composition of Mg-calcite and dolomite in the water and sediments of Lake Balaton. *Central European Geology*, 57(2), 113-136. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.57.2014.2.1>

Torres, I. C., Inglett, P. W., Brenner, M., Kenney, W. F., & Ramesh Reddy, K. (2012). Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) values of sediment organic matter in subtropical lakes of different

Références bibliographiques

trophic status. *Journal of Paleolimnology*, 47(4), 693-706. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-012-9593-6>

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1-2), 12-32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>

Tribovillard, N., Ramdani, A., & Trentesaux, A. (2005). Controls on organic accumulation in Upper Jurassic shales of northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry. <https://doi.org/10.2110/pec.05.82.0145>

Turner, B. L., & Sabloff, J. A. (2012). Classic Period collapse of the Central Maya Lowlands: Insights about human–environment relationships for sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(35), 13908-13914. <https://doi.org/10.1073/pnas.1210106109>

Valero-Garcés, B. L., & Kelts, K. R. (1995). A sedimentary facies model for perennial and meromictic saline lakes: Holocene Medicine Lake Basin, South Dakota, USA. *Journal of Paleolimnology*, 14(2), 123-149. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00735478>

Vare, L. L., Masse, G., Gregory, T. R., Smart, C. W., & Belt, S. T. (2009). Sea ice variations in the central Canadian Arctic Archipelago during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(13-14), 1354-1366. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.01.013>

Vinukollu, R. K., Meynadier, R., Sheffield, J., & Wood, E. F. (2011). Multi-model, multi-sensor estimates of global evapotranspiration: Climatology, uncertainties and trends. *Hydrological Processes*, 25(26), 3993-4010. <https://doi.org/10.1002/hyp.8393>

Sun, W., Jayaraman, S., Chen, W., Persson, K. A., & Ceder, G. (2015). Nucleation of metastable aragonite CaCO₃ in seawater. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(11), 3199-3204. <https://doi.org/10.1073/pnas.1423898112>

Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate dynamics*, 29(4), 411-422. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-007-0243-z>

Références bibliographiques

Wang, Y., Zhang, D., Shen, Z., Feng, C., & Chen, J. (2013). Revealing sources and distribution changes of dissolved organic matter (DOM) in pore water of sediment from the Yangtze estuary. *PloS one*, 8(10), e76633. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0076633>

Webster, D. M., & Jones, B. F. (1994). Paleoenvironmental implications of lacustrine clay minerals from the Double Lakes Formation, southern High Plains, Texas. https://archives.datapages.com/data/meta/sepm_sp/SP50/Paleoenvironmental_Implications_firstpage.pdf

Webster, D., Murtha, T., Straight, K. D., Silverstein, J., Martinez, H., Terry, R. E., & Burnett, R. (2007). The great Tikal earthwork revisited. *Journal of Field Archaeology*, 32(1), 41-64. <https://doi.org/10.1179/009346907791071700>

Weiss, H., & Bradley, R. S. (2001). What drives societal collapse?. *Science*, 291(5504), 609-610. <https://doi.org/10.1126/science.1058775>

Woollings, T., Harvey, B., Zahn, M., & Shaffrey, L. (2012). On the role of the ocean in projected atmospheric stability changes in the Atlantic polar low region. *Geophysical Research Letters*, 39(24). <https://doi.org/10.1029/2012GL054016>

Wunsch, C. (2002). What is the thermohaline circulation?. *Science*, 298(5596), 1179-1181. <https://doi.org/10.1126/science.1079329>

Zhang, R., & Delworth, T. L. (2006). Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17712. <https://doi.org/10.1029/2006GL026267>

Zhang, R. (2008). Coherent surface-subsurface fingerprint of the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 35 (20), L2070. <https://doi.org/10.1029/2008GL035463>

Zhao, C., & Garrett, T. J. (2015). Effects of Arctic haze on surface cloud radiative forcing. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 557-564. <https://doi.org/10.1002/2014GL062015>