

ÿ Hypoxie au cours de l'Holocène sur la plateforme nord traceurs sédimentologiques et paléontologiques

Auteur : Matossian, Alice

Promoteur(s) : Fagel, Nathalie

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en océanographie, à finalité approfondie

Année académique : 2018-2019

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/6934>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.



Faculté des Sciences

Département de Géologie

Laboratoire AGES

Promotrice : Prof. Nathalie FAGEL

Hypoxie au cours de l'Holocène sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire – traceurs sédimentologiques et paléontologiques

Par
Alice Ofélia Matossian
2^e Master en Océanographie

Année Académique 2018 – 2019

Conformément aux règles imposées à la rédaction, ce mémoire ne doit pas dépasser 50 pages,
rédigées en Times 12 ou équivalent

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je remercie ma promotrice la Professeure Nathalie Fagel pour l'aide qui m'a été apportée, tant pour mon mémoire que pour le choix du stage.

Je remercie également les autres membres du projet BenthOx qui ont contribué à ce mémoire en fournissant une aide non négligeable tout au long de l'année académique : Marilaure Grégoire (professeure à l'ULiège), Arthur Capet (post-doctorant à l'ULiège), Audrey Plante (doctorante en cotutelle à l'ULB et à l'ULiège), Lei Chou (professeure à l'ULB) et Sarah Robinet (mémoire en géologie à l'ULiège).

Merci aussi au Professeur Frédéric Boulvain, à François Fontaine et à Jemaa Amakrane qui ont contribué à l'interprétation de certains résultats.

I would like to thank dr hab. inz. Natalia Piotrowska and dr inz. Barbara Sensula for the explanations about the ^{14}C datations and for the interesting internship in the Institute of Physics (Gliwice, Poland).

Je tiens aussi à remercier ma famille qui me pousse continuellement à avancer. Merci à mes parents (Bruno & Chantal) pour leurs encouragements et leur soutien. Merci à S&W pour leur regard compatissant durant les longues journées de travail.

Finalement, merci aux géo-amis, à Nijntje et aux océanos avec qui j'ai passé un nouveau master riche en nouvelles expériences!

ABSTRACT

Hypoxia, i.e. the deoxygenation of an aqueous environment, is a major issue which impacts coastal areas all over the world. Hypoxia modifies both the water body chemistry and the sediment geochemistry and it consequently affects benthic communities and food webs including fisheries. Hypoxia is mainly due to the combination of natural and anthropogenic factors leading to the stratification and the eutrophication of the water column.

The BenthOx project aims to understand how the seasonal coastal hypoxia occurs on the northwestern shelf of the Black Sea and to determine its consequences on the ecosystem functioning. This work is focused on the reconstruction of the long-term evolution of hypoxia over the Holocene using a multiproxy approach. In particular sedimentological and palaeontological tracers were used to identify hypoxic events.

In collaboration with the EMBLAS-II project, several gravity cores were taken in 2016 from the Black Sea shelf. Two of them were studied in detail: the GC7 core, which was taken at the mouth of the Danube, and the GC15 core, which was drilled in the Odessa Bay. The sedimentological methods including the observation of the sediment (SCOPIX and thin sections), loss on ignition and laser granulometry, were used to identify the lithological facies of the cores. The palaeontological analysis focused on the identification and counting of foraminifera to calculate the Benthic Foraminiferal Oxygen Index (BFOI) developed by Kaiho (1994) in order to evidence the hypoxic events. Moreover, datations were achieved (^{14}C & ^{210}Pb).

The sedimentological features and the datations allowed us to correlate the two studied cores with the stratigraphic units defined by Oaie & Melinte-Dobrinescu (2012) on the Black Sea shelf. The GC7 core, which is highly laminated, corresponds to the “Shallow Unit”. The GC15 core is more heterogeneous, showing both laminated units and tempestites and covers the “Shallow Unit” and the “Shell Hash Layer”.

As *Ammonia* spp. and *Elphidium* spp. are two abundant kinds of benthic foraminifera in the Black Sea, we decided to test the adequacy of the BFOI, and more particularly the *Ammonia-Elphidium* index developed by Sen Gupta *et al.* (1996), to characterize hypoxic events in the context of the Black Sea shelf. However, only a few species and individuals were found in the GC7 core. Since foraminifera are also sensitive to salinity changes, this observation may reflect the dilution of saline waters by freshwater inputs from the nearby Danube. It is also possible that the GC15 core shows this foraminiferal assemblage sensitivity to salinity due to the proximal location of the core. So, the BFOI might not be relevant in such case.

Keywords: Hypoxia, Black Sea, shelf, sediment, SCOPIX, thin sections, LOI, foraminifera index, datations

RÉSUMÉ

L'hypoxie correspond à une sous-saturation du milieu en oxygène et constitue un problème majeur impactant les zones côtières dans l'ensemble des océans. L'hypoxie affecte les organismes benthiques et ainsi l'ensemble de la chaîne trophique jusqu'aux ressources halieutiques, en modifiant le chimisme de l'eau. L'hypoxie est due à la combinaison de deux phénomènes accentués par l'activité humaine : la stratification et l'eutrophisation de la colonne d'eau.

Le projet BenthOx vise à étudier l'hypoxie saisonnière se produisant sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. Les différents membres du projet ont pour but de déterminer quelles sont les conséquences de ce phénomène sur le fonctionnement de l'écosystème de la plateforme. Ce travail a pour objectif de reconstruire l'évolution de l'hypoxie durant l'Holocène en utilisant différents traceurs sédimentologiques et paléontologiques.

Différentes carottes ont été prélevées sur la plateforme en 2016, lors d'une collaboration avec le projet EMBLAS-II. Deux de ces carottes ont été étudiées en détail : la carotte GC7 (embouchure du Danube) et la carotte GC15 (baie d'Odessa). Les méthodes sédimentologiques, qui comprennent l'observation directe du sédiment (SCOPIX et lames minces), les pertes au feu et la granulométrie laser, avaient pour but d'identifier les différents faciès. L'analyse paléontologique consistait en l'identification et le comptage des foraminifères benthiques présents dans certains échantillons. L'indice "Benthic Foraminiferal Oxygen Index" (BFOI), développé par Kaiho (1994), a été calculé afin d'identifier les potentielles phases d'hypoxie. Des datations (^{14}C et ^{210}Pb) ont également été effectuées.

L'identification des faciès et les datations ont permis de corréliser les deux carottes avec les unités stratigraphiques de la plateforme définies par Oaie & Melinte-Dobrinescu (2012). La carotte GC7, globalement laminée, correspond à la "Shallow Unit". La carotte GC15, plus hétérogène, avec des laminations et des tempestites, couvre la "Shallow Unit" et la "Shell Hash Layer".

Ammonia spp. et *Elphidium* spp. sont deux genres abondants dans les échantillons. Le BFOI, et plus particulièrement l'indice *Ammonia-Elphidium* (Sen Gupta *et al.*, 1996), ont pu être calculés. Cependant, seuls quelques individus ont pu être observés dans la plupart des échantillons de la carotte GC7. Ceci pourrait être lié aux changements de salinité à l'embouchure du Danube auxquels les foraminifères sont sensibles. Les assemblages de foraminifères de la carotte GC15 pourraient également être influencés par des variations de salinité. L'utilisation d'un indice d'hypoxie impliquant des foraminifères n'est en conséquence pas pertinente et est peu recommandée en environnement proximal.

Mots-clefs : Hypoxie, Mer Noire, plateforme, sédiment, SCOPIX, lames minces, pertes au feu, foraminifères, datations

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|----|
| Remerciements | 3 |
| Abstract..... | 5 |
| Résumé | 6 |
| Table des matières | 7 |
| Liste des figures et des tableaux | 9 |
| I. Introduction | 13 |
| II. Contextualisation de la Mer Noire | 14 |
| 1. Contexte géographique | 14 |
| 2. Contexte climatique | 16 |
| 3. Contexte océanographique..... | 17 |
| a. Bathymétrie | 17 |
| b. Courantologie actuelle | 17 |
| c. Température et salinité de surface..... | 18 |
| d. Balance hydrique | 19 |
| e. Structures hydrodynamique et biogéochimique..... | 20 |
| f. Hypoxie et impact anthropique..... | 22 |
| 4. Contexte géologique | 24 |
| III. Matériel et méthodes..... | 27 |
| 1. Zone d'étude : plateforme nord-ouest de la Mer Noire | 27 |
| 2. Matériel sédimentaire et sous-échantillonnage..... | 28 |
| 3. Méthodes employées | 29 |
| a. SCOPIX | 30 |
| b. Perte au feu | 31 |
| c. Granulométrie laser | 32 |
| d. Lames minces | 34 |
| e. Foraminifères benthiques..... | 34 |

| | |
|---|----|
| f. Datations (^{14}C & ^{210}Pb)..... | 39 |
| IV. Résultats et interprétation..... | 41 |
| 1. Ages modèles..... | 41 |
| 2. Lithologie..... | 43 |
| a. Description macroscopique des carottes | 43 |
| b. SCOPIX | 44 |
| c. Lames minces..... | 47 |
| d. Perte au feu | 48 |
| e. Granulométrie | 49 |
| f. Interprétation des méthodes sédimentologiques | 50 |
| 3. Assemblage de foraminifères | 55 |
| a. Comptage et Indice A-E..... | 55 |
| b. Interprétation..... | 59 |
| V. Discussion | 60 |
| VI. Conclusions..... | 63 |
| Références | 64 |
| Annexes | 70 |

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

- Figure 1 – Vue satellitaire de la Mer Noire, de la Mer d’Azov et de la Mer de Marmara, avec les principales sources en eau douce (bleu clair) et les pays limitrophes (jaune) (Google Earth©)... 14
- Figure 2 – Bassin versant de la Mer Noire (bleu transparent), avec les bassins versants du Danube (bleu), du Dniestr (vert) et du Dniepr (jaune) qui se jettent au niveau de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (réalisée à partir d’ArcGIS ; couches fournies par Esri). 15
- Figure 3 – Carte bathymétrique de la Mer Noire (d’après Vespremeanu & Golumbeanu, 2018). 17
- Figure 4 – Circulation cyclonique au sein de la Mer Noire, subdivisée en deux gyres (Stanev, 2005). L’échelle de couleur indique les variations du niveau marin simulées par le modèle DieCAST. 18
- Figure 5 – Modèle-boîte des flux hydriques (km³/an) au sein de la Mer Noire d’après Colodner *et al.* (1995) et Oguz & Kideys (2005). 19
- Figure 6 – Profils en température (gauche), salinité (milieu) et densité (droite) caractéristiques de la partie centrale de la Mer Noire durant l’hiver (a, b & c) et l’été (e, f & g) (Capet, 2014). La zone grise supérieure correspond à la thermocline saisonnière, la seconde zone représente la CIL et la zone grise inférieure est l’halocline permanente. 21
- Figure 7 – Structure biogéochimique de la partie centrale de la Mer Noire (d’après Capet, 2014). DO : oxygène dissout ; MO : matière organique. 22
- Figure 8 – Processus à l’origine de l’hypoxie en environnement de plateforme. 24
- Figure 9 – Subdivision stratigraphique du sédiment issu de la plateforme (« shallow setting ») et issu du bassin profond (« basinal setting »), avec la variation du niveau marin d’il y a 8000 ans BP (« Before Present ») à nos jours (Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). 26
- Figure 10 – Carte générale de la Mer Noire (en haut à gauche), avec un agrandissement de la zone d’étude (plateforme nord-ouest) représenté par l’encadré rouge et zoom sur la localisation des deux carottes étudiées en détail (Google Earth©). Les points rouges correspondent aux sites de forage pour le projet BenthOx (2016). Les points GC6 et GC7 se situent à l’embouchure du Danube. Le point GC12 est à l’embouchure du Dniepr et le point GC15 est situé dans la baie d’Odessa. 27
- Figure 11 – Sous-échantillonnage des carottes en deux cylindres eux-mêmes subdivisés en plusieurs échantillons selon les analyses prévues dans le cadre des mémoires (Département de Géologie ; ULiège). 29
- Figure 12 – Exemple de résultats obtenus suite au traitement des données (Migeon *et al.*, 1998). Les deux types d’analyses de ces résultats sont le « core logging processing » (encadré rouge), appliqué dans ce mémoire, et l’« imagery analysis ». 31
- Figure 13 – Origine des espèces de foraminifères présentes en Mer Noire (Yanko-Hombach, 2007). 36
- Figure 14 – Variation du nombre d’espèces de foraminifères, selon leur origine, sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (Yanko-Hombach, 2007). 37

- Figure 15 – Images prises au microscope électronique à balayage (MEB) de deux espèces de foraminifères, dont l'un est résistant aux conditions hypoxiques (A et B ; *Ammonia parkinsonia*) et l'autre en est plus sensible (C ; *Elphidium excavatum*). L'échelle est définie avec la barre blanche qui correspond à 100 μm (Sen Gupta *et al.*, 1996). 38
- Figure 16 – Ages modèles des carottes GC7 (gauche) et GC15 (droite) basé sur les datations ^{210}Pb et ^{14}C (Annexe 9). Les lignes noires donnent l'âge du sédiment selon la profondeur. Les surfaces grises correspondent à un intervalle de confiance de 95% pour l'âge modèle. Les barres horizontales bleues représentent l'incertitude de chaque mesure. Les barres rouges représentent les points qui ont été retirés de l'âge modèle suite à l'obtention d'inversions de l'âge. 42
- Figure 17 – Résultats sédimentologiques pour la carotte GC7. De gauche à droite : Unités lithologiques ; log lithologique (modifié d'après celui d'Audrey Plante, communication personnelle) et les niveaux supposés hypoxiques (encadrés oranges) ; photographie en couleurs réelles ; image SCOPIX ; profil d'intensité des rayons X ; pertes au feu ; granulométrie moyenne du sédiment et distribution granulométrique. Voir figure 18 pour la légende..... 45
- Figure 18 – Résultats sédimentologiques pour la carotte GC15. De gauche à droite : Unités lithologiques ; log lithologique (modifié d'après celui d'Audrey Plante, communication personnelle) et les niveaux supposés hypoxiques (encadrés oranges) ; photographie en couleurs réelles ; image SCOPIX ; profil d'intensité des rayons X ; pertes au feu ; granulométrie moyenne du sédiment et distribution granulométrique. 46
- Figure 19 – Illustration des différentes structures sédimentaires visibles dans les lames minces des carottes GC7 et GC15. A : sédiment finement laminé ; B : tempestite granoclassée ; C : niveau à coquilles (entières et débris) ; D et D' : structure géopétale ; E : terrier rempli de matière organique (bioturbation) ; F : potentielle fissure de synérèse. Les photos D', E et F ont été prises au microscope optique en lumière polarisée..... 48
- Figure 20 – Description des unités lithologiques définies pour l'ensemble de la carotte GC7 (voir l'annexe 15 pour plus de détails). 52
- Figure 21 – Description des unités lithologiques définies pour la carotte GC15 (voir l'annexe 15 pour plus de détails). 53
- Figure 22 – Exemple de foraminifères rencontrés dans les carottes GC7 et GC15 (Annexe 19). Photos prises au binoculaire et au microscope électronique à balayage (MEB), en utilisant des grossissements variables (voir échelle sur chaque photo). 56
- Figure 23 – Nombre de foraminifères observés en fonction de la profondeur pour la fraction sédimentaire supérieure à 150 μm dans les sections GC7-1, GC7-2, GC15-1 et GC15-2. La limite maximale fixée lors des comptages était de 200 individus, afin d'une part d'arrêter le comptage même si les échantillons présentaient une abondance de foraminifères plus élevée et d'autre part d'avoir des résultats représentatifs de l'échantillon..... 57
- Figure 24 – Corrélation entre l'indice A-E et le carbone organique total de la carotte GC7. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques. 57

| | |
|--|----|
| Figure 25 – Corrélation entre l'indice A-E et le carbone organique total de la carotte GC15. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques. | 58 |
| Figure 26 – Evolution de l'indice A-E en fonction de la profondeur pour la carotte GC7. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques. | 58 |
| Figure 27 – Evolution de l'indice A-E en fonction de la profondeur pour la carotte GC15. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques. | 59 |
| Figure 28 – Correspondance entre les unités définies au moyen des méthodes sédimentologiques et celles définies communément sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (Figure 9 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). Les datations (BC/AD) correspondent aux limites des unités et ont été établies à partir des âges modèles de GC7 et GC15. | 62 |
| Tableau 1 – Coordonnées de deux des carottes prélevées en 2016 pour le projet BenthOx (Figure 10), ainsi que leur profondeur de prélèvement et leur longueur. | 28 |

I. INTRODUCTION

La Mer Noire est un bassin semi-fermé sensible aux processus environnementaux et aux pressions anthropiques (Giosan *et al.*, 2012). L'eutrophisation et la stratification, c'est-à-dire l'isolement physique de la base de la colonne d'eau, y sont amplifiés et induisent de l'hypoxie saisonnière sur sa plateforme nord-ouest. Cette hypoxie influence l'ensemble des écosystèmes benthiques et des cycles biogéochimiques, dans la colonne d'eau et dans le sédiment. C'est un phénomène qui est de plus en plus globalement observé dans les zones côtières, et ce depuis plusieurs décennies. L'étude du sédiment issu de la plateforme pourrait permettre d'évaluer la récurrence générale de ces phases d'hypoxie en Mer Noire et de déterminer si des événements hypoxiques naturels peuvent être observés durant l'Holocène.

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du projet belge BenthOx, financé par le FNRS, dont le but est d'étudier cette hypoxie saisonnière sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. Deux mémoires se focalisent sur l'utilisation de traceurs géochimiques, sédimentaires et paléontologiques utiles à la mise en évidence, dans le sédiment prélevé sur la plateforme, de phases d'hypoxie. Un des mémoires est le fruit du travail de Sarah Robinet (Master en Sciences Géologiques) qui a principalement travaillé sur les méthodes géochimiques (DRX, XRF, ICP-MS, extraction séquentielle du fer réactif et observation des pyrites framboïdales). Le second mémoire s'est focalisé sur les méthodes sédimentaires (observation macroscopique, lames minces, SCOPIX, pertes au feu, granulométrie et datations) et sur une approche paléontologique impliquant des foraminifères benthiques. Il existe d'autres indices qualitatifs de l'hypoxie qui n'ont pas été appliqués : ces indices se basent sur l'utilisation d'autres organismes benthiques, de la minéralogie du sédiment, des restes d'organismes planctoniques (diatomées et dinoflagellés) et des rapports en isotopes stables. L'utilisation en parallèle de plusieurs traceurs permet de diminuer l'erreur d'identification des événements hypoxiques, certains indices pouvant être influencés par d'autres processus que l'hypoxie (Gooday *et al.*, 2009).

II. CONTEXTUALISATION DE LA MER NOIRE

1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

La Mer Noire, nommée également bassin pontique (Figure 1), est une mer semi-fermée d'une superficie de 466 200 km² et d'un volume de 530 000 km³. Elle est en contact avec la Mer de Marmara et l'océan mondial via le détroit du Bosphore, ainsi qu'avec la Mer d'Azov via le détroit de Kertch (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).



Figure 1 – Vue satellitaire de la Mer Noire, de la Mer d'Azov et de la Mer de Marmara, avec les principales sources en eau douce (bleu clair) et les pays limitrophes (jaune) (Google Earth©).

La Mer Noire est située au sud-est de l'Europe, entre 40°55' et 46°32' Nord de latitude et 27°27' et 41°42' Est de longitude. La Mer Noire est délimitée au nord par des plaines et des plateaux, au nord-ouest par les Carpates, au sud par la chaîne pontique, à l'ouest par un plateau de basse altitude et à l'est par le Grand Caucase. La Mer Noire a un périmètre de 4338 km, dont 1400 km correspondent à la côte turque, 992 km à la côte russe, 883 km à la côte ukrainienne, 310 km à la côte géorgienne, 300 km à la côte bulgare et 225 km à la côte roumaine. Il existe des tensions notables entre ces pays notamment liées à la gestion durable de l'ensemble du bassin et à la présence d'hydrocarbures au sein de la Mer Noire (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

Le bassin versant de la Mer Noire (Figure 2) a une superficie de 1 874 904 km². La Mer Noire possède le bassin versant le plus étendu des mers européennes (excepté la Mer Méditerranée). Son bassin versant a une longueur de 11 200 km, dont 8650 km sont situés en

Europe. Il peut être subdivisé en plusieurs sous-bassins qui s'étendent de l'Europe à l'Asie mineure. Le plus grand sous-bassin rassemble les bassins versants des principaux fleuves se jetant en Mer Noire : le Danube, le Dniestr, le Dniepr et le Boug (Figures 1 & 2) qui apportent environ 76% des apports totaux en eau douce (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

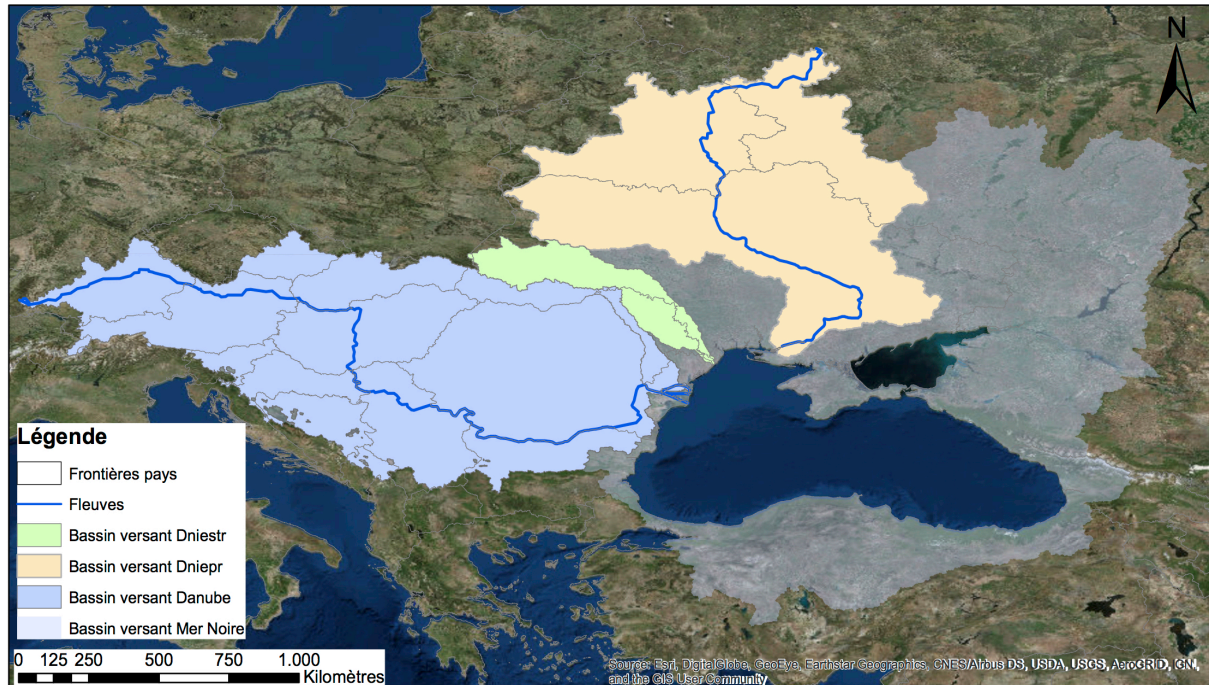


Figure 2 – Bassin versant de la Mer Noire (bleu transparent), avec les bassins versants du Danube (bleu), du Dniestr (vert) et du Dniepr (jaune) qui se jettent au niveau de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (réalisée à partir d'ArcGIS ; couches fournies par Esri).

Le Danube est le principal fleuve se jetant dans la Mer Noire, et dont les affluents proviennent d'une dizaine de pays européens. Il concentre ainsi une large quantité d'apports continentaux, dont du sédiment, des polluants et de la matière organique (Friedrich *et al.*, 2002 ; Grégoire & Friedrich, 2004 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). Son bassin versant correspond à plus de 43% du bassin versant total de la Mer Noire (Figure 2) (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018). Le Danube représente à lui seul à plus de 70% des apports en eau douce en Mer Noire, avec en moyenne 265 km³/an d'eau douce déversée (Friedrich *et al.*, 2002 ; Grégoire & Friedrich, 2004). En conséquence, le Danube a un impact majeur et peut, de par des variations de la composition des apports au cours du temps, modifier les cycles biogéochimiques de la Mer Noire et de sa plateforme (Friedrich *et al.*, 2002).

L'impact de l'Homme sur le Danube, et de surcroît sur la Mer Noire, ne s'est pas fait uniquement à partir de la Révolution Industrielle ou à partir des années 70. Déjà durant le Néolithique, les rives du Danube formaient une route qui liait le Croissant fertile et l'Europe. C'est en conséquence depuis plusieurs milliers d'années que les activités humaines ont un impact

sur la Mer Noire, notamment par l'utilisation du sol à partir d'il y a environ 7500 ans. La mise en place de l'agriculture a augmenté l'érosion du sol et donc la quantité d'apports sédimentaires au niveau de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. Ces apports ont permis l'expansion du delta du Danube. La déforestation massive du bassin versant du Danube depuis 500 voire 600 ans a également augmenté l'érosion et la quantité de sédiment et de nutriments dans la Mer Noire, permettant la prolifération de diatomées et de dinoflagellés et modifiant ainsi la chaîne trophique au sein de la Mer Noire (Giosan *et al.*, 2012).

Entre le début des années 60 et la fin des années 90, la quantité d'azote inorganique, de phosphate et de silicates déchargés dans la Mer Noire par le Danube a changé, avec respectivement une hausse d'un facteur 5 et 3 et une diminution d'un facteur 3 (Cociasu *et al.*, 1996 ; Friedrich *et al.* 2002). Le chimisme des apports fluviaux a été principalement impacté par l'agriculture et par la mise en place de barrages en amont du Danube en 1972 et en 1984. Ces barrages ont considérablement réduit les apports de sédiment et de silice dissoute dans la Mer Noire, influençant directement les communautés biologiques s'y trouvant. Ainsi, le phytoplancton est progressivement passé d'organismes à test siliceux (diatomées) à des organismes à test carbonaté (coccolithophoridés) (Humborg *et al.*, 1997 ; Friedrich *et al.*, 2002). Ces modifications à la base des chaînes trophiques ont aussi impacté les niveaux trophiques supérieurs, notamment en permettant le développement d'espèces opportunistes, telles que les méduses (Mee, 1992 ; Friedrich *et al.*, 2002).

2. CONTEXTE CLIMATIQUE

Le climat global est tempéré avec des saisons marquées et des radiations solaires inférieures à celles de la Méditerranée. La présence de chaînes de montagnes autour de la Mer Noire influence le climat en perturbant la circulation atmosphérique : le Grand Caucase stoppe les vents nordiques et favorise ainsi un climat subtropical sur la côte est de la Mer Noire ; les plaines au Nord laissent passer les masses d'air continental froid et sec qui impactent principalement la partie ouest du bassin de la Mer Noire. Il existe ainsi dans la Mer Noire plusieurs compartiments climatiques ayant des propriétés différentes (Annexe 1) : les compartiments ouest, est et central. Le compartiment ouest est influencé par les masses d'air continental qui arrivent par les plaines situées au nord, les hivers étant en conséquence froids et secs avec des vents puissants. Le compartiment est présente un climat subtropical suite à la présence du Grand Caucase à l'est, les hivers étant chauds et les étés étant humides. Le compartiment central a un climat intermédiaire entre les deux autres compartiments (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

3. CONTEXTE OCÉANOGRAPHIQUE

a. BATHYMÉTRIE

La Mer Noire est constituée d'un bassin profond et d'une large plateforme située au nord-ouest. La profondeur maximale de la Mer Noire est d'environ 2210 mètres, avec une profondeur moyenne de 1197 mètres. La bathymétrie de la Mer Noire est asymétrique avec un bassin profond à fond plat (Figure 3) et des pentes fortes de par et d'autre de la plaine abyssale. 24% de la superficie de la Mer Noire est à une profondeur située entre 0 et 100 m, 14% est entre 100 et 1000 m, 11% est entre 1000 et 1800 m et 51% de la surface est entre 1800 et 2210 m de profondeur (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

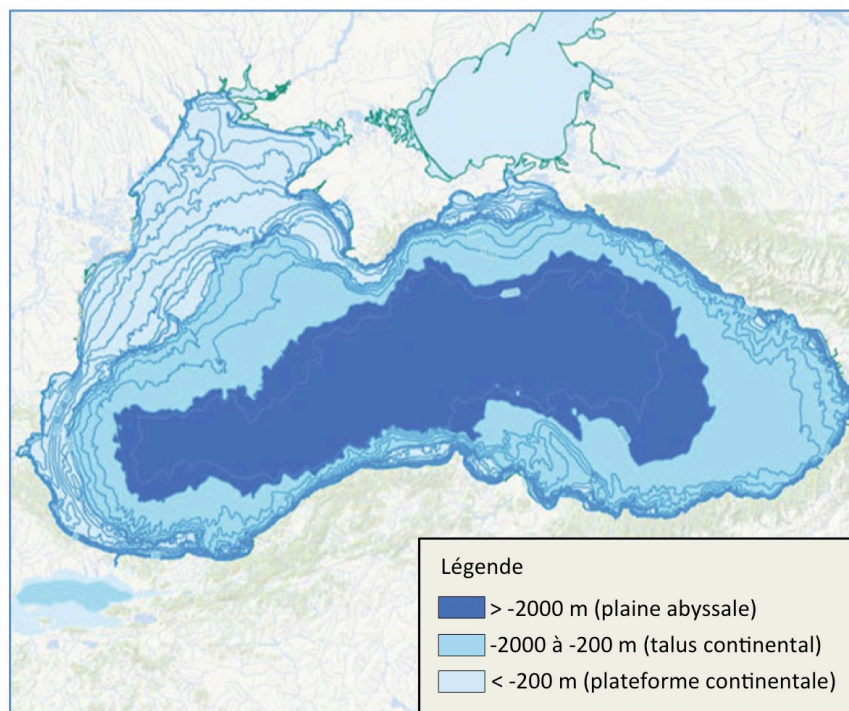


Figure 3 – Carte bathymétrique de la Mer Noire (d'après Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

b. COURANTOLOGIE ACTUELLE

La circulation de surface au sein de la Mer Noire est principalement influencée par la circulation atmosphérique cyclonique et par la topographie (Grégoire *et al.*, 2008). La circulation de surface est subdivisée en deux gyres cycloniques majeures de plusieurs centaines de kilomètres de large qui forment le courant de Rim, qui est lui-même la cause d'une variation de 20 cm de la hauteur du niveau marin entre les eaux côtières et les eaux du bassin ouvert (Figure 4) (Stanev, 2005). Le courant de Rim longe la pente continentale du bassin dans le nord-ouest et l'ouest de la Mer Noire, tandis que vers l'est, ce courant tend à s'éloigner des côtes. Les deux gyres sont la

gyre ouest, au sein du sous-bassin ouest de la Mer Noire et qui est de plus petite extension, et la gyre est, localisée dans le sous-bassin est (Stanev, 2005 ; Vespremeanu & Golumbeanu, 2018). Plusieurs tourbillons côtiers sont présents avec également plusieurs sous-gyres anticycloniques (Figure 4) telles que la gyre de Sevastopol (nord-ouest de la Mer Noire), la gyre du Caucase et la gyre de Batumi (sud-est de la Mer Noire) (Stanev, 2005). Ces circulations locales et côtières présentent une certaine variabilité temporelle surtout observée au niveau de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. Cette variabilité impacte la chaîne trophique et les échanges entre le milieu côtier et le bassin ouvert (Grégoire *et al.*, 2008).

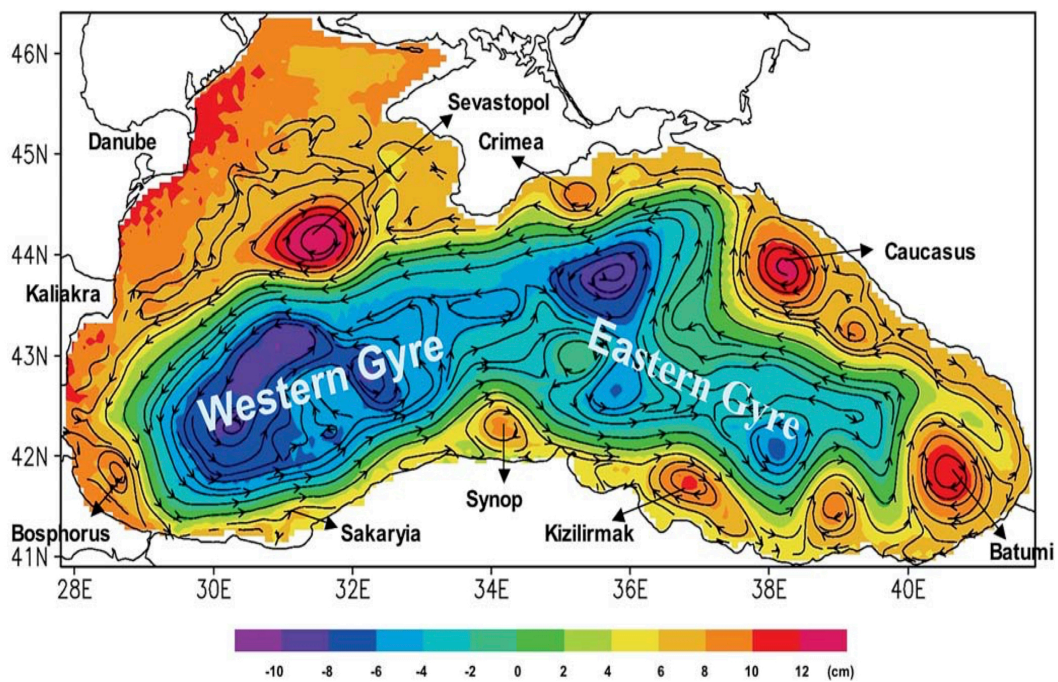


Figure 4 – Circulation cyclonique au sein de la Mer Noire, subdivisée en deux gyres (Stanev, 2005). L'échelle de couleur indique les variations du niveau marin simulées par le modèle DieCAST.

c. TEMPÉRATURE ET SALINITÉ DE SURFACE

La température de surface varie fortement selon la saison entre les deux sous-bassins et c'est en hiver que la différence de température est la plus importante (Annexe 2). Le sous-bassin ouest est celui dont la température moyenne est la plus faible en hiver et en été et dont la température de surface varie le plus au cours de l'année, du fait des apports fluviatiles et des vents venant du nord. Au début de l'automne, un refroidissement des eaux de surface s'opère ainsi du nord-est vers le sud-ouest (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

La salinité moyenne annuelle de l'eau de surface de la Mer Noire varie de 14,5‰, vers le delta du Danube, à 20,7‰ au centre du bassin. La salinité descend même sous 5‰ à

l'embouchure du Danube de par la quantité considérable d'eau douce apportée par ce dernier. Comme pour la température de surface, c'est dans le sous-bassin ouest qu'il existe une plus grande hétérogénéité de salinité au cours de l'année, suite aux apports fluviatiles, aux précipitations et à l'évaporation. C'est également dans ce sous-bassin que la salinité est la plus faible (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

d. BALANCE HYDRIQUE

Le bilan hydrique de la Mer Noire (Figure 5) a été défini par Colodner *et al.* (1995) sous forme de modèle-boîte représentant les eaux de surface et les eaux profondes. Ce modèle schématise les différents flux hydriques, c'est-à-dire les apports et retraits d'eau en km³/an, au sein de la Mer Noire, dont le volume total est de $5,3 \cdot 10^5$ km³. Les différents apports sont les apports fluviatiles (350 km³/an), les apports issus de la Méditerranée (304 km³/an), les précipitations (évaluées à 300 km³/an, bien que cela soit compliqué à déterminer de par l'extension de la Mer Noire et les différents compartiments climatiques) et les apports de la Mer d'Azov. Les retraits en eau sont les suivants : l'évaporation (350 km³/an), les retraits via le Bosphore (604 km³/an) et les retraits via le détroit de Kertch (Colodner *et al.*, 1995 ; Ozsoy & Unluata, 1997 ; Oguz & Kideys, 2005 ; Stanev, 2005).

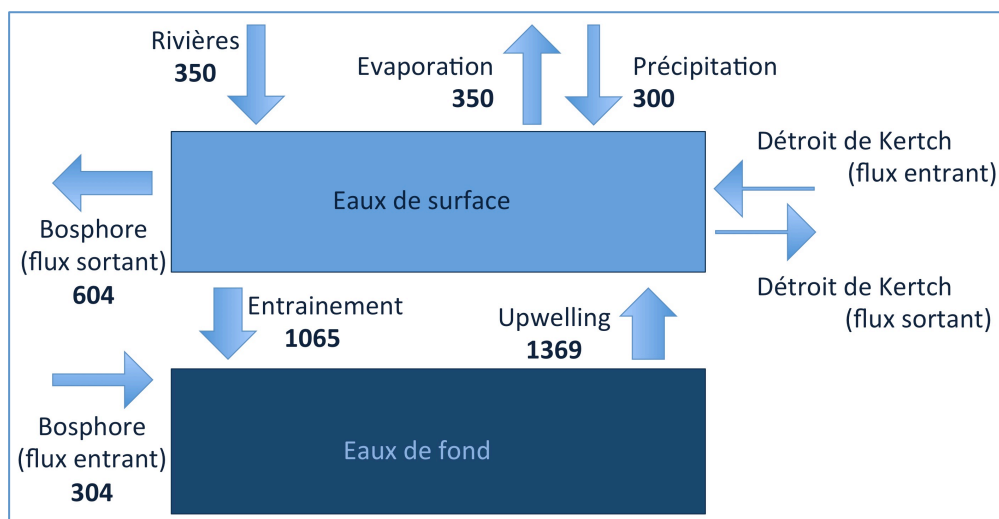


Figure 5 – Modèle-boîte des flux hydriques (km³/an) au sein de la Mer Noire d'après Colodner *et al.* (1995) et Oguz & Kideys (2005).

Il existe aussi des échanges entre les eaux de surface et les eaux profondes (1065 km³/an des eaux de surface vers les eaux profondes et 1369 km³/an via des upwellings). Les apports en

eau douce (fluviale et précipitations) sont supérieurs à l'évaporation, ce qui rend l'eau de surface de la Mer Noire moins salée que les eaux profondes.

Par sa morphologie, le détroit du Bosphore fonctionne comme un barrage qui ralentit le flux d'eau salée (38‰) de la Méditerranée et qui facilite le passage de l'eau plus douce de la Mer Noire vers la Mer de Marmara. Les eaux issues de la Méditerranée sont chaudes et salées et lorsqu'elles arrivent dans la Mer Noire via le détroit du Bosphore, ces eaux denses plongent en profondeur et forment les eaux profondes et anoxiques (Colodner *et al.*, 1995 ; Ozsoy & Unluata, 1997 ; Oguz & Kideys, 2005 ; Stanev, 2005).

e. STRUCTURES HYDRODYNAMIQUE ET BIOGÉOCHIMIQUE

Un front halin est présent au niveau de la plateforme de la Mer Noire, induit par l'importante quantité d'eau douce d'origine fluviale qui s'y jette. Ce front retient les masses d'eau douce sur la plateforme et empêche ainsi le mélange entre les eaux côtières moins salées et les eaux au large plus salées (Grégoire *et al.*, 2008).

Il existe également au sein de la Mer Noire une stratification permanente entre les masses d'eau de surface faiblement salée (17,9‰) d'origine fluviale et les masses d'eau profonde salée (22,5‰) issues de la Méditerranée (Ozsoy & Unluata, 1997 ; Grégoire *et al.*, 2008 ; Vespremeanu & Golumbeanu, 2018). Cette stratification est située vers 100 m de profondeur et limite les échanges verticaux entre les masses d'eau : seule l'eau de surface est mélangée et échange avec l'atmosphère, tandis que les masses d'eau profonde ont un temps de résidence qui peut aller de quelques années à plusieurs centaines d'années (Grégoire *et al.*, 2008). Entre les masses d'eau de surface et les masses d'eau profonde se trouve la « Cold Intermediate Layer » (CIL) dont les masses d'eau froide se forment en hiver et plongent jusqu'à 100 m de profondeur (Figure 6) (Stanev, 2005).

De plus, une stratification saisonnière (thermocline) est présente durant l'été et peut se trouver jusqu'à 45 m de profondeur (Figure 6). Il y a ainsi plusieurs masses d'eau d'un point de vue hydrodynamique : la couche de mélange (0 - 10 m), la couche sous la thermocline (10 - 45 m), la CIL (45 - 150 m) et la couche profonde homogène (Vespremeanu & Golumbeanu, 2018).

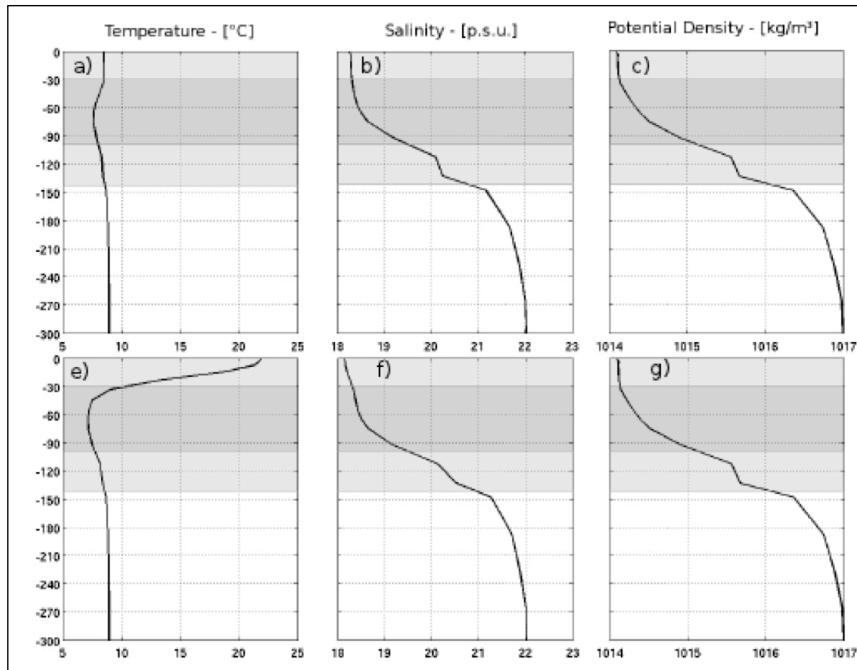


Figure 6 – Profils en température (gauche), salinité (milieu) et densité (droite) caractéristiques de la partie centrale de la Mer Noire durant l’hiver (a, b & c) et l’été (e, f & g) (Capet, 2014). La zone grise supérieure correspond à la thermocline saisonnière, la seconde zone représente la CIL et la zone grise inférieure est l’halocline permanente.

Il existe également une structure biogéochimique de la colonne d’eau qui dépend des apports en nutriments, des conditions climatiques et de la stratification verticale (Grégoire *et al.*, 2008). Cette structure varie spatialement, horizontalement et verticalement, et temporellement. Par exemple, d’un point de vue horizontal, les eaux de surface de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire sont eutrophiques tandis que celles de la partie centrale sont oligotrophiques. D’un point de vue vertical (Figure 7), il existe quatre masses d’eau dont l’eau de surface oxygénée (zone euphotique, riche en nutriments), l’oxycline et la nitracline (forte diminution d’O₂ et augmentation des nitrates), la zone suboxique et les eaux profondes (zone sulfidique, c’est-à-dire une zone enrichie en H₂S) (Grégoire *et al.*, 2008 ; Vespremeanu & Golumbeanu, 2018). Dans l’ensemble de la colonne d’eau (Figure 7), des processus biologiques se produisent et la matière organique se fait en grande partie recycler de manière aérobie, dans la zone euphotique et oxycline, et anaérobie, dans la zone suboxique et sulfidique (Capet, 2014).

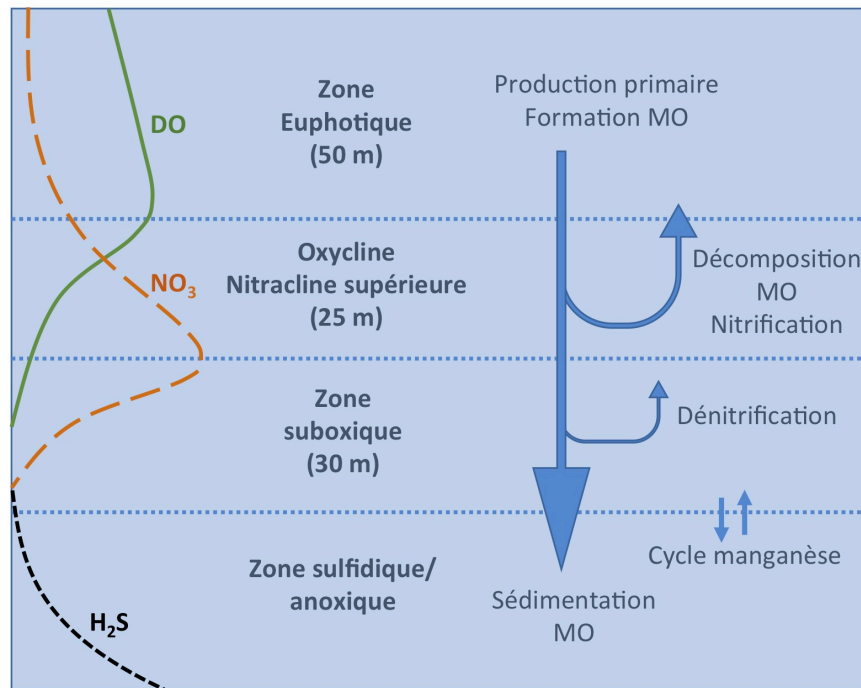


Figure 7 – Structure biogéochimique de la partie centrale de la Mer Noire (d’après Capet, 2014). DO : oxygène dissout ; MO : matière organique.

f. HYPOXIE ET IMPACT ANTHROPIQUE

La Mer Noire est affectée depuis plusieurs décennies par des phases d’hypoxie en été au niveau de sa plateforme nord-ouest (III.1. Zone d’étude). Il existe aussi une anoxie permanente dans le bassin central de la Mer Noire suite à la stratification permanente de la colonne d’eau. L’anoxie correspond à une absence totale d’O₂ dans le milieu (Breitburg *et al.*, 2018).

Puisque ce mémoire se focalise sur la plateforme, la notion d’hypoxie se doit d’être définie. Un point important à mettre en évidence est que la terminologie utilisée pour décrire l’enrichissement d’un milieu en oxygène diffère selon les disciplines scientifiques (Gooday *et al.*, 2009). L’explication de la différence de dénomination se trouve en annexe 3.

Un environnement est dit « hypoxique » lorsque la teneur en O₂ descend sous la valeur seuil de 2 mg/L. C’est à partir de cette valeur que l’hypoxie a une incidence sur la plupart de la faune et de la flore de l’écosystème, certains organismes pouvant même être impactés dans un milieu plus riche en O₂. Les environnements hypoxiques peuvent être observés tout au long de l’Histoire, mais leur occurrence dans les environnements côtiers s’est accrue au cours du dernier siècle, particulièrement depuis les années 1960. L’hypoxie récente est principalement liée à l’augmentation des apports anthropiques (Diaz, 2001 ; Gooday *et al.*, 2009). Ces phases

d'hypoxie se produisent surtout durant la période estivale, de par les températures plus élevées. Ces températures, les apports en eau douce et la faible énergie physique du milieu favorisent la mise en place d'une stratification de la colonne d'eau, due à une densité différente entre deux masses d'eau (Figure 8). La stratification est une barrière physique qui empêche le mélange de toute la colonne d'eau. Ainsi, dans la partie inférieure de la colonne d'eau, le milieu s'appauvrit progressivement en O₂, suite à la dégradation de la matière organique, et n'en est pas réapprovisionné, n'ayant pas de ré-homogénéisation de l'ensemble de la colonne d'eau. Seule la partie supérieure de la colonne d'eau est mélangée et échange avec l'atmosphère. D'autre part, pour avoir la mise en place de l'hypoxie, il faut aussi une eutrophisation du milieu qui est facilitée en milieu côtier. L'eutrophisation correspond à un déséquilibre du milieu par des apports en sels nutritifs naturels (upwellings côtiers) ou anthropiques en grande quantité qui sont essentiels au développement du phytoplancton. Ces apports anthropiques sont principalement issus de l'agriculture, des industries et des rejets ménagers, mais fondamentalement, c'est l'augmentation de la densité de population à proximité de la côte qui induit une augmentation de l'activité industrielle et agricole dans ces zones (Figure 8). Il y a en conséquence, suite aux rejets côtiers, une sur-production de matière organique qui n'est pas incorporée dans le reste de la chaîne trophique, la production phytoplanctonique restant supérieure à la consommation des brouteurs/prédateurs. L'hypoxie est caractéristique des environnements peu profonds, car cette matière organique sur-produite atteint rapidement le fond, s'y accumule et finit par être dégradée, consommant l'oxygène du milieu, qui n'est pas réapprovisionné dans le cas d'une colonne d'eau stratifiée (Figure 8) (Diaz, 2001). L'hypoxie impacte les communautés benthiques sessiles et mobiles qui se retrouvent privées d'oxygène et peut, dans certains cas, réduire les populations de poissons. Ces populations, qui pour certaines ont un intérêt économique majeur, sont remplacées par d'autres espèces planctoniques moins rentables (Mee, 1992 ; Diaz, 2001).

C'est durant les années 60 que la Mer Noire est devenue le plus grand bassin eutrophe au monde, suite aux apports industriels et domestiques principalement issus du Danube. C'est notamment durant cette période que les phases d'hypoxie sont devenues récurrentes et que la pêche a été grandement impactée. La chute du communisme a cependant permis de réduire l'exploitation agricole sur une partie importante du bassin versant du Danube, et de cette manière, de diminuer les apports en sels nutritifs et en polluants en Mer Noire (Giosan *et al.*, 2012).

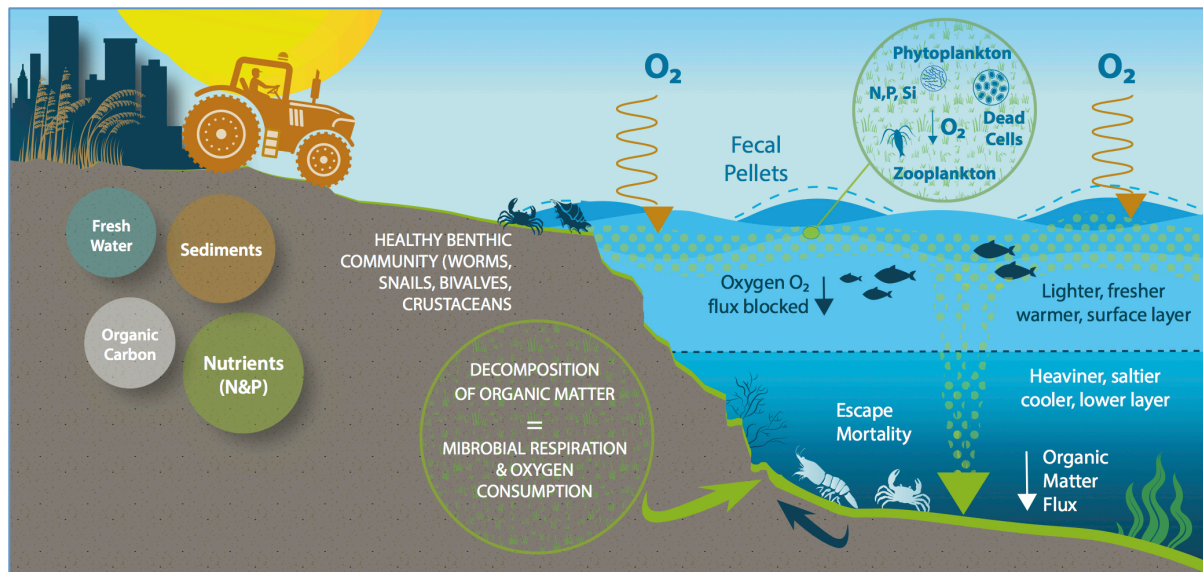


Figure 8 – Processus à l’origine de l’hypoxie en environnement de plateforme (Breitburg *et al.*, 2018).

4. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La Mer Noire est un bassin d’arrière-arc formé lors de la fermeture de la Téthys. C’est notamment lors de cette phase de fermeture que les chaînes de montagnes, qui forment aujourd’hui les marges de la Mer Noire, se sont créées. Après cette phase de compression, c’est une phase de rifting, engendrant l’ouverture du bassin, qui s’est d’abord faite à l’ouest de la Mer Noire il y a 125 millions d’années (Ma), en suivant une direction N-S, et qui s’est poursuivie durant 30 Ma avec une vitesse d’expansion de 5 cm/an. L’ouverture s’est ensuite faite dans la partie est du bassin il y a 57 Ma, avec une direction NE-SO. Ainsi, d’un point de vue tectonique et géologique, la Mer Noire est constituée de deux bassins, dont le bassin ouest présente une accumulation de 30 km de dépôts post-rift, contre 11 km pour le bassin est. Cette différence d’épaisseur de dépôts est liée aux conditions pré-rift et notamment à l’épaisseur de la lithosphère, avec 200 km d’épaisseur à l’ouest et 80 km à l’est. Lors de l’ouverture du bassin ouest, il y eu ainsi un plus grand volume libre pour accueillir le sédiment qu’au sein du bassin est (Spadini *et al.*, 1997).

Dans le cadre de ce mémoire, le sédiment analysé date de l’Holocène et est issu des principaux fleuves se jetant en Mer Noire. Il est ainsi nécessaire de se focaliser sur cette partie de l’histoire géologique de la Mer Noire et d’expliquer le contexte dans lequel le sédiment s’est déposé. Durant l’Holocène, de nombreuses variations des conditions environnementales, c’est-à-dire des changements climatiques et du niveau marin, se sont produites au sein de la Mer Noire. Il y a notamment eu la dernière glaciation du Quaternaire durant laquelle la Mer Noire était un

bassin lacustre et dont le niveau marin était au moins de 100 m inférieur au niveau actuel (Yanko, 1990 ; Aksu *et al.*, 2002). Ce n'est qu'il y a environ 7000-8000 ans que la Mer Noire est redevenue un bassin marin, suite à un événement qui pourrait être soit une potentielle inondation catastrophique (i.e. « Le Déluge ») liée à une hausse du niveau de la Mer Méditerranée (Lericolais *et al.*, 2009), soit une remontée graduelle du niveau marin (Kaminski *et al.*, 2002 ; Yanko-Hombach *et al.*, 2007 ; Soulet *et al.*, 2011). Cet événement a induit une augmentation de la salinité de la Mer Noire, qui a été brusque ou progressive selon l'hypothèse prise en compte, ainsi que l'immersion de plus de 100 000 km² de terres, dont en grande partie la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (Lancelot *et al.*, 2002). Un élément de réponse a été apporté par Yanko-Hombach *et al.* (2014) concernant la hausse du niveau de la Mer Noire : l'auteur a utilisé différents groupes d'organismes, et plus particulièrement des foraminifères issus du sédiment de la Mer Noire, afin d'évaluer l'évolution de la salinité au cours du temps. Pour cela, les différentes espèces de foraminifères présentes en Mer Noire ont été classées en fonction de leurs préférences écologiques et ses résultats ont démontré que la hausse du niveau marin a été progressive et non catastrophique.

Il existe deux types de subdivisions stratigraphiques du sédiment de l'Holocène en fonction de leur environnement de dépôt (Figure 9). Le sédiment de l'Holocène du bassin de la Mer Noire, c'est-à-dire à partir de 200 m de profondeur, est subdivisé en trois principales unités stratigraphiques (Figure 9) classées de la plus récente à la plus ancienne (Ross & Degens, 1974 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). Différentes datations ont été réalisées sur ces trois unités et, selon les auteurs, leur âge varie (Figure 9 ; Annexe 4). Le sédiment de la plateforme nord-ouest, qui diffère fortement de celui du bassin profond, est aussi subdivisé en plusieurs unités (Giunta *et al.*, 2007 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). L'unité la plus récente est appelée la « Shallow Unit ». Son épaisseur varie de 19 à 300 cm, en fonction du taux de sédimentation, lui-même influencé par les apports fluviaux. Par exemple, au niveau du delta du Danube, le taux de sédimentation est élevé et l'épaisseur de cette unité peut y atteindre 300 cm. Cette unité présente différentes lithologies. Dans la partie supérieure de l'unité se trouve une boue (sédiment hétérogène principalement composé d'argiles et de silts) foncée, suivie de niveaux argileux en alternance avec des niveaux à coquilles. Vers la base de l'unité, la granulométrie du sédiment augmente et ce sont les sables qui dominent. Une unité intermédiaire, riche en cristaux aciculaires, en carbonates et en *Braarudosphaera bigelowii* (coccolithes), se trouve entre la première et la seconde unité. La seconde unité est la « Shell Hash Layer » dont l'épaisseur varie de 15 à 45 cm. Cette unité hétérogène est composée d'argiles mélangées avec des coquilles. La troisième unité est composée d'argiles hétérogènes et correspond à des pélites lacustres.

Soulet *et al.* (2011) ont également utilisé cette subdivision stratigraphique et ont mis en évidence que la reconnexion de la Mer Noire avec l’océan global s’est faite en deux phases (Annexe 4) à partir d’il y a 6,4 ka BC. Il y a d’abord eu le « Initial Marine Inflow » (IMI) et ensuite le « Disappearance of lacustrine species » (DLS) qui fût progressif par l’augmentation graduelle de la salinité. Les espèces présentes ont ainsi changé entre les unités : dans la troisième unité, les espèces observées sont lacustres contrairement à la première unité où les espèces sont exclusivement marines (Soulet *et al.*, 2011).

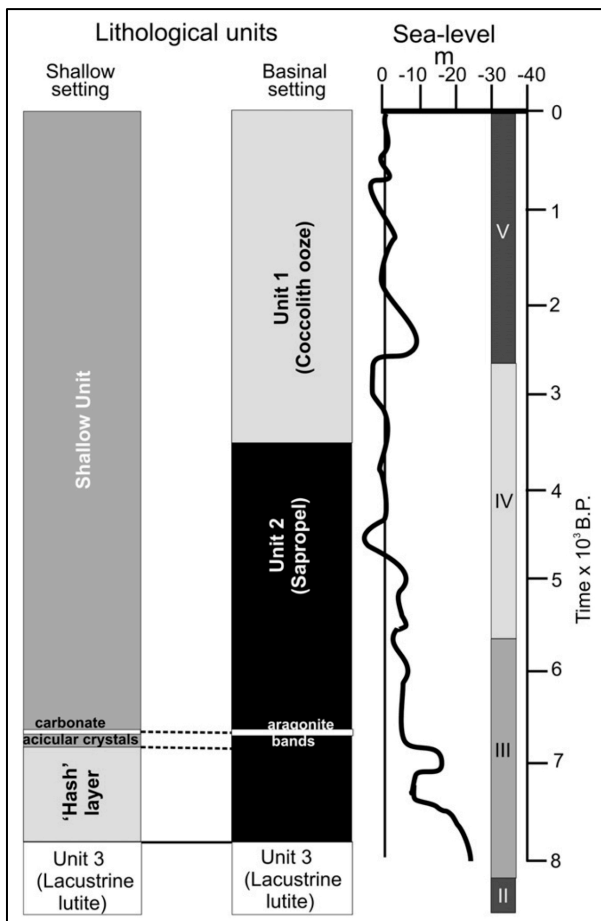


Figure 9 – Subdivision stratigraphique du sédiment issu de la plateforme (« shallow setting ») et issu du bassin profond (« basinal setting »), avec la variation du niveau marin d’il y a 8000 ans BP (« Before Present ») à nos jours (Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012).

La Mer Noire est un bassin semi-fermé particulièrement sensible aux processus d’origine continentale qui y sont amplifiés (Giosan *et al.*, 2012), notamment l’eutrophisation et la stratification qui induisent de l’hypoxie sur la plateforme nord-ouest. L’étude du sédiment pourrait permettre d’évaluer la récurrence de l’hypoxie et de déterminer si des phases hypoxiques naturelles peuvent être mises en évidence au cours de l’Holocène.

III. MATÉRIEL ET MÉTHODES

1. ZONE D'ÉTUDE : PLATEFORME NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

Le sédiment étudié dans ce mémoire a été extrait de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (Figure 10). Cette plateforme, dont la profondeur est de maximum 150 m et la largeur de 200 km, s'étend sur environ 50 000 km² et a un volume de 4730 km³. Les principales sources d'apports en eau douce et en sédiment sont le Danube, le Dniepr et le Dniestr (Figure 1), le Danube correspondant à environ 70% des apports d'eau douce de la Mer Noire (Friedrich *et al.*, 2002 ; Grégoire & Friedrich, 2004 ; Grégoire *et al.*, 2008). Ces cours d'eau transportent de l'azote inorganique, du phosphate et des silicates du domaine terrestre jusqu'à la plateforme. Les cycles biogéochimiques se produisant au niveau de la plateforme dépendent en grande partie de ces apports continentaux (Grégoire & Friedrich, 2004).

Les apports issus de ces cours d'eau sont à l'origine d'un phénomène récent sur la plateforme : l'hypoxie estivale. L'hypoxie, qui y est saisonnière, est liée à la mise en place d'une stratification thermohaline, empêchant le mélange de la colonne d'eau, et à l'eutrophisation de l'environnement suite à des apports naturels et/ou liés à l'activité humaine (Diaz, 2001 ; Friedrich *et al.*, 2002 ; Grégoire & Friedrich, 2004). L'hypoxie impacte les communautés benthiques, y compris les espèces démersales, dont les populations se réduisent au cours du temps (Diaz, 2001).

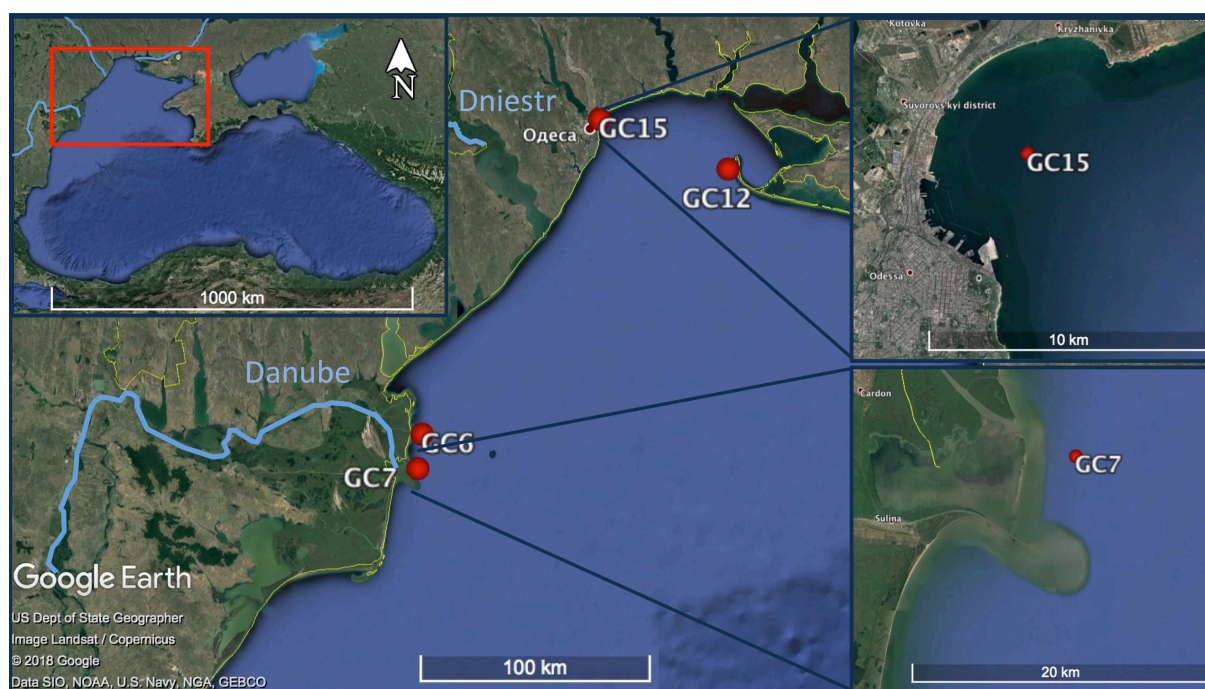


Figure 10 – Carte générale de la Mer Noire (en haut à gauche), avec un agrandissement de la zone d'étude (plateforme nord-ouest) représenté par l'encadré rouge et zoom sur la localisation des deux carottes étudiées en détail (Google Earth©). Les points rouges correspondent aux sites de forage pour le projet BenthOx (2016). Les points GC6 et GC7 se situent à l'embouchure du Danube. Le point GC12 est à l'embouchure du Dniepr et le point GC15 est situé dans la baie d'Odessa.

2. MATÉRIEL SÉDIMENTAIRE ET SOUS-ÉCHANTILLONNAGE

Plusieurs carottes ont été prélevées au sein de la plateforme durant une campagne en 2016 dans les eaux territoriales ukrainiennes (Figure 10). Deux membres du projet BenthOx (Audrey Plante et Lei Chou) ont été invités à participer à une mission du projet EMBLAS-II à bord du MARE Nigrum (navire de recherche roumain appartenant à GeoEcoMar) (MAST, 2016 ; Plante *et al.*, 2017). Au cours de cette mission, quatre sites ont été échantillonnés à quelques kilomètres des côtes (Figure 10). Des carottes de type multicore (MC) d'environ 30 cm de long, qui ont pour but de préserver l'interface eau-sédiment, et des carottes par gravité (« gravity cores », GC), qui ont pour but de prélever du sédiment à plus grande profondeur, ont été prises à différents sites. Parmi toutes les carottes du projet BenthOx, deux d'entre elles ont été utilisées dans le cadre de ce mémoire (Tableau 1) : la carotte GC7 a été prise à l'embouchure du Danube, tandis que la carotte GC15 a été prélevée entre l'embouchure du Dniestr et du Dniepr (baie d'Odessa).

Tableau 1– Coordonnées de deux des carottes prélevées en 2016 pour le projet BenthOx (Figure 10), ainsi que leur profondeur de prélèvement et leur longueur.

| Nom de la carotte | Latitude (N) | Longitude (E) | Profondeur de prélèvement (m) | Longueur de la carotte (cm) |
|-------------------|--------------|---------------|-------------------------------|---|
| MN16 - GC7 | 45°12' | 29°48' | 20,5 | 0-97 (section1) 97-215 (section 2) |
| MN16 - GC 15 | 46°31' | 30°46' | 19 | 0-101 (section 1) 101-200 (section 2) 200-297 (section 3) |

Par la suite, les gravity cores ont été ramenées à l'Université de Liège où elles ont été ouvertes et analysées par Prof. Nathalie Fagel et une doctorante, Audrey Plante. Elles ont ensuite été sous-échantillonnées par Prof. Nathalie Fagel, Audrey Plante et deux mémorantes, dont Sarah Robinet. Les carottes ont d'abord été coupées en 2 demi-cylindres dans le sens de la longueur. A partir du premier demi-cylindre, le sédiment a été placé dans des gaines en plastiques pour la XRF core scanner et le SCOPIX, dans des u-channels pour la susceptibilité magnétique et dans des boîtes métalliques afin de réaliser les lames minces (Figure 11). Le reste du demi-cylindre a été conservé comme archive. Le second demi-cylindre a été sous-échantillonné tous les centimètres lorsque cela était possible. Chaque tranche a ensuite été divisée en cinq aliquots (Figure 11), dont un était prélevé en volume constant via une seringue (échantillons pour la méthode de la perte au feu). Les quatre autres aliquots ont été placés dans des sachets en plastique : la partie centrale était destinée aux analyses chimiques et a été prélevée avec une spatule en téflon ; un aliquot était réservé pour les foraminifères ; un autre pour les analyses sédimentologiques (granulométrie et

DRX) ; et le dernier correspond à une réserve. Les sachets en plastique ont ensuite été conservés dans la chambre froide ou dans le frigo du Département de Géologie (B18 ; ULiège) jusqu'à l'utilisation de certains d'entre eux selon les méthodes employées dans les deux mémoires.

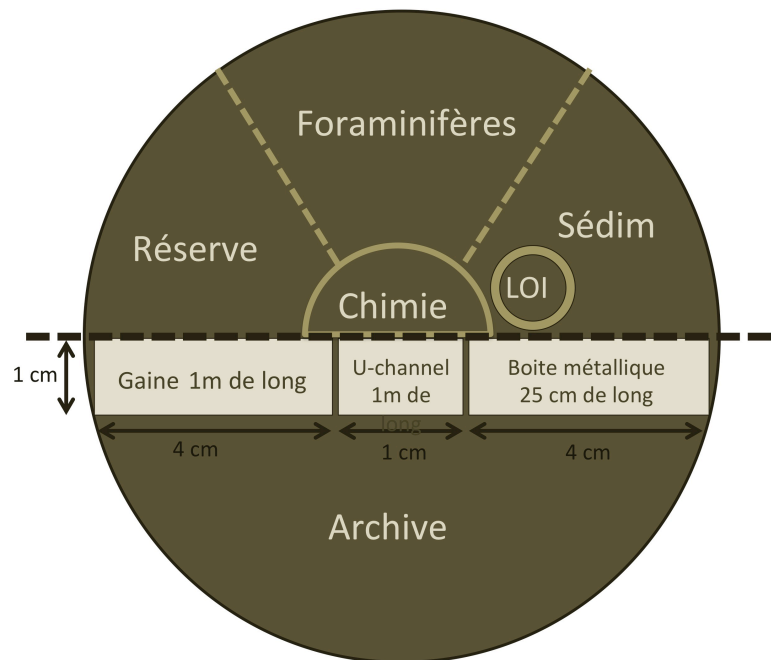


Figure 11 – Sous-échantillonnage des carottes en deux cylindres eux-mêmes subdivisés en plusieurs échantillons selon les analyses prévues dans le cadre des mémoires (Département de Géologie ; ULiège).

3. MÉTHODES EMPLOYÉES

Plusieurs analyses ont été préalablement effectuées sur chaque carotte, telles que l'observation macroscopique et le SCOPIX. Dans le cadre de ce mémoire, d'autres analyses, notamment sédimentologiques et paléontologiques, ont été faites et complétées sur plusieurs sections des carottes GC7 et GC15. Parmi les méthodes sédimentologiques se trouvent l'observation macroscopique, le SCOPIX, l'observation de lames minces, la perte au feu et la granulométrie. La méthode paléontologique se résume à l'identification et au comptage de certains genres de foraminifères benthiques. Le but de ces méthodes est de décrire les carottes d'un point de vue sédimentologique et, si possible, de mettre en évidence les phases d'hypoxie récentes et anciennes, l'étude du sédiment de la plateforme permettant d'étudier ce phénomène à une certaine résolution. Différents types de datations ont également été effectués afin de déterminer le taux de sédimentation, et donc les conditions de dépôt, et *in fine* de pouvoir corréliser les résultats entre les carottes du projet BenthOx, voire avec les carottes issues d'autres projets visant la Mer Noire. D'autres méthodes, notamment géochimiques, ont également été appliquées sur les carottes GC7 et GC15 (Robinet, 2019).

a. SCOPIX

Le SCOPIX est un système d'imagerie à rayons X développé par l'Université de Bordeaux 1 qui permet d'analyser les structures sédimentaires présentes au sein d'une carotte. Cette méthode a comme principal avantage d'être non destructrice et permet d'avoir des résultats sous forme de fichiers numériques (Migeon *et al.*, 1998 ; Lofi & Webber, 2001).

Pour obtenir ces résultats, plusieurs appareils sont nécessaires : une source de rayons X, un amplificateur de luminosité (qui permet d'augmenter le contraste de certains détails sédimentaires et d'augmenter la résolution des images) et une caméra (qui détecte les rayons X après qu'ils aient traversé l'échantillon). Les données sont après transmises à un ordinateur et sont directement traitées via un logiciel. Le logiciel permet d'évaluer la valeur d'intensité des rayons X pour chaque millimètre d'échantillon (Migeon *et al.*, 1998). Après traitement, deux types de résultats sont obtenus sous forme de fichiers numériques (Figure 12) : les profils d'intensité des rayons X et les images SCOPIX, dont l'intensité des rayons X varie de 0 à 255. Les profils permettent de définir les séquences sédimentaires, tandis que les images permettent d'identifier certaines structures biologiques, telles que les bioturbations, et physiques, telles que les laminations. L'utilisation de l'échelle de gris (de 0 à 255) permet de quantifier la pénétration des rayons X dans la matière. Cette pénétration dépend principalement de la densité du sédiment, variable selon la lithologie, la granulométrie, la porosité et la compaction. Par exemple, un pixel correspondant à du sable, qui est opaque aux rayons X, aura une valeur d'intensité des rayons X proche de zéro (noir) et inversement pour de l'argile. Néanmoins, dans la pratique, certains sables ont une porosité importante qui influence alors la densité du sédiment et l'intensité des rayons X, qui en conséquence augmente. Cette méthode doit ainsi être couplée avec d'autres méthodes sédimentologiques (Migeon *et al.*, 1998 ; Lofi & Webber, 2001).

Dans le cadre de ce mémoire, les carottes GC7 et GC15 ont été analysées par le système d'imagerie RX (SCOPIX2) développé par le laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux 1.

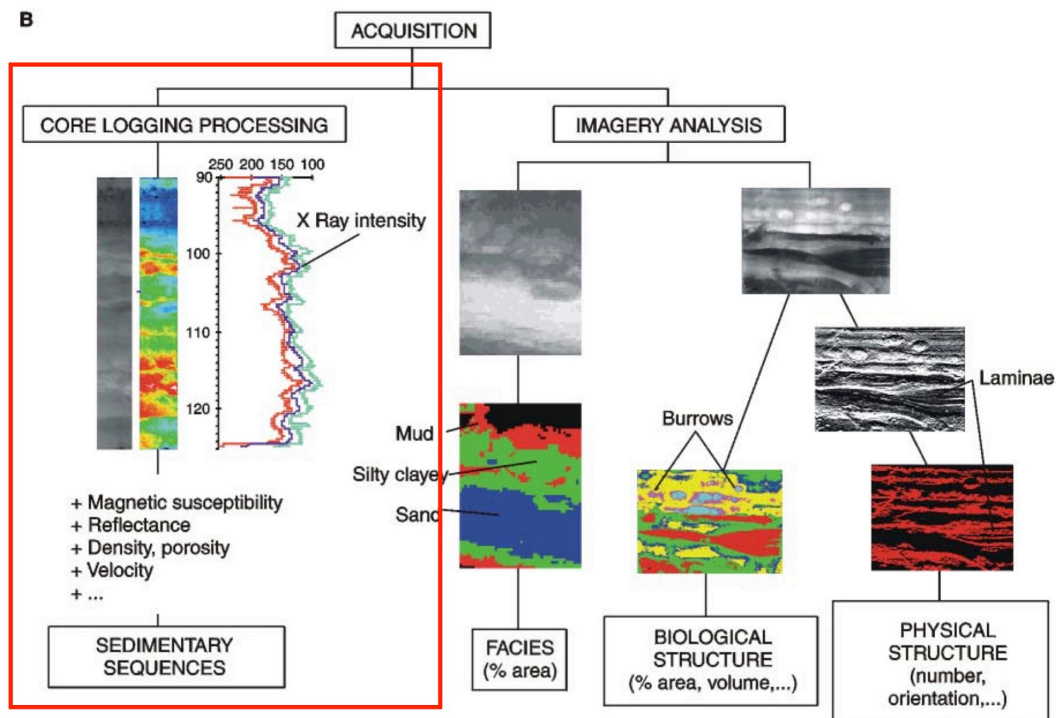


Figure 12 – Exemple de résultats SCOPIX obtenus suite au traitement des données (Migeon *et al.*, 1998). Les deux types d'analyses de ces résultats sont le « core logging processing » (encadré rouge), appliqué dans ce mémoire, et l'« imagery analysis ».

b. PERTE AU FEU

La perte au feu (« Loss On Ignition », LOI), est une méthode qui permet, par chauffage séquentiel d'un échantillon, de déterminer le pourcentage en poids d'eau, de matière organique et de carbonates contenus dans le sédiment. La procédure originelle a été élaborée par Dean (1974) et a été améliorée lors de différentes expériences. Cette méthode est une méthode facile, rapide et qui nécessite peu de matériel. Elle consiste à chauffer un échantillon à des températures bien déterminées et ce durant un laps de temps précis. Selon la durée du chauffage ou la température, des résultats différents peuvent être obtenus. Dans le cadre de ce travail, les temps de chauffage fournis par Heiri *et al.* (2001) ont été appliqués.

La première phase de cette méthode consiste à chauffer l'échantillon à 105°C pendant une quinzaine d'heures afin que l'eau contenue dans le sédiment s'évapore. La seconde phase consiste à chauffer l'échantillon à 550°C pendant 4h afin d'oxyder la matière organique en CO₂ et en cendres. La troisième et dernière étape consiste à chauffer le sédiment entre 900 et 1000°C pendant 2 heures afin de libérer le CO₂ contenu dans les carbonates. A chacune de ces étapes, le poids de l'échantillon est mesuré et ainsi, le poids en eau, le poids en matière organique et le poids en carbonates peuvent être déterminés après calculs (Equations 1, 2, 3 et 4) (Dean, 1974 ; Heiri *et al.*, 2001 ; Beaudoin, 2003) :

$$\text{LOI}_{105} = \frac{(\text{HW} - \text{DW}_{105})}{\text{HW}} \times 100 \quad \text{Équation 1}$$

où LOI_{105} correspond au pourcentage en eau contenue dans le sédiment, HW est le poids humide (« humid weight ») et DW_{105} est le poids sec (« dry weight ») après chauffage à 105°C.

$$\text{LOI}_{550} = \frac{(\text{DW}_{105} - \text{DW}_{550})}{\text{DW}_{105}} \times 100 \quad \text{Équation 2}$$

où LOI_{550} est proportionnel au pourcentage en poids en matière organique (MO) contenue dans le sédiment, DW_{105} est le poids sec après chauffage à 105°C et DW_{550} est le poids sec après combustion de la matière organique à 550°C. La quantité de carbone organique total (COT) dans l'échantillon peut être estimée à partir de la valeur du LOI_{550} , le carbone organique constituant environ 50% de la matière organique (Santisteban *et al.*, 2004).

$$\text{LOI}_{950} = \frac{(\text{DW}_{550} - \text{DW}_{950})}{\text{DW}_{105}} \times 100 \quad \text{Équation 3}$$

où LOI_{950} correspond au pourcentage en poids en CO_2 , DW_{950} est le poids sec après chauffage à 950°C, DW_{550} est le poids sec après combustion de la matière organique à 550°C et DW_{105} est le poids sec après chauffage à 105°C.

A partir du poids en CO_2 , le pourcentage en poids en CaCO_3 peut être défini :

$$\% \text{CaCO}_3 = \frac{(\text{DW}_{550} - \text{DW}_{950})}{\text{DW}_{105}} \times \frac{(\text{MM}_{\text{CaCO}_3})}{(\text{MM}_{\text{CO}_2})} \times 100 \quad \text{Équation 4}$$

où DW_{950} est le poids sec après chauffage à 950°C, DW_{550} est le poids sec après combustion de la matière organique à 550°C, DW_{105} est le poids sec après chauffage à 105°C, $\text{MM}_{\text{CaCO}_3}$ est la masse molaire du CaCO_3 et MM_{CO_2} est la masse molaire du CO_2 .

Pour cette méthode, un certain volume d'échantillon a été prélevé lors de l'échantillonnage des carottes GC7-1, GC7-2 et GC15-1 et GC15-2. Pour les sections GC7-1 et GC15-1, les échantillons ont été prélevés tous les 1,5 cm, contrairement aux deux autres sections où les échantillons ont été pris tous les centimètres. Les échantillons ont alors été pesés et chauffés séquentiellement à différentes températures.

c. GRANULOMÉTRIE LASER

La granulométrie est une méthode qui a pour but de déterminer la taille des particules qui constituent le sédiment. Cette méthode est intéressante d'un point de vue sédimentologique car elle permet de définir l'énergie de transport du sédiment et le type d'environnement de dépôt. La

taille des grains influence certaines propriétés physiques des roches et du sédiment telles que la densité, la porosité et la perméabilité (López, 2017).

A partir du spectre de fréquence granulométrique, les caractéristiques granulométriques du sédiment peuvent être définies et permettent de mettre en évidence les conditions de dépôt. Parmi ces caractéristiques se trouvent le mode (diamètre le plus fréquemment observé), la médiane (diamètre à partir duquel 50 % du sédiment est plus fin ou plus grossier), la moyenne (moyenne du diamètre du sédiment) et la déviation standard. Cette dernière correspond à la dispersion des valeurs du diamètre des grains autour d'une valeur centrale. Plus la dispersion est importante, moins le degré de classement du sédiment est bon et plus la valeur énergétique de l'agent de transport fluctue au cours du temps. Globalement, un sédiment sera défini comme étant bien classé lorsque le mode, la médiane et la moyenne tendent à être identiques et lorsque la déviation standard est faible. Dans ce cas de figure, les conditions de dépôt tendent à rester stables au cours du temps (López, 2017).

Plusieurs méthodes granulométriques existent, chaque méthode ayant certaines spécificités liées au coût, au degré de consolidation du matériau qui peut être analysé ou à la gamme de fraction granulométrique qui peut être mesurée. La granulométrie laser est une des méthodes qui a été appliquée dans le cadre de ce travail et qui apporte plusieurs avantages, comme la rapidité, la précision et la possibilité de pouvoir mesurer une large gamme de taille de grains (López, 2017). La diffraction laser fonctionne sur le principe d'envoi d'un faisceau laser sur l'échantillon et de mesure de la variation angulaire du rayon lumineux. Plus les grains sont de petite taille, moins l'angle de diffusion de la lumière est important, et inversement avec les grains de plus grand diamètre (Malvern Panalytical, 2019).

L'analyse granulométrique a été effectuée sur le sédiment des carottes GC7-1, GC7-2, GC15-1 et GC15-2. Les échantillons ont été sélectionnés en prenant en compte un intervalle de 5 cm entre chaque échantillon, excepté pour les niveaux à coquilles. Au total, 72 échantillons ont été préparés pour l'analyse par diffraction laser : 21 échantillons pour la GC7-1, 24 échantillons pour la GC7-2, 10 échantillons pour la GC15-1 et 17 échantillons pour la GC15-2. La partie basale de la section GC15-1 n'a pas été analysée puisqu'elle est majoritairement constituée de débris de coquilles. Afin de retirer l'eau présente dans le sédiment, les échantillons ont été lyophilisés. Les sachets contenant le sédiment ont été placés au congélateur. Ils ont ensuite été séchés au lyophilisateur, pendant 24 heures, durant lesquelles la glace contenue dans les échantillons a été sublimée en vapeur. Les mesures ont ensuite été effectuées en utilisant un granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000 couplé à une unité de dispersion par voie humide

Hydro S. La fraction granulométrique théorique que l'instrument est capable de mesurer se situe entre 0,02 et 2000 μm (Malvern Panalytical, 2019). Les résultats ont ensuite été traités en utilisant le logiciel Mastersizer 2000. Plusieurs mesures ont été effectuées par échantillon et une sélection des trois meilleures mesures a été faite afin de restreindre le nombre de données et de faciliter leur traitement et analyse statistique.

d. LAMES MINCES

Le but des lames minces est de faciliter l'observation des structures au sein du sédiment, telles que des laminations qui pourraient indiquer la mise en place cyclique d'événements hypoxiques au sein du milieu de dépôt.

La réalisation de lames minces à partir du sédiment meuble nécessite une préparation préalable qui consiste en trois techniques successives. L'échantillon est d'abord déshydraté par échange eau/acétone. Le sédiment est après imprégné sous vide en utilisant des résines polymères. Les blocs indurés sont ensuite taillés pour former des lames minces qui sont amincies jusqu'à 30 μm d'épaisseur (UMR EPOC, 2019). Certaines boîtes métalliques ont été envoyées au laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux (Annexe 5, rouge) et d'autres ont été envoyées chez MKfactory (Stahnsdorf, Allemagne) (Annexe 5, bleu).

Les lames minces ont préférentiellement été réalisées dans les niveaux laminés des carottes GC7 et GC15. Les sections homogènes, c'est-à-dire sans structures sédimentaires apparentes, ou celles présentant majoritairement des coquilles n'ont pas été analysées en lames minces.

e. FORAMINIFÈRES BENTHIQUES

Les foraminifères sont des organismes eucaryotes unicellulaires (Annexe 6) faisant entre 0,01 mm et 10 cm (Mathieu *et al.*, 2011). Ces organismes vivent dans différents environnements marins et continentaux, et ce, des pôles jusqu'aux tropiques. Les foraminifères sont abondants dans les océans et peuvent constituer plus de 55% de la biomasse, ce qui rend leur utilisation intéressante en paléocéanographie (Armstrong & Brasier, 2005). Les foraminifères ont un cycle de vie qui dure entre 15 jours et 6 mois pour les basses latitudes et qui peut aller jusqu'à plusieurs années pour les hautes latitudes (Armstrong & Brasier, 2005 ; Bellier *et al.*, 2010).

Les foraminifères ont un test, ou coquille, constitué d'une série de chambres qui sont cloisonnées et reliées entre elles par des orifices (foramens). Le test permet de réduire différents stress biologiques, physiques et chimiques (Armstrong & Brasier, 2005 ; Bellier *et al.*, 2010). Le

test peut être organique (sous-ordre Allogromiina) ou minéralogique (Armstrong & Brasier, 2005). Dans le cas d'un test minéralogique (Annexe 6), quatre types structuraux ont été mis en évidence : microgranulaire (sous-ordre Fusulinina), agglutiné (sous-ordre Textulariina), porcelané (sous-ordre Miliolina) et hyalin (six sous-ordres comprenant la majorité des foraminifères du Mésozoïque et du Cénozoïque : Spirillinina, Globigerinina, Rotaliina, Involutinina et Robertinina) (Armstrong & Brasier, 2005). Les foraminifères peuvent également être classés selon leur mode de vie : planctonique (développement dans la colonne d'eau) ou benthique (développement sur le fond marin). Les foraminifères planctoniques sont peu résistants aux changements de conditions physico-chimiques du milieu et, du fait de leur mode de vie planctonique, sont incapables de contrer les courants horizontaux. Les foraminifères planctoniques sont cependant capables d'effectuer des migrations verticales dans la colonne d'eau afin de contrer la sédimentation (Bellier *et al.*, 2010), qui peut aussi être réduite par les ornements (épines) du test (Armstrong & Brasier, 2005). La majorité des populations se situent entre 10 et 50 m de profondeur, où il peut y avoir jusqu'à 10 000 foraminifères par m³ d'eau. Du côté des foraminifères benthiques, ces derniers vivent à de faibles profondeurs et ont un régime variable d'un genre à un autre. La forme du test des foraminifères benthiques permet de définir le mode de vie de l'individu : les tests biconvexes ou symétriques sont typiques des foraminifères se développant à la surface du sédiment ; les tests fusiformes caractérisent les organismes fouisseurs ; les tests trochospiralés, dont une face est plane, sont typiques des organismes fixés sur un substrat solide (roches, coquilles, plantes & algues) (Armstrong & Brasier, 2005 ; Bellier *et al.*, 2010). Une particularité propre aux foraminifères benthiques, dont le diamètre est généralement inférieur à 2 mm, est le dimorphisme entre la génération haploïde et diploïde qui peut engendrer certaines erreurs lors de l'identification des individus (Armstrong & Brasier, 2005). Les foraminifères benthiques sont sensibles à certains paramètres, tels que la lumière, le substrat, la salinité, la température, les nutriments et l'oxygène. La plupart des foraminifères se trouvent dans des eaux salées aux alentours de 35‰. Plus la salinité s'écarte de cette valeur, moins il y a de diversité dans les assemblages de foraminifères. Dans des environnements appauvris en oxygène, la densité de foraminifères peut être amoindrie par rapport à des conditions d'oxygénation normale (Armstrong & Brasier, 2005).

Les foraminifères sont apparus au Cambrien inférieur et ont rapidement évolué jusqu'à atteindre leur apogée durant le Cénozoïque (Armstrong & Brasier, 2005). Ils peuvent être utilisés comme outil biostratigraphique, de par leur extension chronostratigraphique large et leur évolution rapide, mais également comme traceurs paléoenvironnementaux (Armstrong & Brasier, 2005 ; Bellier *et al.*, 2010). Les foraminifères, ayant un cycle de reproduction relativement court et une croissance rapide, sont dès lors sensibles aux conditions environnementales et aux

potentielles variations de ces conditions (Bellier *et al.*, 2010). Des analyses isotopiques peuvent également être réalisées sur les coquilles afin d'étudier le paléoclimat et le chimisme des océans, notamment du Cénozoïque au Quaternaire (Armstrong & Brasier, 2005).

En Mer Noire, les foraminifères benthiques vivent jusqu'à 220 m de profondeur. Il existe 101 espèces de foraminifères en Mer Noire dont 19 sont endémiques, 5 sont des reliques de la Paratéthys, 5 sont originaires de la Mer Caspienne et 72 proviennent de la Mer Méditerranée (Figure 13). La diversité taxonomique y est faible comparée à celle de la Méditerranée où entre 250 à 400 espèces y ont été observées. Cette différence de diversité est liée à la différence de salinité entre la Mer Noire (17‰ en moyenne) et la Méditerranée (entre 34 et 39‰). Les espèces les plus abondantes en Mer Noire appartiennent au genre *Ammonia*, notamment l'espèce *Ammonia tepida*, originaire de la Méditerranée, qui est euryhaline et qui est présente sur l'ensemble de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. *Ammonia beccarii* est une autre espèce majeure de la Mer Noire caractéristique d'un milieu marin à semi-marin. Il y a aussi d'autres espèces du genre *Ammonia* telles que *A. novoeuxinica*, *A. caspica*, *A. compacta*, *A. ammoniformis*, *A. parkinsoniana* et *A. agoiensis*. Les assemblages de foraminifères varient spatialement sur l'ensemble de la plateforme avec, selon les endroits, une diversité et un nombre variable de foraminifères. Globalement la diversité augmente vers le sud-ouest et vers l'est en partant du nord-ouest de la Mer Noire, suite à l'augmentation en parallèle de la salinité (Figure 14). C'est au niveau du Bosphore que la diversité est la plus importante, avec une grande proportion d'espèces issues de la Méditerranée (Figure 14) (Yanko-Hombach, 2007).

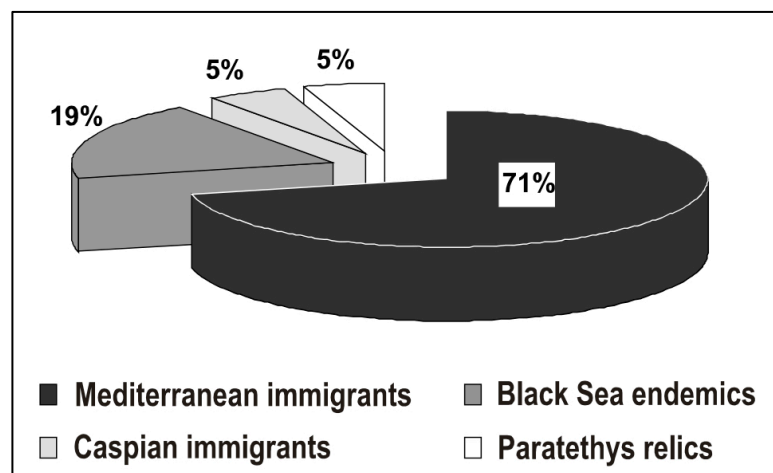


Figure 13 – Origine des espèces de foraminifères présentes en Mer Noire (Yanko-Hombach, 2007).

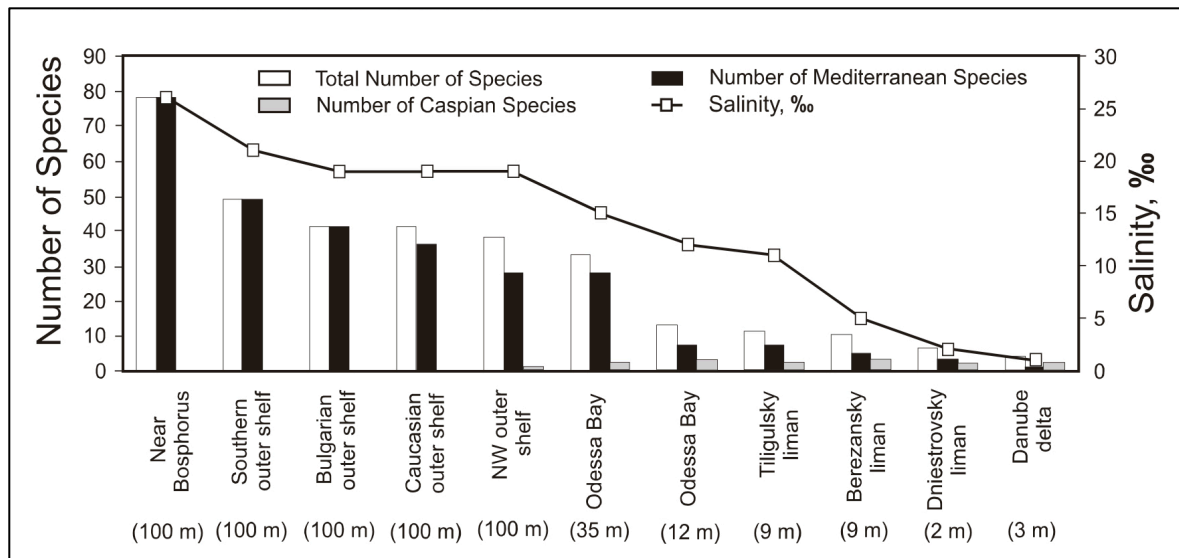


Figure 14 – Variation du nombre d'espèces de foraminifères, selon leur origine, sur la plateforme nord-ouest de la Mer Noire (Yanko-Hombach, 2007).

Les assemblages de foraminifères peuvent être utilisés afin de définir l'évolution des conditions hypoxiques au cours du temps dans le sédiment. Les foraminifères benthiques sont relativement tolérants aux conditions hypoxiques contrairement à la plupart des autres organismes benthiques. Certaines espèces de foraminifères sont capables de résister à des événements hypoxiques, voire même anoxiques mais seulement sur le court terme (Gooday *et al.*, 2009). Typiquement, les assemblages de foraminifères benthiques en environnement hypoxique sont peu diversifiés et comprennent seulement quelques espèces particulièrement résistantes à ces conditions et qui sont sur-représentées dans les assemblages (Sen Gupta *et al.*, 1996). Par exemple, à Long Island Sound, qui est affecté par une hypoxie saisonnière, Thomas *et al.* (2000) ont mis en évidence qu'entre les années 60 et 90, le nombre d'individus du genre *Ammonia* a augmenté, contrairement au genre *Elphidium* (Figure 15) et à la diversité des assemblages de foraminifères. Ainsi, le genre *Ammonia* est plus résistant aux phases d'appauvrissement du milieu en oxygène que le genre *Elphidium*. Ce type de relation a également été observé sur la plateforme du Golfe du Mexique par Rabalais *et al.* (1996) et par Sen Gupta *et al.* (1996). Sen Gupta *et al.* (1996) a également mis au point l'indice *Ammonia-Elphidium* (A-E), à partir de l'indice « Benthic Foraminiferal Oxygen Index » (BFOI) développé par Kaiho (1994 ; 1999), afin d'identifier les phases d'hypoxie au sein des environnements peu profonds :

$$A - E = \left(\frac{N_A}{N_A + N_E} \right) \times 100 \quad \text{Équation 5}$$

où N_A est le nombre d'individus du genre *Ammonia* et N_E est le nombre d'individus du genre *Elphidium*, l'identification à l'échelle de l'espèce, lors de l'utilisation de cet indice, étant superflue. Cet indice A-E a été élaboré à partir des observations réalisées sur la plateforme du Golfe Du Mexique et un des buts de ce mémoire est de voir si cet indice peut également être appliqué au niveau de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire. Les deux genres utilisés sont typiques des environnements peu profonds et sont répartis des tropiques jusqu'aux moyennes latitudes (Sen Gupta & Platon, 2006). Ils sont également observés en grand nombre en Mer Noire (Yanko-Hombach, 2007) et notamment sur la plateforme et au sein des environnements peu profonds (Armstrong & Brasier, 2005). Kaminski (2012) a également démontré que l'indice BFOI général de Kaiho (1994) peut être utilisé en Mer de Marmara. Cependant, cet indice fonctionne dans les environnements où le taux de sédimentation est élevé, où la profondeur du bassin est inférieure à 30 m, où il y a peu de bioturbation et où la salinité varie peu (Sen Gupta & Platon, 2006).

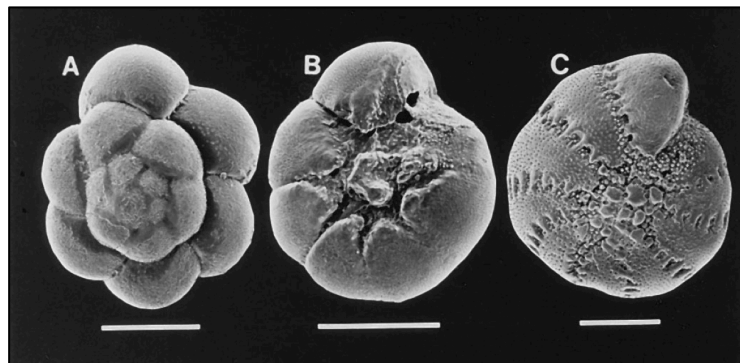


Figure 15 – Images prises au microscope électronique à balayage (MEB) de deux espèces de foraminifères, dont l'un est résistant aux conditions hypoxiques (A et B ; *Ammonia parkinsonia*) et l'autre en est plus sensible (C ; *Elphidium excavatum*). L'échelle est définie avec la barre blanche qui correspond à 100 μm (Sen Gupta *et al.*, 1996).

L'identification des foraminifères s'est faite via l'analyse morphologique du test des individus retrouvés dans le sédiment. Il y a d'abord eu une sélection préalable des niveaux supposés hypoxiques via les résultats qualitatifs de la XRF faite par Sarah Robinet (Annexe 7 ; Robinet, 2019) et via les résultats de la perte au feu (COT). Certains niveaux supposés en condition « normale » ont également été étudiés (Annexe 8). Plusieurs grammes de sédiment humide ont été prélevés pour chaque niveau, tamisés à 250, 150 et 63 μm , séchés et finalement observés au binoculaire (grossissement jusqu'à x45) et au MEB. L'identification des foraminifères a été faite jusqu'au genre afin d'appliquer l'indice A-E. Deux cent individus ont été comptabilisés au sein de la fraction supérieure à 150 μm de chaque échantillon, lorsque cela était possible.

f. DATATIONS (^{14}C & ^{210}Pb)

Les différentes datations qui ont été réalisées sur le sédiment (Annexe 9) sont radiométriques et impliquent l'utilisation d'éléments radioactifs et donc instables qui se désintègrent à un taux défini et ce, sur une certaine période. Par exemple, les rapports isotopiques d'un matériau peuvent prendre en compte des isotopes radioactifs et stables d'un même élément. Dès qu'un organisme meurt ou que de la matière est isolée par une barrière physique du reste de l'environnement, l'isotope radioactif présent se désintègre sans qu'il ne puisse être renouvelé. Le rapport isotopique change alors au cours du temps au sein de la matière. Un isotope radioactif peut être caractérisé par son temps de demi-vie, c'est-à-dire le temps nécessaire pour diminuer la quantité initiale de cet isotope par deux. La datation peut être faite jusqu'à 10 fois le temps de demi-vie de l'isotope (Roberts, 1998).

La datation au radiocarbone est un exemple de datation radiométrique qui s'effectue en mesurant la quantité de ^{14}C naturel organique ou inorganique présent dans la matière. Le ^{14}C est un radioisotope cosmogénique produit en haute atmosphère et qui est incorporé dans la matière organique tant que l'organisme est vivant. Au niveau des plantes terrestres, le contenu en ^{14}C dans la matière est directement lié à la composition de l'atmosphère (Lougheed *et al.*, 2017). Dans l'environnement marin, des échanges se font avec l'atmosphère et un équilibre tend à se mettre en place. Un effet réservoir est néanmoins présent au sein du milieu marin de par le temps de mélange variable des masses d'eau océanique. Il existe ainsi un décalage de l'âge ^{14}C , c'est-à-dire l'âge réservoir $R(t)$, entre des organismes vivants sous condition atmosphérique et des organismes marins contemporains. De plus, l'âge réservoir dans les océans varie spatialement suite au mélange non uniforme des masses d'eau marine. Des corrections doivent donc être appliquées à l'âge ^{14}C obtenus pour des échantillons marins en prenant en compte l'âge réservoir global d'un bassin (Siani *et al.*, 2000 ; Lougheed *et al.*, 2017 ; Soulet *et al.*, 2019). Il existe également un âge réservoir local ΔR qui correspond à une déviation de l'âge réservoir global liée à des processus océaniques locaux, tels que des upwellings (Siani *et al.*, 2000). Une courbe d'étalonnage doit également être utilisée lorsque l'on cherche à définir l'âge BP (« Before Present ») de l'échantillon à partir de l'âge ^{14}C , de par le fait que la composition isotopique en carbone de l'atmosphère varie au cours du temps (Lougheed *et al.*, 2017). Au sein de la Mer Noire, il existe un âge réservoir important pouvant être localement supérieur à 500 ans et qui varie spatialement dû à la stratification de la colonne d'eau de la Mer Noire (Fontugne *et al.*, 2009). Cependant, même si un âge réservoir conséquent est observé pour le bassin profond de la Mer Noire, Fontugne *et al.* (2009) ont mis en évidence que la partie supérieure de la colonne d'eau de la Mer Noire tend à être en équilibre avec l'atmosphère. Plusieurs scientifiques ont également évalué, en

datant des coquilles modernes que l'âge réservoir de la partie superficielle de la Mer Noire est de 415 ± 90 BP (Siani *et al.* ; 2000 ; Kwiecien *et al.*, 2008) et que cet âge réservoir est d'environ 400 ans depuis que la Mer Noire et la Méditerranée sont de nouveau en contact (Kwiecien *et al.*, 2008). C'est cet âge qui a été pris en compte dans les analyses suivantes. La correction locale de l'âge réservoir, établie à partir de coquilles, est de 126 ans (site 247) pour GC7 contre 57 ans (moyenne entre les sites 247 et 248) pour GC15 (Siani *et al.*, 2000).

Pour isoler le ^{14}C , le carbone indigène a été retiré du reste de la matière et les échantillons sont passés par différents traitements (nettoyage mécanique de l'échantillon, prétraitement chimique, combustion et graphitisation) réalisés par le Centre GADAM (Gliwice Absolute Dating Methods Centre ; Pologne) (Piotrowska, 2013 ; GADAM Centre, 2019). L'échantillon graphité a ensuite été envoyé chez Direct AMS (USA) afin de mesurer la quantité de ^{14}C dans l'échantillon. Direct AMS utilise la méthode de spectrométrie de masse par accélérateur qui a comme avantage de n'utiliser qu'un milligramme de carbone pour dater un échantillon (Piotrowska, 2013).

Pour des datations plus récentes, c'est l'isotope ^{210}Pb qui a été utilisé. Les résultats des datations au ^{14}C présentent des erreurs importantes, pour les échantillons récents, liées à l'utilisation de charbon à partir de la Révolution Industrielle, qui a entraîné un changement de la composition atmosphérique et qui fausse ainsi les datations en vieillissant les échantillons (effet Suess). Le temps de demi-vie de l'isotope ^{210}Pb est court (22 ans) et cet isotope permet de dater des échantillons récents. Le ^{210}Pb est soit issu de la désintégration du ^{226}Ra contenu dans le sédiment (^{210}Pb supporté ou *in situ*), soit issu de la désintégration du ^{226}Ra atmosphérique (^{210}Pb en excès) et qui est transporté jusque dans le sédiment, par exemple lors de pluies. C'est la quantité de ^{210}Pb en excès qui est utilisée afin de définir l'âge de l'échantillon et ce en prenant en compte comme hypothèse que le taux d'apport en ^{210}Pb atmosphérique est constant au cours du temps (Roberts, 1998).

Les différents échantillons analysés dans ce mémoire sont indiqués dans les annexes 5, 8, 9 et 10.

IV. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

1. AGES MODÈLES

L'âge modèle des deux carottes (Figure 16) a été réalisé à l'aide du logiciel CLAM version 2.2 (Blaauw, 2010) et de la courbe de calibration Marine13 de Reimer *et al.* (2013). Les datations ont été faites sur le sédiment et sur des débris de coquilles (Annexe 11).

La carotte GC7 est datée de 2016 AD à entre 2,3 et 2 ka BC (Figure 16). Le taux d'accumulation du sédiment est important sur les 7 premiers centimètres et correspond à 0,4 cm/an. Ce taux diminue d'un facteur quarante jusque 40 cm de profondeur et ré-augmente avec un taux de sédimentation de 0,1 cm/an jusque 180 cm, puis de 0,6 cm/an jusque 209 cm de profondeur et de plus d'un centimètre par an jusqu'à la fin de la carotte. La carotte GC15 est datée de 2016 AD à entre 6,4 et 6,2 ka BC (Figure 16). Le taux de sédimentation est inférieur à celui de la carotte GC7. Ce taux est de 0,6 cm/an en surface et passe ensuite à 0,02 cm/an de 24 cm jusqu'à 56 cm et à 0,01 cm/an jusqu'à 131 cm. Le taux de sédimentation passe à 0,08 cm/an jusqu'à la profondeur de 240 cm. Au delà de cette profondeur, le taux de sédimentation est négatif ce qui signifie qu'il y a une inversion d'âge suite à une mesure erronée, à un phénomène ayant perturbé la sédimentation ou à un problème lié à la correction de l'âge réservoir.

Suite aux résultats des premières datations, il s'avère que les datations faites sur les coquilles sont plus représentatives de l'âge de dépôt du sédiment que celles faites sur les acides humiques contenus dans le sédiment. Ces derniers sont issus de l'ensemble du bassin versant de la plateforme et notamment de celui du Danube (Figure 2). Cela signifie donc que le sédiment provient de différentes sources éloignées spatialement qui mettent du temps à être érodées et que le sédiment doit aussi être par la suite transporté jusque dans le milieu marin. Il existe ainsi un décalage entre l'âge de formation des acides humiques, formés à différentes périodes, et l'âge de dépôt du sédiment. Ceci vieillit en conséquence le sédiment daté à partir de ces acides humiques. Les coquilles présentent comme principal avantage de s'être directement formées dans le milieu marin, ce qui, à priori, permet de diminuer l'erreur sur chaque datation. Ce décalage entre les datations sur les acides humiques et sur les coquilles est notamment observable au niveau de la figure de l'âge modèle de la carotte GC7 (Figure 16) : seule la mesure à 117,5 cm de profondeur a été faite sur une coquille, dont la datation donne un âge de dépôt plus récent, ce qui conduit à une inversion au niveau de l'âge modèle. Cette datation n'a ainsi pas été prise en compte, tout comme une autre mesure vers 150 cm de profondeur.

D'autres datations sont en cours de réalisation afin d'affiner le plus possible l'âge modèle des deux carottes et afin de déterminer sur plusieurs profondeurs le décalage entre les datations faites sur le sédiment et celles faites sur les coquilles lorsque ces dernières sont présentes dans le sédiment (Annexe 9).

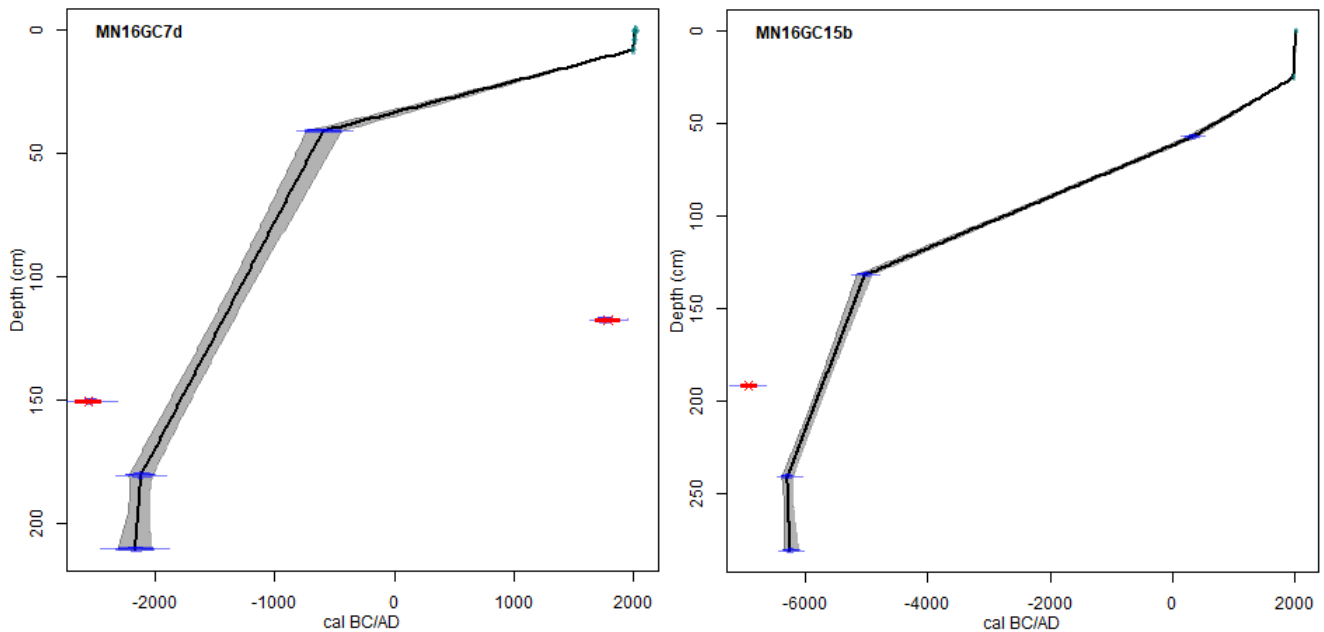


Figure 16 – Ages modèles des carottes GC7 (gauche) et GC15 (droite) basés sur les datations ^{210}Pb et ^{14}C (Annexe 9). Les lignes noires donnent l'âge du sédiment selon la profondeur. Les surfaces grises correspondent à un intervalle de confiance de 95% pour l'âge modèle. Les barres horizontales bleues représentent l'incertitude de chaque mesure. Les barres rouges représentent les points qui ont été retirés de l'âge modèle suite à l'obtention d'inversions de l'âge.

2. LITHOLOGIE

a. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES CAROTTES

La description macroscopique qui suit est basée sur l'analyse des images SCOPIX et sur les observations faites par Prof. Nathalie Fagel et Audrey Plante lors de l'ouverture des carottes. En annexe 12 se trouve l'illustration des principaux faciès rencontrés.

La carotte GC7 (Figure 17) a été subdivisée en deux sections et fait au total 215 cm de long. La première section s'étend de 0 à 97 cm. De 0 à 23 cm, la carotte est composée de sédiment argileux gris à noir relativement homogène, avec un niveau orangé plurimillimétrique à 12 cm de profondeur. De 23 à 40,5 cm, des laminations millimétriques à plurimillimétriques et de couleurs différentes dominent, avec trois niveaux millimétriques orangés vers 29, 34 et 37 cm de profondeur. De 40,5 à 51 cm de profondeur, le sédiment est homogène, sans aucune structure sédimentaire apparente. De 51 à 70 cm, le sédiment présente des laminations plurimillimétriques, avec trois niveaux millimétriques orangés à 52, 54 et 60 cm de profondeur. De 70 à 76 cm, le sédiment semble homogène. De 76 à 88 cm de profondeur, le sédiment présente des lamines plurimillimétriques. De 88 à 97 cm, des laminations plurimillimétriques à centimétriques diffuses sont visibles. La seconde section s'étend de 97 à 215 cm. De 97 à 101 cm, le sédiment est homogène, sans aucune structure particulière. De 101 à 120 cm, le sédiment est plus argilo-silteux et foncé, avec des laminations millimétriques et deux niveaux plurimillimétriques orangés vers 102,5 et 114 cm de profondeur. De 120 à 160 cm, il y a une transition vers un sédiment argilo-silteux plus clair, relativement homogène, bien que présentant quelques laminations très diffuses. De 160 à 215 cm, des laminations plus marquées sont présentes à certaines profondeurs.

La carotte GC15 (Figure 18) a été subdivisée en trois sections et fait au total 297 cm de long. La première section s'étend de 0 à 101 cm. De 0 à 38 cm, le sédiment est grossier et foncé, avec quelques coquilles entières de moules réparties sur l'ensemble du niveau. De 38 à 55 cm, le sédiment est plus clair avec des lamines centimétriques diffuses et un niveau à coquilles entre 45 et 48,5 cm de profondeur. De 55 à 101 cm, le sédiment est silto-sableux, avec de nombreux débris coquilliers, et devient verdâtre vers la base du tronçon. La seconde section va de 101 à 200 cm de profondeur. De 101 à 102,5 cm, le sédiment est argileux verdâtre. De 102,5 à 109 cm, de nettes laminations plurimillimétriques sont visibles dans le sédiment, qui est argileux. De 109 à 123 cm, le sédiment est argilo-silteux verdâtre avec des coquilles entières et brisées. De 123 à 166 cm, le sédiment est argilo-silteux avec des lamines millimétriques à centimétriques et quelques débris de coquilles répartis de manière homogène et plus abondants sur deux centimètres vers 163 cm de profondeur. De 166 à 200 cm de profondeur, le sédiment est laminé avec une évolution de la

teinte qui devient grisâtre en profondeur et avec quelques coquilles qui sont visibles. La troisième section s'étend de 200 à 297 cm. De 200 à 214 cm, le sédiment est argilo-silteux grisâtre, avec des laminations millimétriques à plurimillimétriques et quelques débris coquilliers. De 214 à 297 cm, le sédiment est argilo-silteux grisâtre avec des débris coquilliers. Des laminations centimétriques et diffuses, de moins en moins visibles vers la base de la section, laissent place à un sédiment apparemment bioturbé.

b. SCOPIX

L'analyse des images SCOPIX (Figures 17 et 18 & Annexe 12) montre des similarités avec l'observation visuelle des carottes. Le principal avantage de cette méthode est de fournir des images de très bonne résolution qui permettent de mettre en évidence des détails non visibles en macroscopie. Ainsi les structures sédimentaires telles que les laminations et les tempestites sont plus facilement identifiables. L'analyse des profils d'intensité des rayons X a été faite en prenant en compte la moyenne des mesures faites à une même profondeur sur 3 cm de large.

Les résultats de la carotte GC7 (Figure 17) montrent une différence d'intensité des rayons X à 122 cm de profondeur : la valeur moyenne de l'intensité des rayons X à faible profondeur est de 2517 tandis qu'à plus grande profondeur, la valeur moyenne est de 2064. La valeur la plus faible a été mesurée à 122 cm et les valeurs les plus élevées sont à 199 et 205 cm de profondeur. La variation de la moyenne de l'intensité des rayons X permet de mettre en évidence des variations de la densité du sédiment (III.3.a. SCOPIX). Ainsi à partir de 122 cm, il y a une diminution de l'intensité des rayons X probablement liée à une augmentation de la densité du sédiment, d'où une couleur plus sombre sur les images SCOPIX.

Les résultats d'intensité des rayons X sont différents pour les trois sections de la carotte GC15 (Figure 18). Dans le premier tronçon, l'intensité des rayons X diminue en fonction de la profondeur. L'intensité passe ainsi de 4637 à 1915 en fin de section. Dans le second tronçon, l'intensité passe de 1320 à 3060 à 133 cm, puis diminue jusqu'à 554 à 195 cm de profondeur pour ensuite augmenter jusque 1637 à la fin de la seconde section. Dans le troisième tronçon, l'intensité des rayons X reste relativement stable, autour de 2000, particulièrement entre 220 et 250 cm de profondeur. La diminution de l'intensité dans le premier tronçon peut être due à une augmentation de la densité du sédiment en fonction de la profondeur. Dans le second tronçon, la densité du sédiment diminue pour ensuite réaugmenter jusque 195 cm de profondeur. Dans le troisième tronçon, il n'y a pas de fortes variations de densité détectées.

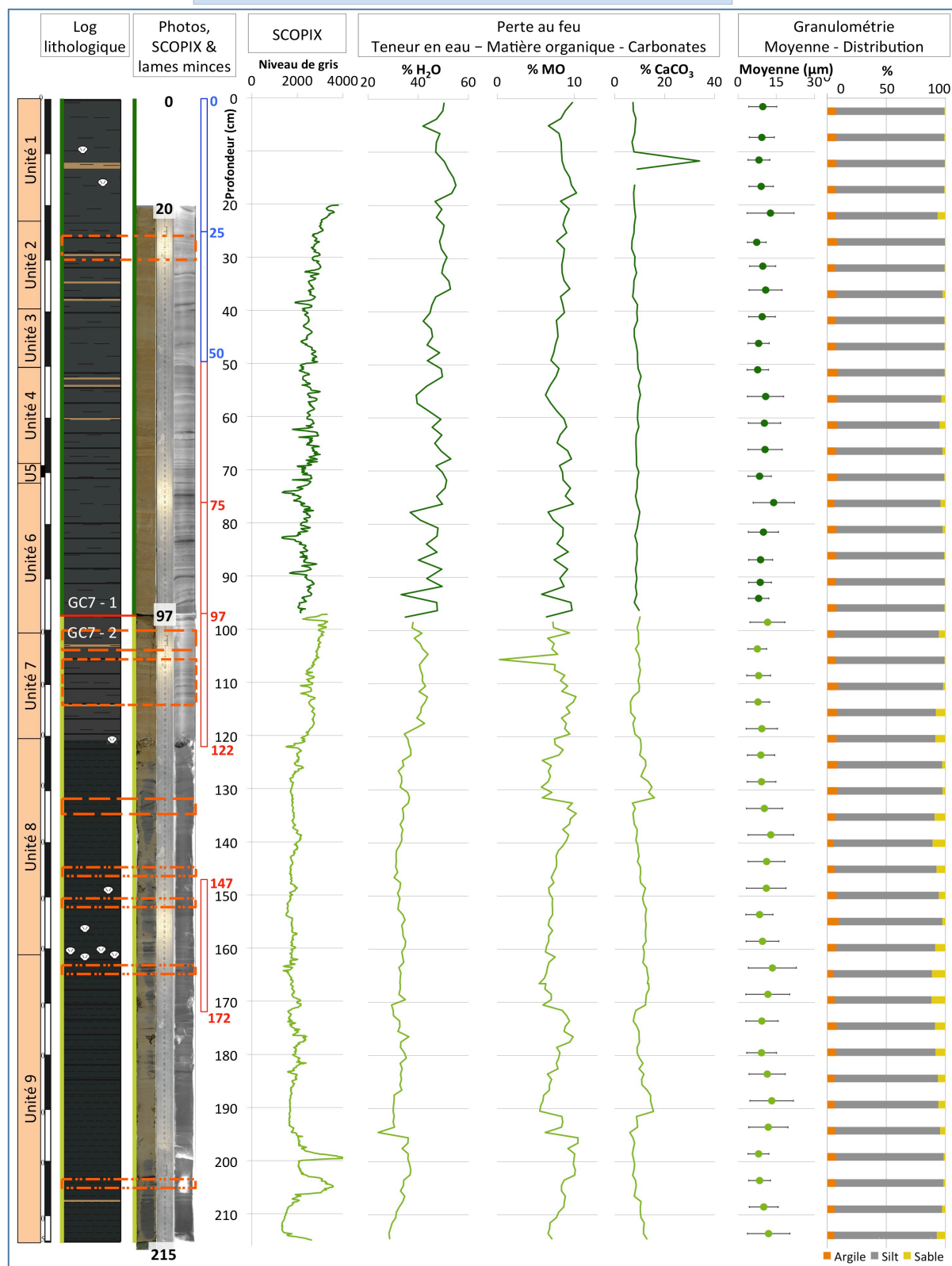


Figure 17 – Résultats sédimentologiques pour la carotte GC7. De gauche à droite : Unités lithologiques ; log lithologique (modifié d'après celui d'Audrey Plante, communication personnelle) et les niveaux supposés hypoxiques (encadrés oranges) ; photographie en couleurs réelles ; image SCOPIX ; profil d'intensité des rayons X ; pertes au feu ; granulométrie moyenne et déviation standard du sédiment ; distribution granulométrique. Voir figure 18 pour la légende.

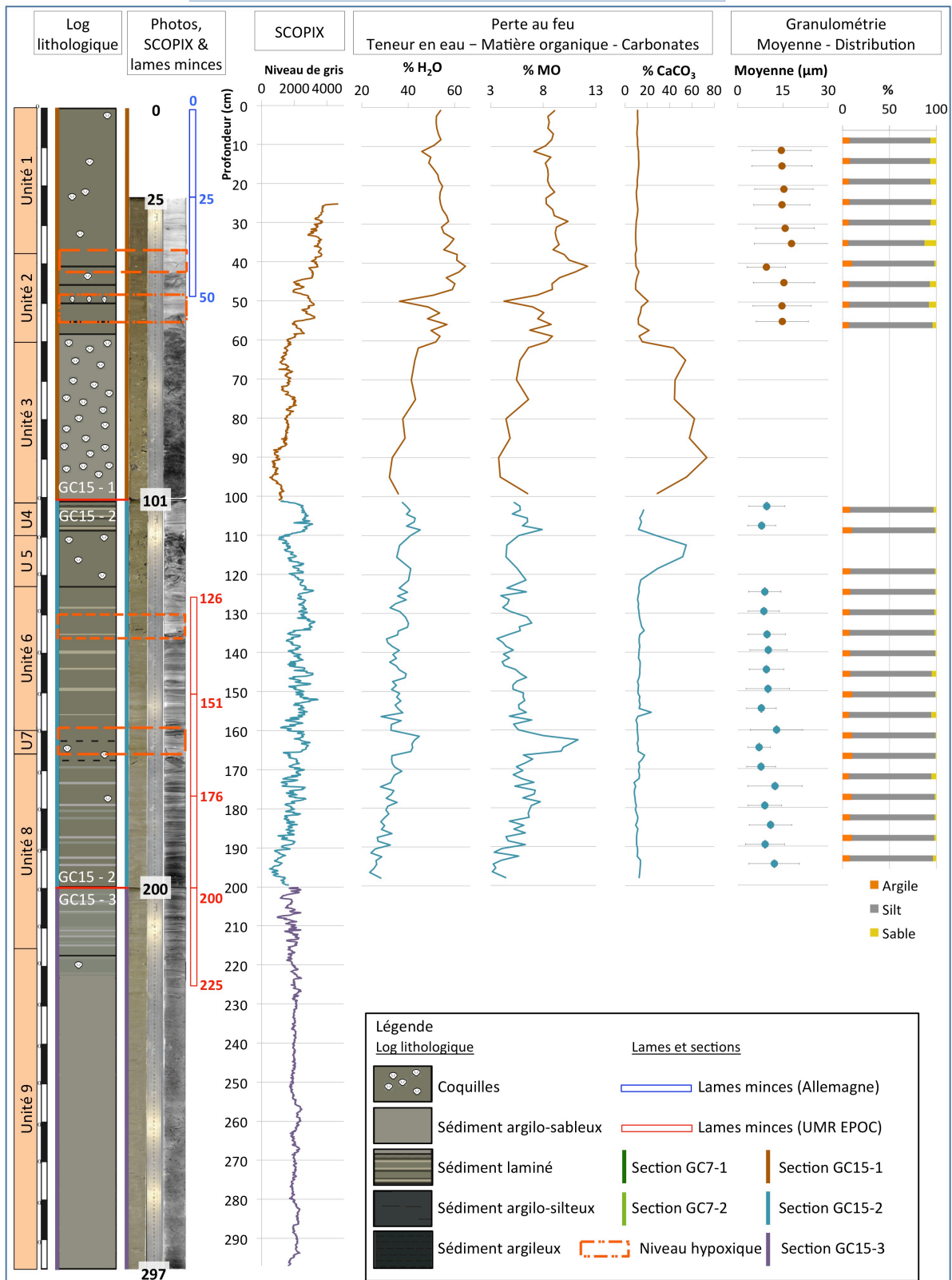


Figure 18 – Résultats sédimentologiques pour la carotte GC15. De gauche à droite : Unités lithologiques ; log lithologique (modifié d'après celui d'Audrey Plante, communication personnelle) et les niveaux supposés hypoxiques (encadrés oranges) ; photographie en couleurs réelles ; image SCOPIX ; profil d'intensité des rayons X ; pertes au feu ; granulométrie moyenne et déviation standard du sédiment ; distribution granulométrique.

c. LAMES MINCES

L'étude des lames minces a confirmé les observations macroscopiques et l'analyse des images SCOPIX faites précédemment (Figure 19 ; Annexes 13 & 14). La section 1 de la carotte GC7 est composée d'un sédiment homogène en surface, avec ponctuellement des lamines diffuses, qui devient progressivement laminé en profondeur (Figure 19 A). Quelques rares débris de coquilles (bivalves, brachiopodes et foraminifères) ont été identifiés dans cette section. Dans la section 2, le sédiment est constitué en alternance de niveaux plus homogènes, puis de niveaux laminés, et également d'un niveau à coquilles granoclassées sur plusieurs centimètres d'épaisseur (tempestite) (Figure 19 B). La première section de la carotte GC15 est composée d'un sédiment relativement homogène avec quelques laminations diffuses vers le haut de la section. La partie basale de GC15-1 est majoritairement constituée de débris de coquilles (Figure 19 C) et de coquilles entières (tempestites amalgamées pluridécimétriques). La seconde section est composée d'un niveau à coquilles (tempestite) et de sédiment laminé. La troisième section n'a été étudiée que sur les 25 premiers centimètres, au niveau desquels, le sédiment est laminé avec quelques débris de coquilles.

Différents types de structures ont été observés, parmi lesquels se trouvent de nombreux artefacts liés à la réalisation des lames minces (Annexe 13-1) mais aussi des structures sédimentaires témoignant de certains phénomènes particuliers (Figure 19 ; Annexe 13-1). Les structures les plus fréquentes, au sein des lames, sont les tempestites et les bioturbations. Les tempestites permettent de mettre en évidence des événements, notamment des tempêtes, durant lesquels l'énergie sur la plateforme était suffisante pour remobiliser du sédiment et des coquilles en grand nombre. Les bioturbations sont formées par des organismes fouisseurs qui peuvent générer des terriers, perturbant ainsi localement le sédiment sur une certaine profondeur. D'autres structures sédimentaires moins communes et moins évidentes à identifier ont été observées telles que des structures géopétales (Figure 19 D & D') et une fissure de synérèse. Les structures géopétales sont des coquilles dans lesquelles du sédiment s'est déposé suite à la mort de l'individu. Selon la structure de ce sédiment, il est possible de déterminer si la coquille est restée en place après la mort de l'organisme ou si elle a été remobilisée. Dans la plupart des cas, ces structures mettent en évidence une remobilisation importante des coquilles, notamment celles observées dans les tempestites. Les fissures de synérèse se forment suite à des fortes variations de salinité dans le milieu, ce qui paraît probable de par l'emplacement de la carotte GC7 (embouchure du Danube) où a été observée cette structure.

La plupart des niveaux supposés hypoxiques ont été analysés en lames minces (Annexe 13-2) dans le but d'identifier les potentiels traceurs sédimentaires de l'hypoxie. Pour les niveaux hypoxiques de la carotte GC7, seules quelques lamines ont été observées, la majorité du sédiment étant fin, homogène et riche en matière organique. Dans le cas de la section GC15-1, le sédiment est constitué de débris de coquilles (tempestite) pour les deux niveaux supposés hypoxiques. Pour la section GC15-2, le sédiment est homogène, sans aucune structure sédimentaire particulière.

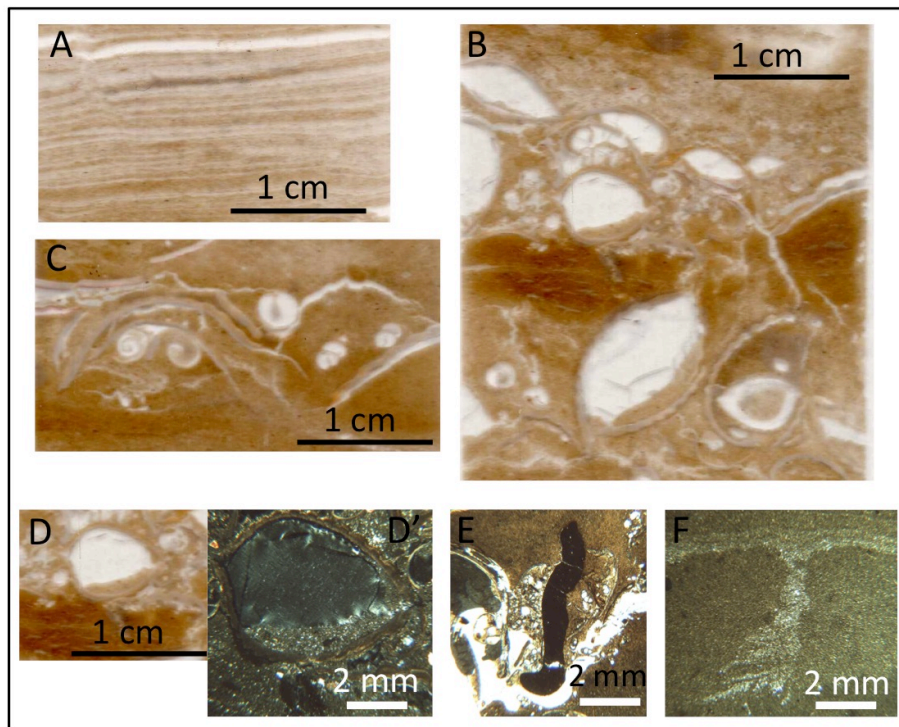


Figure 19 – Illustration des différentes structures sédimentaires visibles dans les lames minces des carottes GC7 et GC15. A : sédiment finement laminé ; B : tempestite granoclassée ; C : niveau à coquilles (entières et débris) ; D et D' : structure géopétale ; E : terrier rempli de matière organique (bioturbation) ; F : potentielle fissure de synérèse. Les photos D', E et F ont été prises au microscope optique en lumière polarisée.

d. PERTE AU FEU

Les résultats des pertes au feu (Figures 17 et 18) pour les carottes GC7 et GC15 montrent peu de variations du pourcentage en poids en eau et en matière organique contenus dans le sédiment, contrairement au pourcentage en carbonates.

Dans la première section de la carotte GC7 (Figure 17), le pourcentage moyen en eau est de 47%, varie entre 33 et 55% et diminue avec la profondeur. La matière organique constitue en moyenne 8,4% du sédiment et fluctue entre 5,8 et 10%. Les carbonates composent entre 6,8% et 34% du sédiment, avec une moyenne de 8,9%. Le pourcentage en carbonates varie peu et la

valeur maximale est observée vers 12 cm de profondeur. Dans la seconde section, le pourcentage en eau varie entre 24 et 44%, avec une moyenne de 34%, et diminue également avec la profondeur. La matière organique constitue entre 0,28 et 10% du sédiment, avec une moyenne de 7,7%. Le plus faible pourcentage calculé est à 105 cm de profondeur. Les carbonates composent entre 6,1% et 16% du sédiment, avec une moyenne de 10%. Les valeurs maximales en carbonates se situent vers 132 cm et 191 cm de profondeur. Il y a en moyenne plus de carbonates et moins d'eau et de matière organique dans la seconde section.

Au sein de la première section de la carotte GC15 (Figure 18), le pourcentage moyen en eau est de 51% et varie entre 32 et 65%. La matière organique constitue en moyenne 8,1% du sédiment et fluctue entre 3,8 et 12% et comme pour le pourcentage en eau, elle diminue avec la profondeur. Le pourcentage le plus élevé a été mesuré à 41 cm de profondeur et les valeurs les plus faibles ont été observées à 50 cm et à 90 cm de profondeur. Les carbonates composent en moyenne 19% du sédiment. Le pourcentage en carbonates varie peu jusque 60 cm, profondeur à partir de laquelle le pourcentage passe de 15 à plus de 50%. C'est aux alentours de 90 cm de profondeur que le pourcentage en carbonates diminue de 73 à moins de 30%. Dans la seconde section, le pourcentage en eau varie entre 23 et 45%, avec une moyenne de 35%. La matière organique constitue entre 3 et 11% du sédiment, avec une moyenne de 5,7%. La valeur maximale a été mesurée à 163 cm de profondeur. Le pourcentage en carbonates fluctue entre 8 et 55% du sédiment, avec une moyenne de 14%. Le pourcentage maximal se situe vers 113 cm de profondeur. Il y a en moyenne moins d'eau, de matière organique et de carbonates dans la seconde section.

e. GRANULOMÉTRIE

Les deux tronçons des carottes GC7 et GC15 montrent un mauvais classement et une faible diversité granulométrique (Figures 17 & 18) : les proportions entre les différentes fractions, c'est-à-dire les argiles, les silts et les sables, sont relativement constantes en fonction de la profondeur.

Dans la carotte GC7 (Figure 17), les silts (fraction entre 2 et 63 μm) représentent plus de 90 % du sédiment sur l'ensemble de la première section et plus de 86% pour la seconde section. Le contenu en argiles (fraction inférieure à 2 μm) est constant en fonction de la profondeur pour les deux sections de la carotte et correspond à environ 7% du sédiment. La fraction sableuse (fraction supérieure à 63 μm) est quasi absente (1,69% du sédiment) de la première section, contrairement à la seconde section où le sable correspond à 5,87% du sédiment. La granulométrie moyenne du sédiment (Figure 17) est de 9,60 μm pour la première section (les valeurs de la

moyenne étant comprises entre 7,40 et 14 μm sur l'ensemble de la section) et de 10,2 μm pour la seconde section (les valeurs de la moyenne étant comprises entre 7,50 et 13,5 μm), ce qui correspond à la classe des silts. Le mode moyen et la médiane moyenne sont respectivement de 12,5 μm et 10,3 μm pour la section 1 et de 10,5 μm et 10,2 μm pour la section 2. Le degré de classement, déduit au moyen de la déviation standard (Figure 17), est considéré comme étant mauvais sur l'ensemble des deux tronçons de la carotte. La déviation standard moyenne équivaut à 5,46 μm pour la première section et à 6,47 μm pour la seconde section.

Pour la carotte GC15 (Figure 18), ce sont également les silts qui constituent la fraction sédimentaire majoritaire, à plus de 86% pour la première section et à plus de 89% pour la seconde section. La fraction argileuse est aussi plus abondante en profondeur : plus de 7% pour la première section et plus de 8% pour la seconde section. La tendance inverse est ainsi observée pour les sables : ces derniers constituent plus de 6% du sédiment dans la première section et seulement 2% dans la seconde section. Néanmoins, la quantité de sable dans le second tronçon varie rapidement en fonction de la profondeur. La granulométrie moyenne du sédiment (Figure 18) est de 14,7 μm pour la première section (les valeurs de la moyenne étant comprises entre 9,50 et 17,8 μm) et de 9,65 μm pour la seconde section (les valeurs de la moyenne étant comprises entre 7,10 et 12,9 μm), ce qui correspond à la classe des silts. Le mode moyen et la médiane moyenne sont respectivement de 26,3 μm et 17,5 μm pour la section 1 et de 13,8 μm et 10,2 μm pour la section 2. Le degré de classement, déduit via la déviation standard (Figure 18), est considéré comme étant mauvais et inférieur à celui de GC7 sur l'ensemble des deux tronçons de la carotte. La déviation standard moyenne équivaut à 9,55 μm pour la première section et à 6,18 μm pour la seconde section.

f. INTERPRÉTATION DES MÉTHODES SÉDIMENTOLOGIQUES

Les résultats des différentes méthodes sédimentologiques sont cohérents. Par exemple, les pics en carbonates observés dans les pertes au feu correspondent à la présence de coquilles souvent préalablement identifiées à certaines profondeurs en macroscopie, en lames minces ou via les images SCOPIX. La diminution du pourcentage en eau en fonction de la profondeur, pour les deux carottes, démontre la mise en place d'une compaction du sédiment, également observée en lames minces (Annexe 13-1), qui entraîne une diminution du volume interstitiel. Le profil d'intensité des rayons X (SCOPIX) permet de voir les variations de densité du sédiment qui est principalement influencée par la lithologie et la porosité. Plus l'intensité en rayons X diminue, plus la densité augmente. Dans certains cas, ces variations de densité pourraient être liées à des changements de granulométrie, dont la porosité dépend directement. Par exemple, les niveaux

riches en coquilles dans GC15 présentent une intensité en rayons X faible, comparée aux autres niveaux, tandis que la section GC15-3, homogène de 220 à 297 cm de profondeur, montre peu de variabilité de l'intensité en rayons X.

Les carottes ont été subdivisées en plusieurs unités lithologiques (Figures 20 & 21 et Annexes 15, 16, 17 & 18), chacune correspondant à certaines lithologies, avec des structures sédimentaires particulières. La description macroscopique, les lames minces et les résultats SCOPIX ont été employés afin de définir ces unités, dont les limites ont été affinées via les autres méthodes sédimentologiques. Ces résultats et la subdivision en unités mettent en évidence que les conditions de dépôt du sédiment sont différentes entre les deux carottes bien que l'environnement de dépôt soit relativement similaire, i.e. un environnement peu profond de plateforme et à proximité des côtes. Au total, 9 unités lithologiques ont été identifiées pour la carotte GC7 et la carotte GC15, selon des critères différents (Annexe 15). D'un point de vue granulométrique (Annexes 17 & 18), ces unités sont similaires avec un mauvais degré de classement. Ces unités, une fois datées (Annexe 16), ont été comparées avec celles définies dans la littérature (Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). La carotte GC7, qui a été datée jusqu'entre 2,3 et 2 ka BC, correspondrait entièrement à la « Shallow Unit » (SU) dont la limite inférieure est datée aux alentours de 5 ka BC, voire 5,5 ka BC (Figure 9 ; Annexe 4) (Soulet *et al.*, 2011 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). Cette unité peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, surtout à l'embouchure du Danube où le taux de sédimentation y est important (Soulet *et al.*, 2011 ; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012). La comparaison entre les unités lithologiques et celles définies dans la littérature est moins évidente dans le cas de la carotte GC15. Selon les datations au ^{14}C , la carotte GC15 remonte jusqu'entre 6,4 et 6,2 ka BC. Cette carotte serait composée des deux unités sédimentaires les plus récentes, déposées au niveau de la plateforme (Figure 9) : l'unité « Shallow Unit » (SU) (Unités 1 à 6 de GC15), composée d'un sédiment foncé argileux et silteux avec des niveaux à coquilles et la « Shell Hash Layer » (SHL) (Unités 6 et 7 de GC15) enrichie en coquilles. La base de la carotte GC15 (Unités 8 et 9) reprendrait, si les datations et l'âge modèle sont corrects, le sommet de l'Unité 3 qui s'est formée lorsque la Mer Noire était un environnement lacustre. Il y aurait ainsi, au niveau du site GC15, l'enregistrement sédimentaire du passage de la Mer Noire d'un lac à un bassin marin, suite aux apports de la Mer Méditerranée, avec le « Initial Marine Inflow » et le « Disappearance of lacustrine species » il y a respectivement 5,9 et 5 ka BC (Figure 9 ; Annexe 4) (Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012).

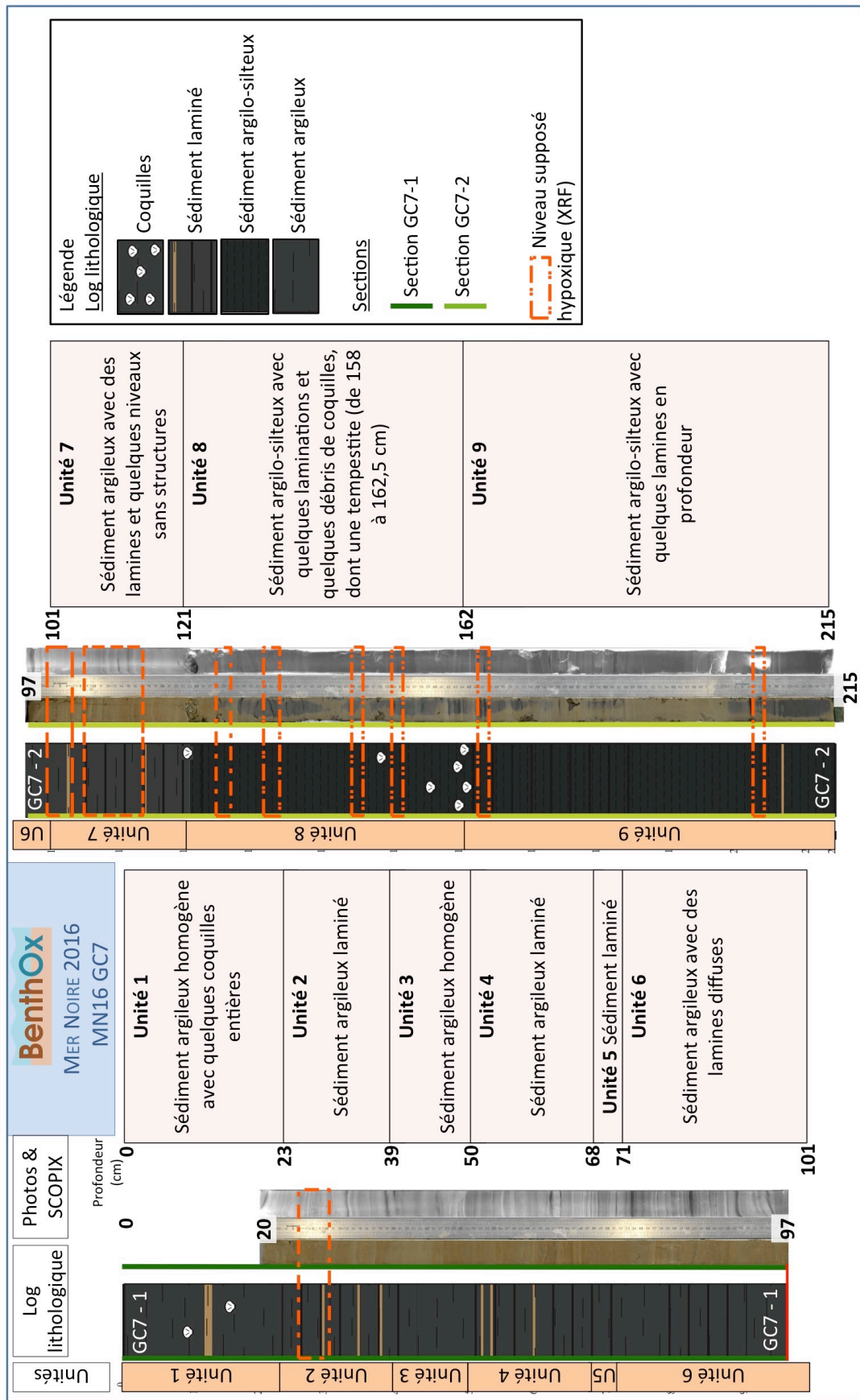


Figure 20 – Description des unités lithologiques définies pour l'ensemble de la carotte GC7 (voir l'annexe 15 pour plus de détails).

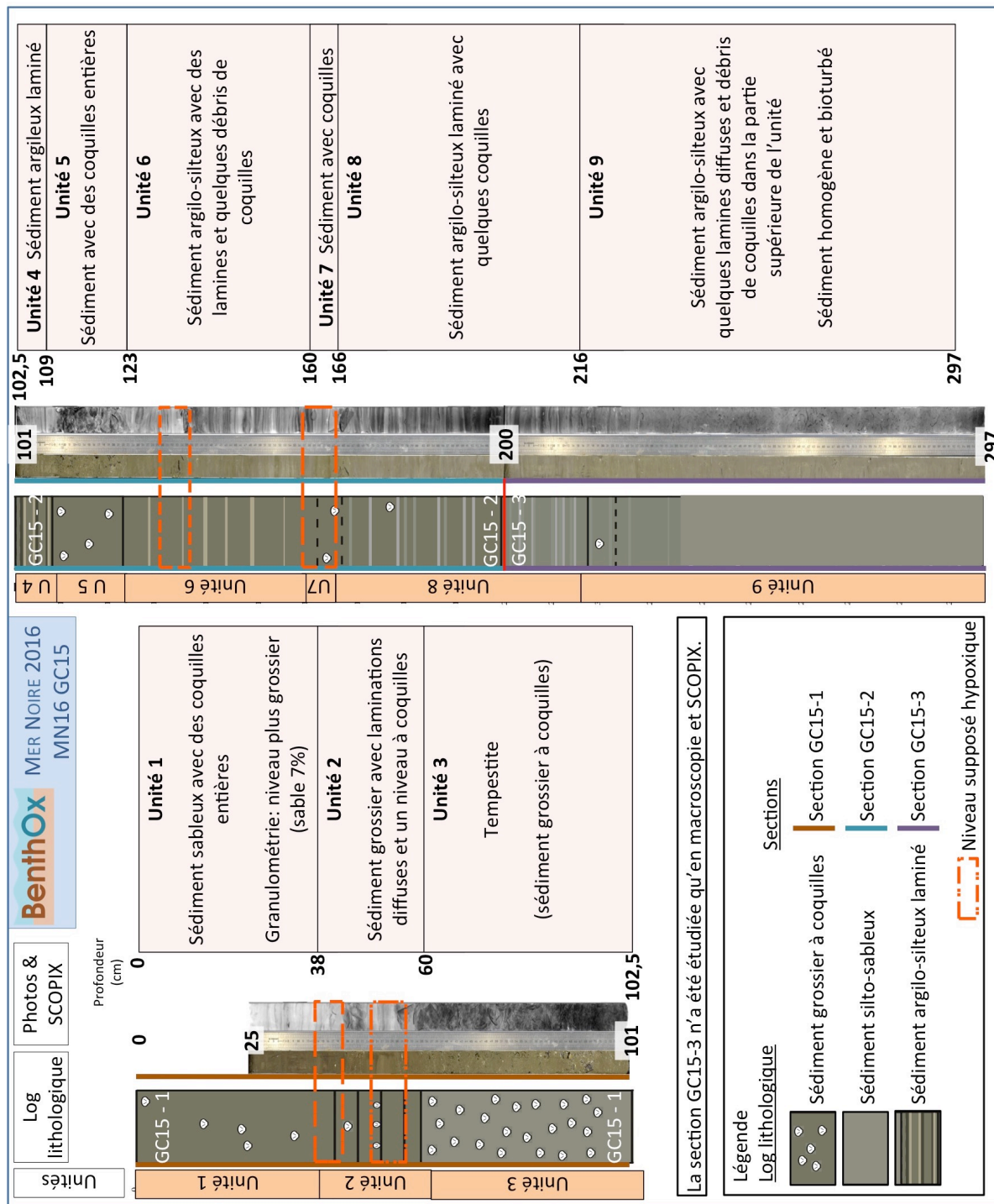


Figure 21 – Description des unités lithologiques définies pour la carotte GC15 (voir l’annexe 15 pour plus de détails).

La carotte GC7 est globalement laminée et son degré de classement moyen est mauvais, ce qui témoigne de l’influence du Danube, dont les crues annuelles peuvent être enregistrées dans le sédiment sous forme de lamines de granulométrie variable. L’occurrence importante de ces

lamines démontre également qu'il y a peu de remobilisation post-dépôt du sédiment et donc peu de perturbations physiques dans le milieu. Cependant l'observation fréquente de bioturbations met en évidence la présence de perturbations locales d'origine biologique dans le sédiment pouvant impacter le sédiment sur plusieurs centimètres. Le taux de sédimentation moyen de cette carotte est également élevé comparé à celui de la carotte GC15, suite aux apports considérables du Danube.

La carotte GC15 présente plusieurs niveaux à coquilles, dont une tempestite pluridécimétrique qui témoigne de l'occurrence de tempêtes dans la baie d'Odessa. La granulométrie moyenne de GC15 est plus élevée que celle de GC7 et le degré de classement du sédiment de GC15 est le plus mauvais des deux carottes analysées, ce qui peut être lié à l'environnement de dépôt peu profond et au niveau duquel il y a de plus fortes fluctuations de la quantité d'énergie au cours du temps. Ces résultats démontrent que cette carotte est impactée par de fortes perturbations physiques et biologiques.

L'observation des coquilles en lames minces remet en question les résultats des datations faites sur les coquilles, puisque la plupart d'entre elles ont été remobilisées (tempestites) ou cassées (débris de coquilles). Il est en conséquence difficile de déterminer la provenance réelle de ces restes d'organismes. Néanmoins les datations sur les coquilles restent celles qui présentent le moins d'erreur. Il est probable que l'âge donné par les coquilles soit surévalué par rapport à l'âge réel de dépôt du sédiment, mais en moindre mesure par rapport aux datations faites sur les acides humiques.

L'utilisation en parallèle des résultats XRF de Sarah Robinet (Robinet, 2019) et des pertes au feu a permis d'identifier des niveaux supposés d'hypoxie, lors de la superposition de certains pics en COT, Mn/Al, S/Al et Fe/Al (Annexe 7-1). Ces niveaux (Annexe 7-2) ont été analysés en détails en lames minces et aucune structure sédimentaire particulière et récurrente n'a été observée : certains niveaux considérés hypoxiques sont des tempestites et le signal de l'hypoxie est mélangé sur plusieurs centimètres. Les autres résultats sédimentologiques n'ont pas permis de corroborer les identifications faites via les résultats XRF et les pertes au feu. Plusieurs hypothèses sont mises en avant dans la partie discussion afin d'expliquer l'absence de l'hypoxie dans les autres résultats sédimentologiques.

3. ASSEMBLAGE DE FORAMINIFÈRES

a. COMPTAGE ET INDICE A-E

Un des buts de ce mémoire était de vérifier si l'indice *Ammonia-Elphidium* est applicable en Mer Noire. L'identification des foraminifères a été réalisée jusqu'au genre et ce sont les genres *Ammonia* et *Elphidium* qui étaient principalement ciblés lors de l'observation (Figure 22 ; Annexe 19). Le genre *Nonion* a été fréquemment observé dans les échantillons et a également été comptabilisé (Figure 22 ; Annexe 19). Ces trois genres de foraminifères rencontrés au sein des carottes GC7 et GC15 appartiennent à l'ordre Rotaliida et plus précisément au sous-ordre Rotaliina. Plusieurs sources ont été utilisées afin de confirmer l'identification (Gheorghian, 1974 ; Chendes *et al.*, 2004 ; Temelkov *et al.*, 2006 ; Kirci-Elmas, 2013 ; Briceag & Ion, 2014 ; Yanko-Hombach *et al.*, 2017 ; Foraminifera.eu, 2019 ; WoRMS, 2019) et Jemaa Amakrane (doctorante à l'Université Mohammed Premier, Oujda, Maroc) y a également contribué. Au moins 200 individus ont été comptés par échantillon, quand l'abondance des foraminifères le permettait. Le comptage a été effectué sur la fraction du sédiment supérieure à 150 µm. Les résultats des comptages sont présentés en annexe 20.

Le nombre d'individus observés varie entre les carottes GC7 et GC15 et selon la profondeur de l'échantillon (Figure 23). Lors des comptages, peu d'individus ont été retrouvés dans les différentes fractions du sédiment de la carotte GC7. Au contraire, pour la carotte GC15, plusieurs centaines voire milliers d'individus étaient présents dans certains échantillons. Le genre le plus abondant trouvé dans les échantillons des carottes GC7 et GC15 est le genre *Ammonia*. Il correspond à plus de 93% des foraminifères comptabilisés pour la carotte GC7 ainsi que pour la carotte GC15. Le genre *Elphidium* ne constitue que 0,5 et 1,8% des individus, respectivement pour GC7 et GC15. Le pourcentage restant des individus correspond au genre *Nonion* ou à d'autres genres mineurs non identifiés.

L'indice A-E a été calculé (Eq.5 ; Annexe 21) à partir des comptages effectués sur la fraction supérieure à 150 µm. Différents graphes ont été réalisés afin de mettre en évidence la variation de l'indice A-E selon différents paramètres, notamment les conditions d'oxygénation supposées via les résultats XRF de Sarah Robinet et les pertes au feu. Les figures 24 et 25 illustrent la potentielle corrélation qui existerait entre l'indice A-E et le contenu en carbone organique total (COT), obtenu via les pertes au feu, pour les carottes GC7 et GC15. Dans un contexte d'hypoxie, où le genre *Ammonia* devrait être sur-représenté dans les assemblages par rapport au genre *Elphidium* (indice A-E proche de 100%), le pourcentage en COT serait a priori plus élevé que dans un contexte normal d'oxygénation du milieu (Sen Gupta *et al.*, 1996).

Cependant, il n'y a pas de corrélation visible entre l'indice A-E et le COT pour les deux carottes (Figures 24 & 25). Concernant la section 7-2 (Figure 26), il y a peu de variations de l'indice en fonction de la profondeur, contrairement aux autres sections (Figures 26 & 27). Ces résultats montrent également que l'indice A-E peut être de 100% pour des niveaux supposés non hypoxiques et qu'il n'existe pas de réelles variations de cet indice entre les niveaux supposés hypoxiques et les niveaux supposés non hypoxiques.

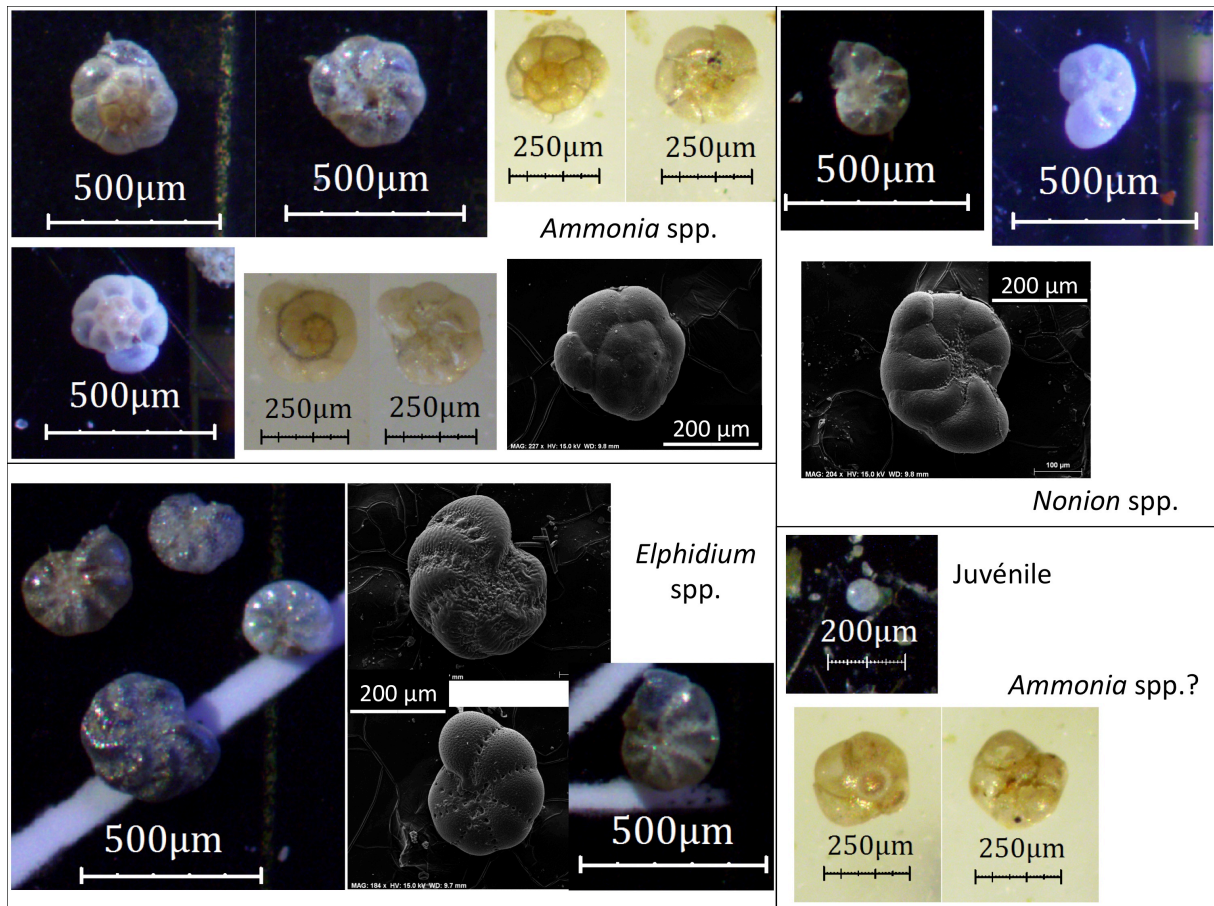


Figure 22 – Exemple de foraminifères rencontrés dans les carottes GC7 et GC15 (Annexe 19). Photos prises au binoculaire et au microscope électronique à balayage (MEB), en utilisant des grossissements variables (voir échelle sur chaque photo).

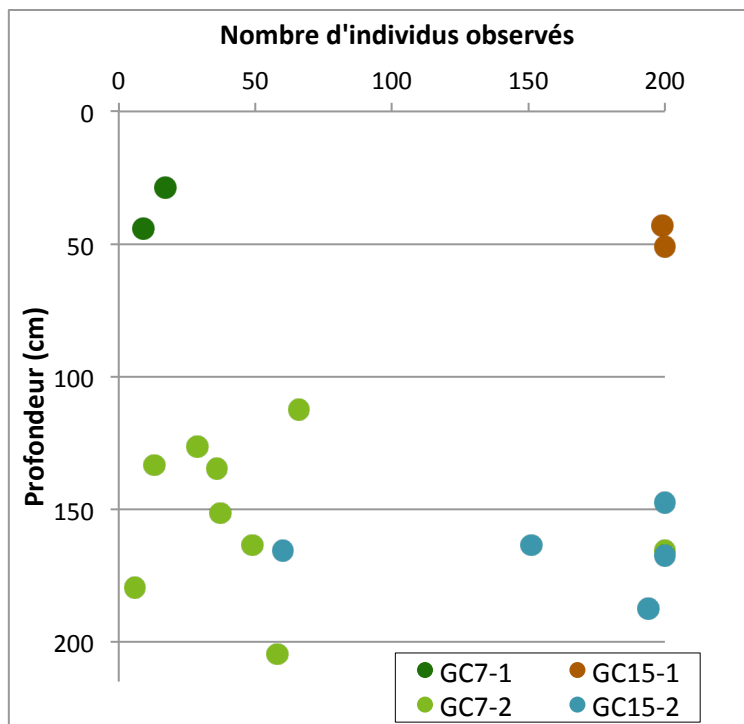


Figure 23 – Nombre de foraminifères observés en fonction de la profondeur pour la fraction sédimentaire supérieure à 150 μm dans les sections GC7-1, GC7-2, GC15-1 et GC15-2. La limite maximale fixée lors des comptages était de 200 individus, afin d'une part d'arrêter le comptage même si les échantillons présentaient une abondance de foraminifères plus élevée et d'autre part d'avoir des résultats représentatifs de l'échantillon.

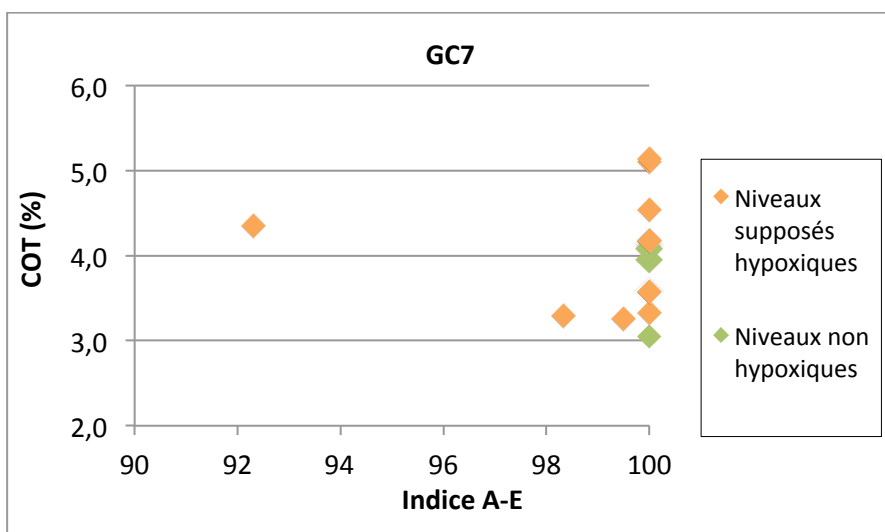


Figure 24 – Corrélation entre l'indice A-E et le carbone organique total de la carotte GC7. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques.

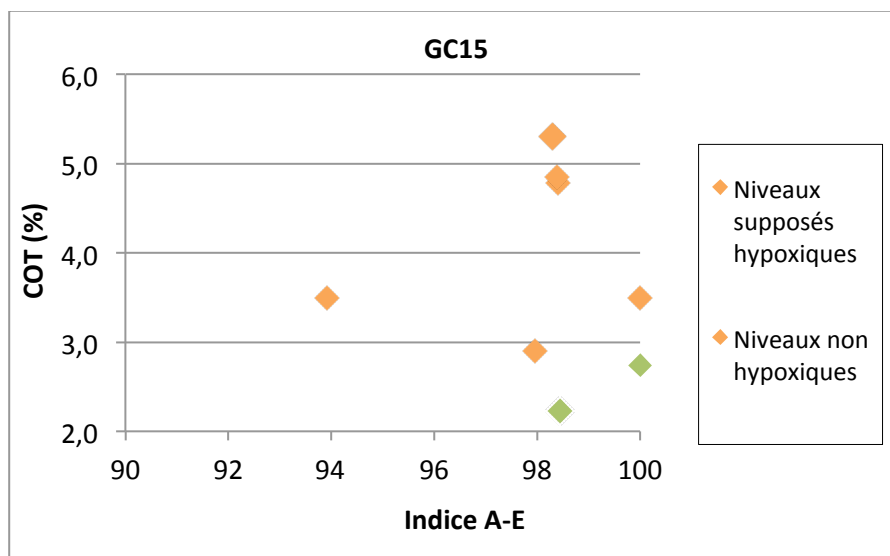


Figure 25 – Corrélation entre l'indice A-E et le carbone organique total de la carotte GC15. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques.

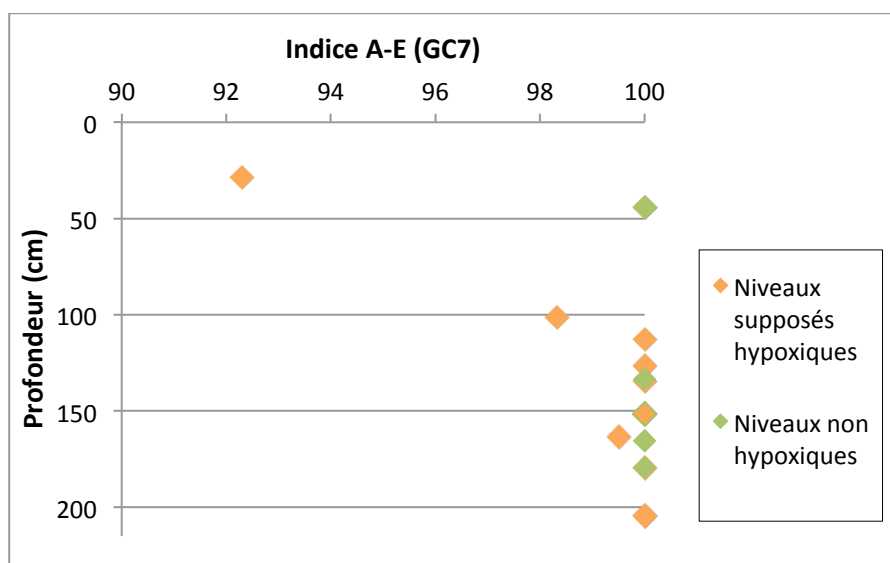


Figure 26 – Evolution de l'indice A-E en fonction de la profondeur pour la carotte GC7. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques.

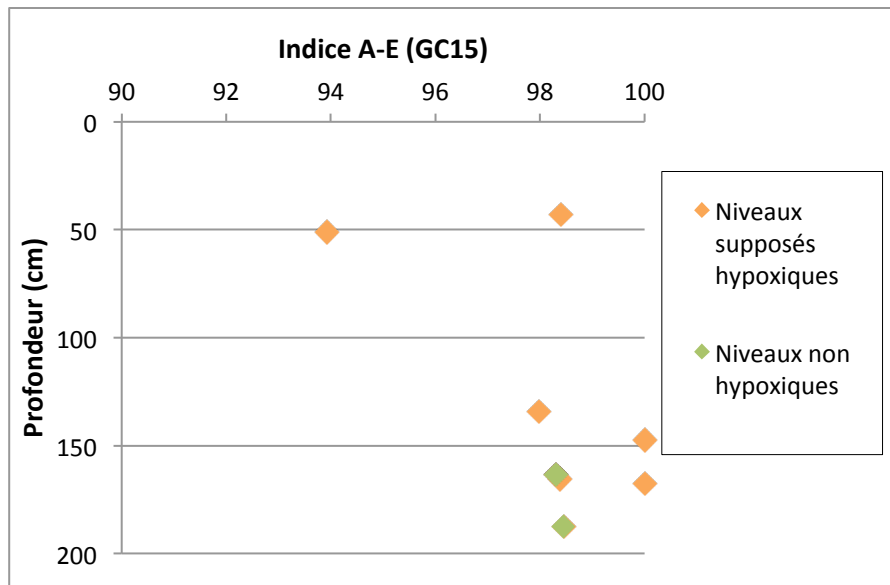


Figure 27 – Evolution de l'indice A-E en fonction de la profondeur pour la carotte GC15. Les points oranges correspondent aux niveaux supposés hypoxiques et les points verts, aux niveaux supposés non hypoxiques.

b. INTERPRÉTATION

Dès la première observation des échantillons, une différence majeure est apparue entre les carottes GC7 et GC15 (Figure 23) : peu d'individus ont été retrouvés dans la carotte GC7 contrairement à la GC15 et ce, à toutes profondeurs. La principale explication serait liée à la localisation des carottes (Figure 10) : la carotte GC7 a été prélevée à l'embouchure du Danube et la carotte GC15 a été prise dans la baie d'Odessa. Il a été démontré par Yanko-Hombach (2007) (Figure 14) que le nombre d'espèces et de foraminifères varie spatialement sur la plateforme de la Mer Noire principalement à cause des variations importantes de salinité. Ainsi à l'embouchure du Danube et à cause de l'important volume d'eau douce acheminé par ce dernier, la salinité y est inférieure à 5‰ et le nombre d'espèces qui peuvent y être retrouvées est inférieur à 10. La salinité est plus élevée dans la baie d'Odessa et le nombre d'espèces qui y vivent, environ 50, y est aussi plus important (Yanko-Hombach, 2007).

L'abondance du genre *Ammonia*, particulièrement résistant aux conditions hypoxiques (Moodley & Hess, 1992), dans tous les échantillons observés, pourrait laisser supposer que la plateforme est couramment sous conditions hypoxiques. Cependant, l'utilisation de l'indice *Ammonia-Elphidium* n'a pas permis de mettre en évidence des niveaux hypoxiques dans les carottes GC7 et GC15, ni de confirmer l'identification de niveaux supposés hypoxiques via les résultats XRF et les pertes au feu. Plusieurs facteurs peuvent impacter les résultats de cet indice. Le premier est lié à l'observation et l'identification des individus rencontrés, notamment des

genres *Ammonia* et *Elphidium*. Pour pouvoir identifier correctement les foraminifères, un certain temps d'adaptation est nécessaire, particulièrement au binoculaire dont le grossissement maximum était de 45x. L'identification a été faite jusqu'au genre et pas jusqu'à l'espèce, car d'une part, cela n'était pas nécessaire pour calculer l'indice et d'autre part, cela permettait de réduire les erreurs potentielles. Il a également été possible de confirmer l'identification de certains foraminifères, et notamment du genre *Elphidium*, au microscope électronique à balayage. Il existe aussi un facteur majeur autre que l'oxygénation du milieu qui influence les assemblages de foraminifères : la salinité (Armstrong & Brasier, 2005 ; Yanko-Hombach, 2007). Les carottes proviennent d'environnements proximaux où les apports en eau douce du Danube, du Dniepr et du Dniestr diminuent la salinité. Dans ce type de milieu, les assemblages sont moins diversifiés et les populations autres qu'*Ammonia*, qui semble résistant aux variations de salinité (Yanko-Hombach, 2007), pourraient être fortement impactées. Le troisième facteur est le remaniement potentiel du sédiment qui mélangerait ainsi le signal de l'hypoxie saisonnière sur une certaine épaisseur de sédiment. L'observation des lames minces a permis de souligner la présence de tempestites, qui peuvent se former lors de tempêtes, de coquilles remaniées (débris ou structures géopétales) et de bioturbations qui participent grandement au remaniement du sédiment. Les autres facteurs probables sont liés à l'hypoxie elle-même (V. Discussion).

V. DISCUSSION

L'utilisation du pourcentage en carbone organique total, issu des pertes au feu, permet d'identifier plusieurs niveaux supposés hypoxiques dans les carottes GC7 et GC15. Cependant, les autres méthodes sédimentologiques (SCOPIX, lames minces et granulométrie) et paléontologiques (indice A-E), appliquées dans ce mémoire, ne permettent pas de confirmer ou d'infirmer si les niveaux supposés hypoxiques de la plateforme nord-ouest de la Mer Noire le sont réellement. Plusieurs facteurs peuvent impacter les résultats obtenus : le remaniement et les bioturbations peuvent réduire l'amplitude du signal de l'hypoxie au sein du sédiment. L'activité biologique (bioturbations) peut entraîner localement un mélange du sédiment sur plusieurs centimètres de profondeur. La remise en suspension du sédiment, notamment lors de tempêtes, est facilitée par la faible profondeur de la plateforme, notamment à l'embouchure du Danube et dans la baie d'Odessa. Durant les derniers 7000 ans, le niveau marin de la Mer Noire (Figure 9) a fluctué sur plusieurs mètres, tout en laissant GC7 et GC15 constamment immergés, à faible profondeur. L'environnement de dépôt a ainsi peu évolué durant ce laps de temps. Il existe également d'autres explications possibles à l'absence de résultats : il se peut que l'hypoxie

saisonnaire ne soit qu'un phénomène récent, principalement initié par l'activité humaine côtière et qu'elle ne se produit pas durant la majeure partie de l'Holocène. L'identification des niveaux supposés hypoxiques à partir des pics en Fe/Al, S/Al, Mn/Al et COT (Annexe 7) pourrait également être erronée puisque la XRF et les pertes au feu sont des méthodes qualitatives. Sarah Robinet (2019) détaille les limites de la méthode XRF et met en évidence que les résultats de cette méthode ne permettraient potentiellement pas d'identifier l'hypoxie. En effet, certains éléments en trace généralement utilisés pour détecter des conditions réduites comme Mo et U n'ont pas été mesurés en XRF. D'autres éléments comme V, Cu et Zn étaient présents dans les résultats XRF mais en ont été exclus, de par leur faible concentration.

Selon les datations faites sur les acides humiques (Figure 16), la carotte GC7 correspondrait à la « Shallow Unit » tandis que GC15 équivaldrait aux trois unités sédimentaires (« Shallow Unit », « Shell Hash Layer » & Unité 3) de la plateforme (Figures 9 & 28), la carotte GC15 remontant à priori à plus de 8000 ans d'accumulation de sédiment. Cependant, lorsque la Mer Noire était un lac, c'est-à-dire il y a plus de 8000 ans, le niveau « marin » était plus bas (Figure 9). Le milieu de dépôt de la base de la carotte devait en conséquence être émergé, ce qui paraît être contradictoire avec la mise en place d'un processus de sédimentation. De ce fait, l'Unité 3, déposée en milieu exclusivement lacustre, pourrait ne pas être enregistrée dans GC15 et les datations sur-évalueraient l'âge de dépôt du sédiment de cette carotte. L'exactitude des datations est influencée par plusieurs paramètres : le matériel daté (acide humique ou coquilles) et la correction de l'âge réservoir qui est appliquée, dont la valeur varie selon les auteurs et selon la profondeur du milieu de dépôt. Néanmoins, les résultats des datations en cours de réalisation devraient permettre d'affiner l'âge modèle de GC7 et de GC15. L'étude détaillée de la section GC15-3 pourrait permettre de définir avec plus de certitude la correspondance entre les unités lithologiques de ce travail et les unités définies communément dans la littérature (Figure 28), et *in fine* de déterminer si cette carotte enregistre réellement le passage de la Mer Noire d'un environnement lacustre (Unité 3) à un environnement marin (SHL et SU). L'étude des assemblages de foraminifères pourrait permettre, par exemple, de définir la salinité du milieu de dépôt et donc d'identifier non pas l'hypoxie, mais plutôt le passage du milieu lacustre au milieu marin, s'il est bien enregistré dans le sédiment de la carotte GC15 (Yanko-Hombach, 2007).

Pour déterminer si l'indice A-E est applicable en Mer Noire, il aurait été plus pertinent de prélever du sédiment à une certaine distance des côtes, là où la variation de la salinité joue un rôle mineur par rapport à l'hypoxie saisonnière et où les perturbations physiques sur le sédiment sont moindres. Il est également possible que la salinité moyenne de la Mer Noire, inférieure à la salinité optimale des foraminifères, complique l'utilisation de cet indice en Mer Noire.

VI. CONCLUSIONS

L'hypoxie, phénomène de plus en plus commun dans les zones côtières, est liée à la stratification et à l'eutrophisation de la colonne d'eau. La plateforme nord-ouest de la Mer Noire subit une hypoxie saisonnière impactant considérablement l'ensemble de la chaîne trophique. Dans le cas de la Mer Noire, l'eutrophisation est engendrée par l'activité humaine sur les côtes, mais également par l'anthropisation de la majeure partie du bassin versant du Danube, importante depuis les années 1960. L'Homme a ainsi, en déforestant et en mettant en place de larges zones agricoles, participé à l'érosion active du bassin versant et joue en conséquence un rôle majeur sur la quantité de sédiment et de nutriments transportés par le Danube jusque dans la Mer Noire.

Le but de ce mémoire était de déterminer si cette hypoxie saisonnière peut également être retrouvée dans le passé, c'est-à-dire dans le sédiment, avant l'impact des activités humaines récentes sur les apports en sels nutritifs. L'utilisation des traceurs sédimentaires et paléontologiques n'a cependant pas permis d'identifier avec certitude l'hypoxie saisonnière dans le sédiment. Les résultats de ce mémoire n'ont ainsi pas permis de déterminer l'occurrence des phases d'hypoxie naturelles sur la plateforme durant l'Holocène. Plusieurs facteurs permettent d'expliquer cette absence de résultats. Le premier est lié à l'hypoxie elle-même qui peut ne pas être présente ou observable via les méthodes employées, en prenant en compte que le sédiment a été partiellement remanié. Le second facteur est lié aux apports considérables en eau douce, dont notamment ceux du Danube, qui influencent fortement la salinité de la colonne d'eau dans les zones côtières de la plateforme. Ces variations de salinité impactent les organismes, dont les foraminifères, qui seraient plus sensibles à la baisse de salinité qu'à la mise en place de l'hypoxie saisonnière.

Les méthodes sédimentologiques et les datations appliquées sur les carottes GC7 et GC15 ont permis d'identifier des unités lithologiques qui ont pu être corrélées avec certitude avec deux des trois unités définies communément dans le sédiment de la plateforme de la Mer Noire : la « Shallow Unit » et la « Shell Hash Layer ». Selon l'âge modèle, la base de la carotte GC15 correspondrait au sommet de l'Unité 3 et se serait déposée lorsque la Mer Noire était un environnement lacustre. Cette carotte enregistrerait en conséquence l'évolution du bassin d'un lac, ou d'un environnement semi-marin, à un milieu exclusivement marin suite aux apports de la Mer Méditerranée à partir d'il y a 8000 ans. Une étude sédimentologique et paléontologique approfondie de la section GC15-3 permettrait d'identifier plus précisément le type de milieu de dépôt de la base de la carotte GC15.

RÉFÉRENCES

- Aksu A.E., Mudie P.J., Rochon A., Kaminski M.A., Abrajano T. & Yasar D. (2002). Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's flood hypothesis. *Geotimes*, 12, 4–10.
[http://doi.org/10.1130/1052-5173\(2002\)012<0004:PHOFTB>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/1052-5173(2002)012<0004:PHOFTB>2.0.CO;2)
- Armstrong H. & Brasier M. (2005). *Microfossils* (2nd edition). Blackwell Publishing, 296p.
<http://doi.org/10.1002/9781118685440>
- Beaudoin A. (2003). A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology*, 29(3), 387–390. <http://doi.org/10.1023/A:1023972116573>
- Blaauw M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5(5), 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Breitburg D., Grégoire M. & Isensee K. (2018). Global Ocean Oxygen Network. The ocean is losing its breath : Declining oxygen in the world's ocean and coastal waters. IOC-UNESCO, IOC Technical Series, 137, 40p.
- Briceag A. & Ion G. (2014). Holocene ostracod and foraminiferal assemblages of the Romanian Black Sea shelf. *Quaternary International*, 345, 119–129. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.028>
- Capet A. (2014). Study of the multi-decadal evolution of the Black Sea hydrodynamics and biogeochemistry using mathematical modelling. [PhD]. ULiège, Liège.
<https://orbi.uliege.be/handle/2268/163502>
- Chendes C., Kaminski M.A., Filipescu S., Aksu A.E. & Yasar D. (2004). The response of modern benthic foraminiferal assemblages to water-mass properties along the southern shelf of the Marmara Sea. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 4, 69-80.
- Cociasu A., Dorogan L., Humborg C. & Popa L. (1996). Long-term ecological changes in the Romanian coastal waters of the Black Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 32(1), 32–38.
[https://doi.org/10.1016/0025-326X\(95\)00106-W](https://doi.org/10.1016/0025-326X(95)00106-W)
- Colodner D., Edmond J. & Boyle E. (1995). Rhenium in the Black Sea : comparison with molybdenum and uranium. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(1-2), 1–15.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00010-A](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00010-A)
- Croudace I.W. & Rothwell R.G. (2015). *Micro-XRF studies of sediment cores : applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht, Springer, *Developments in Paleoenvironmental Research*, 17, 656p.
- Dean W. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>

- Diaz R.J. (2001). Overview of Hypoxia around the World. *Journal of Environment Quality*, 30(2), 275–281. <http://doi.org/10.2134/jeq2001.302275x>
- Esri (2018). ArcGIS 10.6.1 Desktop Help. ESRI, Redlands, CA. ArcGIS.
- Fontugne M., Guichard F., Bentaleb I., Stretchie C. & Lericolais G. (2009). Variations in ¹⁴C reservoir ages of Black Sea waters and sedimentary organic carbon during anoxic periods : influence of photosynthetic versus chemoautotrophic production. *Radiocarbon*, 51(3), 969-976.
- Foraminifera.eu (2019). The Foraminifera.eu Project – Foraminifera Gallery – illustrated catalog. <https://www.foraminifera.eu>, consulté en octobre et novembre 2018 ainsi qu'en mars et avril 2019.
- Friedrich J., Dinkel C., Friedl G., Pimenov N., Wijsman J., Gomoiu M.-T., Cociasu A., Popa L. & Wehrli B. (2002). Benthic nutrient cycling and diagenetic pathways in the north-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(3), 369–383. <http://doi.org/10.1006/ecss.2000.0653>
- GADAM Centre (2019). Gliwice Radiocarbon Laboratory. <http://www.carbon14.pl/c14new/c14lab.php>, consulté le 5 février 2019
- Gheorghian M. (1974). Distribution Pattern of Benthonic Foraminifera on Continental Shelf of Black Sea off Rumanian Shore. In : Degens E.T. & Ross D.A. (Eds), *The Black Sea – Geology, Chemistry, and Biology*, 411-418.
- Giosan L., Coolen M.J.L., Kaplan J.O., Constantinescu S., Filip F., Filipova-Marinova M., Kettner A.J. & Thom N. (2012). Early Anthropogenic Transformation of the Danube-Black Sea System. *Scientific Reports*, 2, 582. <https://doi.org/10.1038/srep00582>
- Giunta S., Morigi C., Negri A., Guichard F. & Lericolais G. (2007). Holocene biostratigraphy and paleoenvironmental changes in the Black Sea based on calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology*, 63(1-2), 91–110. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.12.001>
- Gooday A.J., Jorissen F., Levin L.A., Middelburg J.J., Naqvi S.W.A., Rabalais N.N., Scranton M. & Zhang J. (2009). Historical records of coastal eutrophication-induced hypoxia. *Biogeosciences*, 6, 1707–1745. <http://doi.org/10.5194/bg-6-1707-2009>
- Grégoire M. & Friedrich J. (2004). Nitrogen budget of the north-western Black Sea shelf as inferred from modeling studies and in-situ benthic measurements. *Marine Ecology Progress Series*, 270, 15–39. <http://doi.org/10.3354/meps270015>
- Grégoire M., Raick C. & Soetaert K. (2008). Numerical modeling of the central Black Sea ecosystem functioning during the eutrophication phase. *Progress in Oceanography*, 76(3), 286–333. <http://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.01.002>
- Heiri O., Lotter A.F. & Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments : reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1), 101–110. <http://doi.org/10.1023/A%3A1008119611481>

- Humborg C., Ittekkot V., Cociasu A. & van Bodungen B. (1997). Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure. *Nature*, 386, 385–388. <http://doi.org/10.1038/386385a0>
- Kaiho K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22(8), 719–722. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0719:BFDOIA>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0719:BFDOIA>2.3.CO;2)
- Kaiho K. (1999). Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 37(1), 67–76. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00008-0)
- Kaminski M.A. (2012). Calibration of the Benthic Foraminiferal Oxygen Index in the Marmara Sea. *Geological Quarterly*, 56(4), 757-764. <http://doi.org/10.7306/gq.1061>
- Kaminski M.A., Aksu A., Box M., Hiscott R.N., Filipescu S. & Al-Salameen M. (2002). Late Glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea : implications for Black Sea–Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Marine Geology*, 190(1–2), 165–202. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00347-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00347-X)
- Kirci-Elmas E. (2013). Benthic foraminiferal distribution (living and dead) from a permanently stratified marginal sea (Marmara Sea, Turkey). *Journal of Foraminiferal Research*, 43(4), 340–360. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.43.4.340>
- Kwiecien O., Arz H.W., Lamy F., Wulf S., Bahr A., Röhl U. & Haug G.H. (2008). Estimated reservoir ages of the Black Sea since the Last Glacial. *Radiocarbon*, 50(1), 99-118. <http://doi.org/10.1017/S0033822200043393>
- Lancelot C., Staneva J., van Eeckhout D., Beckers J.-M. & Stanev E. (2002). Modelling the Danube-influenced north-western continental shelf of the Black Sea. II : Ecosystem response to changes in nutrient delivery by the Danube River after its damming in 1972. *Estuarine Coastline Shelf Science*, 54(3), 473–499. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0659>
- Lericolais G., Bulois C., Gillet H. & Guichard F. (2009). High frequency sea-level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM. *Global and Planetary Change*, 66(1–2), 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.010>
- Lofi J. & Weber O. (2001). SCOPIX - digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structure in undisturbed core slabs. *Geo-Marine Letters*, 20(3), 182–186. <http://doi.org/10.1007/s003670000051>
- López G.I. (2017). Grain Size Analysis. In : Gilbert A.S. (Ed), *Encyclopedia of Geoarchaeology*, 341-348. <http://doi.org/10.1007/978-1-4020-4409-0>
- Lougheed B.C., Obrochta S.P., Lenz C., Mellström A., Metcalfe B., Muscheler R., Reinholdsson M., Snowball I. & Zillén L. (2017). Bulk sediment ¹⁴C dating in an estuarine environment : How accurate can it be? *Paleoceanography*, 32(2), 123–131. <http://doi.org/10.1002/2016PA002960>

- Malvern Panalytical (2019). Diffraction laser (DL) : distributions granulométriques des particules du nanomètre au millimètre. <https://www.malvernpanalytical.com/fr/products/technology/light-scattering/laser-diffraction>, consulté le 9 mars sur le site de Malvern Panalytical.
- Mathieu R., Bellier J. & Granier B. (2011). Manuel de micropaléontologie. Manuscrit en ligne. *Carnets de géologie*, 2, 123p. http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2011_B02/CG2011_B02.pdf
- Mee L.D. (1992). The Black Sea in crisis : a need for concerted international action. *Ambio*, 21, 278–285.
- Migeon S., Weber O., Faugeres J.-C. & Saint-Paul J. (1998). SCOPIX : A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18(3), 251–255. <http://doi.org/10.1007/s003670050076>
- Modelling for Aquatic System (MAST) (2016). The EMBLAS II Black Sea Survey was joined by the FNRS BENTHOX team. <http://labos.ulg.ac.be/mast/the-emblas-ii-black-sea-survey-was-joined-by-the-fnrs-benthox-team/>, consulté le 6 mars 2019 sur le site de l'Université de Liège.
- Moodley L. & Hess C. (1992). Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen concentrations. *Biological Bulletin*, 183(1), 94–98. <http://doi.org/10.2307/1542410>
- Oaie G. & Melinte-Dobrinescu M.C. (2012). Holocene litho- and biostratigraphy of the NW Black Sea (Romanian shelf). *Quaternary International*, 261, 146–155. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.014>
- Oguz T., Tugrul S., Kideys A.E., Vedat E. & Kubilay N. (2005). Physical and biogeochemical characteristics of the Black Sea. In : Robinson A.R. & Brink K.H. (Eds), *The sea*, 1331–1369.
- Ozsoy E. & Unluata U. (1997). Oceanography of the Black Sea : A review of some recent results. *Earth-Science Reviews*, 42(4), 231–272. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(97\)81859-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)81859-4)
- Piotrowska N. (2013). Status report of AMS sample preparation laboratory at GADAM Centre, Gliwice, Poland. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294, 176–181. <http://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.05.017>
- Plante A., Roevros N., Capet A., Grégoire M., Fagel N. & Chou L. (2017). Benthic hypoxia and early diagenesis in the Black Sea shelf sediments. [Poster]. EGU General Assembly, 2017, Vienna, Austria. <https://orbi.uliege.be/handle/2268/212452>
- Rabalais N.N., Turner R.E., Justic D., Dortch Q., Wiseman Jr.W.J. & Sen Gupta B.K. (1996). Nutrient changes in the Mississippi River and system responses on the adjacent continental shelf, *Estuaries and Coasts*, 19(2), 386–407. <http://doi.org/10.2307/1352458>
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M. & van der Plicht J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

- Roberts N. (1998). *The Holocene : An Environmental History*. 2^{ème} édition, Wiley-Blackwell, 328 p.
- Robinet S. (2019). Hypoxie au cours de l'Holocène sur la plateforme NW de la Mer Noire – traceurs géochimiques. [Master Thesis]. ULiège, Liège.
- Ross D.A. & Degens E.T. (1974). Recent sediments of the Black Sea. In : Degens E.T. & Ross D.A. (Eds) : *The Black Sea : Geology, Chemistry, and Biology*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA, 183–199.
- Santisteban J.I., Mediavilla R., López-Pamo E., Dabrio C.J., Ruiz Zapata M.B., Gil García M.J., Castaño S. & Martínez-Alfaro P.E. (2004). Loss on ignition : a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32(3), 287–299.
- Sen Gupta B.K., Turner R.E. & Rabalais N.N. (1996). Seasonal oxygen depletion in continental-shelf waters of Louisiana : Historical record of benthic foraminifera. *Geology*, 24(3), 227–230.
- Sen Gupta B.K. & Platon E. (2006). Tracking Past Sedimentary Records of Oxygen Depletion in Coastal Waters : Use of the Ammonia-Elphidium Foraminiferal Index. *Journal of Coastal Research*, 39(39), 1351–1355.
- Siani G., Paterne, M., Arnold M., Bard E., Métivier B., Tisnerat N. & Bassinot F. (2000). Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon*, 42(2), 271-280. <http://doi.org/10.1017/S0033822200059075>
- Soulet G., Giosan L., Flaux C. & Galy V (2019). Using stable carbon isotopes to quantify radiocarbon reservoir age offsets in the coastal Black Sea. *Radiocarbon*, 61(1), 309-318. <http://doi.org/10.1017/RDC.2018.61>
- Soulet G., Ménot G., Lericolais G. & Bard E. (2011). A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quaternary Science Reviews*, 30(9–10), 1019–1026. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.001>
- Spadini G., Robinson A.G. & Cloetingh S. (1997). Thermomechanical modeling of Black Sea basin formation, subsidence, and sedimentation. In : Robinson A. (Eds), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*, 19–38.
- Stanev E.V. (2005). Understanding Black Sea Dynamics : Overview of Recent Numerical Modeling. *Oceanography*, 18(2), 56–75.
- Temelkov B.K., Golemansky V.G. & Todorov M.T. (2006). Updated Check-List of the Recent Foraminifera from the Bulgarian Black Sea Coast. *Acta Zoologica Bulgarica*, 58(1), 17-36.
- Thomas E., Gapotchenko T., Varekamp J.C., Mecray E.L. & Buchholtzen Brink M.R. (2000). Benthic Foraminifera and environmental changes in Long Island Sound. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 641– 655.
- UMR EPOC (2019). Sedimentologie Litholamellage – Préparation d'une lame mince. http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_sedimentologie7, consulté le 10 mars 2019 sur le site de l'UMR CNRS 5805 EPOC.

- Vespremeanu E. & Golumbeanu M. (2018). The Black Sea. Physical, Environmental and Historical Perspectives. Springer Geography. 150p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-70855-3>
- World Register of Marine Species – WoRMS (2019). An authoritative classification and catalogue of marine names. <http://marinespecies.org/index.php>, consulté en octobre et novembre 2018 ainsi qu'en mars et avril 2019.
- Yanko V. (1990). Stratigraphy and paleogeography of marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 44, 167–187.
- Yanko-Hombach, V. (2007). Controversy over Noah's Flood in the Black sea : geological and foraminiferal evidence from the shelf. In : Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N. & Dolukhanov P.M. (Eds), *The Black Sea Flood Question*, 149–203. <http://doi.org/10.1007/978-1-4020-5302-3>
- Yanko-Hombach V., Kondariuk T. & Motnenko I. (2017). Benthic foraminifera indicate environmental stress from river discharge to marine ecosystems : Example from the Black Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 47(1), 70-92. <http://doi.org/10.2113/gsjfr.47.1.70>
- Yanko-Hombach V., Mudie P.J., Kadurin S. & Larchenkov E. (2014). Holocene marine transgression in the Black Sea : New evidence from the northwestern Black Sea shelf. *Quaternary International*, 345, 100–118.

ANNEXES