



HAL
open science

Contexte paléoenvironnemental en domaine Atlantique est équatorial : évolution des populations de kystes de dinoflagellés au cours des derniers 45 000 ans

William Hardy

► To cite this version:

William Hardy. Contexte paléoenvironnemental en domaine Atlantique est équatorial : évolution des populations de kystes de dinoflagellés au cours des derniers 45 000 ans. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2017. Français. NNT : 2017BRES0026 . tel-01614738

HAL Id: tel-01614738

<https://theses.hal.science/tel-01614738>

Submitted on 11 Oct 2017

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

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

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale EDSM

présentée par

William Hardy

Préparée à Brest

Contexte paléoenvironnemental en domaine Atlantique est équatorial : Evolution des populations de kystes de dinoflagellés au cours des derniers 45 000 ans

Thèse soutenue le 16 Mars 2017

devant le jury composé de :

Anne DE VERNAL

Professeur, GEOTOP Université du Québec à Montréal. *Rapporteur*

Didier ROCHE

Chargé de Recherche CNRS HDR, LSCE. *Rapporteur*

Luc BEAUFORT

Directeur de Recherche CNRS, CEREGE. *Examineur*

Laurent LONDEIX

Maître de Conférence, EPOC Université de Bordeaux. *Examineur*

Brigitte VAN VLIET LANOE

Directrice de Recherche CNRS émérite, IUEM-LGO. *Examinatrice*

Laurence DROZ

Chargée de Recherche CNRS, IUEM -LGO. *Directrice de thèse*

Aurélien PENAUD

Maître de Conférence, IUEM-LGO, Université Bretagne Occidentale.

Co-directrice de thèse

Fabienne MARRET

Maître de Conférence, Département de Géographie, Université de Liverpool. *Co-encadrante de thèse*

REMERCIEMENTS

Un long cycle de vie s'achève. Lorsque je suis arrivé à Brest à la fin de l'année 2006, je me lançais dans une aventure universitaire, sans avoir la moindre idée du parcours que j'allais avoir, vers quel rivage j'allais accoster. Qui aurait cru en effet, qu'après une filière ES désastreuse au lycée, une licence de géographie et 2 années supplémentaires de galère dans une licence de géologie où j'avais à me remettre à niveau sur des notions dont j'avais eu tout le loisir d'oublier pendant les 5 années précédentes de cursus socio-économique ?

Puis j'ai atterri dans le climat, une vieille passionnée de mes expéditions autour des vieux mégalithes bretons, uniques exemples au monde d'une telle ancienneté que certains sont noyés sous plusieurs mètres d'eau de mer, à cause de phénomènes si anciens que la mémoire humaine a enfoui ce souvenir au plus profond de son subconscient collectif, s'exprimant au travers de vieux mythes fondateurs.

Les événements prennent parfois des chemins assez ironiques. Au départ pour moi bosser sur le climat c'était partir 6 mois en Antarctique récupérer des glaçons, et encore 2 ans avant la thèse, jamais je n'aurais cru que j'aurais accepté un boulot consistant à compter des organismes morte au microscope, je trouvais ça rebutant en Licence ! Et pourtant qu'est-ce que c'est puissant comme méthode, mes deux stages de Master m'ont définitivement convaincu de cet état de fait.

Mais trêve d'autobiographie, une thèse cela ne se fait pas tout seul, et je serais bien ingrat de ne pas adresser un immense merci à ceux et celles qui m'ont soutenu dans cette vaste entreprise :

- Tout d'abord, et sans doute le plus important, je rends hommage à mon père, qui m'a épaulé et soutenu de toutes les manières pendant ces longues années, et qui hélas nous a quitté il y a 2 ans. Cette thèse lui est dédiée, plus qu'à tout autre.

- A ma mère bien évidemment, que je n'ai pas assez vue malheureusement ces dernières années du fait de la distance et des déplacements à droite à gauche qui ont égrené ces 3 années de thèse

- Tout le monde n'a pas la chance d'avoir des grands-parents, encore moins les 4, c'est pourquoi je leur rends hommage également, eux qui m'ont toujours soutenu et participé grandement à mon éveil aux curiosités du monde et aux rouages sous-jacent (le tout à grand renfort de gâteaux fait maison, puis de bon vin et bon cidre quand l'âge procure certains avantages d'ordre spiritueux).

- A Louisa, ma moitié, qui m'a donné un bonheur et une motivation bien précieuse au vu des péripéties de cette thèse, sans qui sans doute aurait débouché sur une conclusion nettement moins positive. Je tiens à signaler qu'elle est la seule à m'avoir fait accepter l'idée de vivre en dehors de MA Bretagne, ce qui est un exploit. Avant cela il fallait se lever tôt, *gast* !

- A John Brown, qui a eu l'amabilité de m'héberger à 6 reprises à Liverpool, une ville dans laquelle je m'y suis vraiment plu, coin magnifique il n'y en a pas à douter.

- A Clément, Marie et Marcaurelio, compagnons de fortune dans ce marathon qu'est la thèse, avec qui nous avons réussi à transformer notre bureau en une ménagerie où s'échappent souvent des cris curieux d'espèces animales fortement inspirées le jour où Youtube les a rendus célèbres

- A ma bande de joyeux drilles Quentin, Anthony et Arthur, où nous avons refait le monde des milliers de fois, autour de bon vin du terroir enraciné dans le sol de la France, ainsi qu'autour de séances d'arbalète en bord de mer.

- Aux anciens Armoricaïns, qui ont eu la bonté de planter des cailloux partout dans le paysage breton, qui ont contribué à révéler ma vocation sur l'histoire, humaine comme climatique.

- A Fabienne Marret, qui m'a fait découvrir les joies de la recherche sur le climat tropical. C'était une certaine révolution mine de rien, parce que pour quelqu'un qui ne supporte aucun endroit dépassant les 25°C à l'ombre il fallait le faire pour que je m'intéresse à ces régions. Et que c'est passionnant ! Je ne mettrai jamais probablement les pieds en Afrique, mais en tous les cas, passer 3 ans à étudier ce continent fut une expérience très enrichissante.

- Un grand merci au LabexMer, qui m'a généreusement donné plein d'argent, ce qui s'avère utile quand la science requiert notre présence à plusieurs endroits en Europe

- Enfin je ne remercierai jamais assez Aurélie, ma chef, sans qui je n'aurais probablement quoi su faire à ma sortie de licence, qui me chapeaute et me materne depuis 5 ans maintenant ! Un bon gros bébé !!

Cette thèse a été soutenue par le programme de l'Axe 4 du LabexMer (ANR-10-LABX-19) "Laboratoire d'Excellence", co-financée par le programme national "Investissements d'Avenir".

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	32
CHAPITRE I : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL et PALEO-ENVIRONNEMENTAL DE LA THESE.....	35
Sous-Chapitre IA : Etat de l'art sur l'environnement actuel	37
1. Contextes géographiques et géomorphologiques du bassin du Congo.....	37
1.1. Généralités géographiques.....	37
1.2. Synthèse géologique et géomorphologique	37
1.2.1. La cuvette fluvio-lacustre	38
1.2.2. Les plateaux du craton congolais	39
1.2.3. Tectonique divergente Mésozoïque et Cénozoïque	39
2. Climatologie de la bande intertropicale.....	41
2.1. Définition de la bande intertropicale	41
2.1.1. Perspective astronomique.....	41
2.1.2. Perspective météorologique	42
2.1.3. Perspective climatologique	42
2.2. Dynamique atmosphérique de la bande intertropicale	45
2.2.1. La ZCIT et les cellules de Hadley.....	45
2.2.2. Dynamique saisonnière de la ZCIT	47
2.2.3. Les régimes de précipitations dans les tropiques	48
2.3. Climatologie du bassin du Congo	52
2.3.1. Débits saisonniers du fleuve Congo	52
2.3.2. Régime hydrologique du bassin du Congo	53
3. Circulation océanique actuelle	58
3.1. Circulation océanique de surface	58
3.1.1. Courants équatoriaux.....	59

3.1.2.	Courants de gyres.....	62
3.2.	Courants de subsurface.....	63
3.3.	Circulation profonde et circulation thermohaline	65
4.	Productivité Primaire (PP) océanique.....	68
4.1.	Généralités	68
4.2.	Facteurs critiques vis-à-vis de la PP.....	68
4.2.1.	Irradiance et photosynthèse	68
4.2.2.	Sources de nutriments	70
4.3.	Provinces trophiques de l'Océan Atlantique tropical.....	70
4.4.	Le cas plus particulier des courants d'upwelling.....	72
4.4.1.	Fonctionnement général	72
4.4.2.	Différentes catégories d'upwelling.....	73
Sous-Chapitre IB : Contexte paléoenvironnemental de l'Océan Atlantique intertropical		77
5.	Les grandes "ères" glaciaires.....	77
5.1.	A l'échelle des temps géologiques	77
5.2.	Origine de la glaciation quaternaire.....	78
6.	Variabilité climatique orbitale	79
6.1.	Excentricité de l'orbite terrestre	82
6.2.	L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre	83
6.3.	La précession des équinoxes	84
7.	Variabilité climatique des derniers 45 000 ans à l'échelle globale.....	86
7.1.	Impact des forçages orbitaux	86
7.2.	Oscillations climatiques suborbitales.....	87
7.2.1.	Événements de Dansgaard-Oeschger	87
7.2.2.	Événements d'Heinrich.....	89
7.2.3.	Bascule climatique bipolaire ou " <i>Bipolar seesaw</i> "	90
7.3.	La Dernière Déglaciation et l'Holocène.....	91

8. Variabilité climatique des derniers 45 000 ans à l'échelle de l'Afrique et de l'Océan Atlantique intertropical	94
8.1. Variabilité de la mousson africaine	95
8.1.1. Impact des cycles orbitaux	98
8.1.2. Impact des oscillations climatiques infra-orbitales	99
8.2. Régimes de paléoproduktivité primaire	100
CHAPITRE II : MATERIEL ET METHODES	103
Sous-Chapitre IIA : Matériel d'étude	105
1. Contextes géographique, environnemental et sédimentaire des sites d'étude retenus	105
1.1. Positionnement géographique	105
1.2. Informations d'ordre environnemental	106
1.3. Contexte sédimentaire	107
1.3.1. Carotte KZAI-01	107
1.3.2. Carotte GeoB4905-4.....	109
1.3.1. Carotte RZCS-26.....	109
2. Chronostratigraphie des sites d'étude	111
2.1. Généralités	111
2.2. Carotte KZAI-01	112
2.2.1. Modèle d'âge original.....	112
2.2.2. Mise à jour du modèle d'âge	114
2.3. Carotte GeoB4905-4.....	118
2.3.1. Modèle d'âge original.....	118
2.3.2. Mise à jour du modèle d'âge	119
2.4. Carotte RZCS-26.....	121
2.4.1. Données $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques et benthiques	121
2.4.2. Modèle d'âge spécifique aux derniers 50 ka BP.....	122

Sous-Chapitre IIB : Méthodologie mise en œuvre

.....	126
1. Outils et études réalisées sur chaque carotte	126
2. Outil principal de cette thèse : les kystes de dinoflagellés.....	128
2.1. Généralités sur les dinoflagellés.....	128
2.2. Cycle de vie des dinoflagellés.....	129
2.3. Distribution moderne des dinokystes	130
2.3.1. Distribution mondiale.....	130
2.3.2. Les grands domaines de l'Atlantique intertropical	131
2.4. Stratégie d'échantillonnage pour l'étude des dinokystes.....	138
2.4.1. Carotte KZAI-01	138
2.4.2. Carotte GeoB4905-4.....	139
2.4.3. Carotte RZCS-26.....	139
2.5. Etude des palynomorphes.....	140
2.5.1. Protocole d'extraction palynologique	140
2.5.2. Observation microscopique	141
2.5.3. Représentation des données palynologiques	142
2.5.4. Reconstructions quantitatives des paramètres hydrologiques de surface.....	143
3. Outils couramment utilisés dans les tropiques	145
3.1. Assemblages polliniques	145
3.2. Assemblages diatomées	145
3.3. Foraminifères	146
3.3.1. Assemblages foraminifères	146
3.3.2. Isotopes stables.....	146
3.3.3. Signal Mg / Ca.....	147
3.4. Les alcénones.....	147
CHAPITRE III : RESULTATS	149

1. Description générale des échantillons	150
1.1. Nombre d'individus par lame	150
1.2. Concentrations en dinokystes	152
1.3. Richesse spécifique des niveaux analysés	155
1.3.1. Diversité en dinokystes	155
1.3.2. Problèmes taxonomiques.....	158
2. Résultats issus des assemblages dinokystes sur les 3 carottes	161
2.1. Carotte KZAI-01 (cf. partie résultats du 1 ^{er} article, Chapitre IV).....	161
2.2. Carotte RZCS-26.....	167
2.2.1. Description des différentes palynozones	167
2.2.2. Bilan	175
2.3. Carotte GeoB4905-4.....	177
2.3.1. Description des différentes palynozones	177
2.3.2. Bilan	186
3. Résultats issus des fonctions de transfert dinokystes sur les 3 carottes d'étude	189
3.1. Précision des données.....	189
3.2. Résultats bruts non détaillés : sorties de la fonction de transfert pour chacune des carottes.....	190
3.2.1. Carotte KZAI-01	190
3.2.2. Carotte RZCS-26.....	193
3.2.3. Carotte GeoB4905-4.....	196
3.3. Description détaillée des résultats acquis pour chacun des paramètres environnementaux	199
3.3.1. Distance statistique minimale (Dmin)	199
3.3.2. Densité de l'eau	199
3.3.3. Salinité de surface (SSS).....	200
3.3.4. Température de surface (SST)	200
3.3.5. Productivité primaire (PP)	201

CHAPITRE IV : DISCUSSION.....	204
1. Dinocyst assemblage constraints on oceanographic and atmospheric processes in the Eastern Equatorial Atlantic over the last 44 ky	205
1.1. Abstract	205
1.2. Introduction.....	206
1.3. Environmental context on the congolese margin	207
1.3.1. Present-day atmospheric context	207
1.3.2. Present-day oceanographic context.....	209
1.4. Material and methods.....	209
1.4.1. Stratigraphy of core KZAI-01	209
1.4.2. Palynological analysis	212
1.5. Dinocyst results on core kzai-01.....	213
1.5.1. Dinocyst concentrations.....	213
1.5.2. Dinocyst assemblages.....	215
1.6. Discussion	218
1.6.1. Orbital control on past dinoflagellate productivity regimes	218
1.6.2. Sub-orbital variations over the last 20 ky.....	224
1.7. Conclusion	231
1.8. Acknowledgements	232
2. Last Glacial-Holocene productivity reconstructions off Congo River from the revised tropical dinocyst-based modern database.....	233
2.1. Abstract	233
2.2. Introduction.....	234
2.3. Environmental settings.....	235
2.3.1. Present-day atmospheric context	235
2.3.2. Present-day oceanographic context.....	236
2.3.3. Present-day primary productivity conditions.....	238
2.4. Material and methods.....	239

2.4.1.	Stratigraphy of core KZAI-01	239
2.4.2.	Quantitative reconstructions of dinocyst-based sea-surface parameters.....	239
2.5.	Results	246
2.5.1.	Statistical validation of hydrological parameters.....	246
2.5.2.	Dinocyst-based transfer function results	249
2.6.	Discussion	252
2.6.1.	Relevance of dinocyst-based SST and SSS quantifications on core KZAI-01 ?.....	252
2.6.1.	Dinocyst-based Net Primary Productivity (NPP) quantifications on core KZAI-01..	254
2.6.2.	Mechanisms driving past primary productivity regimes over the last 44 ky	258
2.7.	Conclusion	263
2.8.	ACKNOWLEDGEMENTS	264
3.	Synthèse	266
3.1.	Extension de la zone d'étude et carottes utilisées pour la synthèse	266
3.2.	Choix des paramètres environnementaux étudiés	268
3.2.1.	Migration latitudinale des moussons	268
3.2.2.	Gradient thermique.....	269
3.2.3.	Activité des cellules d'upwelling	269
3.2.4.	Productivité primaire.....	270
3.3.	Choix des fenêtres temporelles.....	270
3.4.	Vue d'ensemble des assemblages	271
3.5.	Evolution temporelle régionale des assemblages dinokystes en Atlantique est-tropical depuis le DMG	275
3.5.1.	Situation actuelle.....	275
3.5.2.	Dernier Maximum Glaciaire (23-19 ka BP)	277
3.5.3.	Stadiaire d'Heinrich 1 (HS1; 19-15 ka BP).....	279
3.5.4.	Bølling-Allerød (15-13 ka BP).....	283
3.5.5.	Younger Dryas (13-11.5 ka BP)	285

3.5.6.	Holocène Inférieur (11.5-8.2 ka BP)	288
3.5.7.	Holocène Moyen (8.2-4.2 ka BP)	290
3.5.8.	Holocène supérieur (4.2-Actuel ka BP).....	293
3.6.	Bilan	295
CONCLUSION.....		298
PERSPECTIVES		302
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		306
ANNEXES.....		328
1.	Planches photographiques des dinokystes	328
2.	Données de comptages KZAI-01	332
3.	Données de comptages RZCS-26	356
4.	Données de comptages GeoB4905-4	361

TABLE DES FIGURES

- Figure 1** Géographique synthétique du bassin du Congo : le bassin est délimité en noir foncé, et les reliefs sont mis en valeur par un code couleur explicité sur la figure (à partir des données d'élévation altimétrique Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010, 30 secondes d'arc de résolution, données librement accessibles sur le site de l'USGS). Représentation des principaux tributaires du fleuve Congo et des principaux lacs d'Afrique centrale (données vectorielles libres de droit accessibles sur Natural Earth). Les plus hauts sommets du bassin du Congo sont également illustrés ainsi que la bathymétrie des fonds marins (à partir des données ETOPO1, 60 secondes d'arc de résolution, données accessibles librement sur le site de la NOAA). L'extension théorique de l'éventail turbiditique profond est représentée en jaune sur les fonds marins. Les principales structures (grabens) du grand Rift Est-Africain sont illustrées en traits jaunes tiretés. 38
- Figure 2** Représentation des régions tropicales et arides. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de ces cartes sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne entre 1960 et 1990. **a)** Extension géographique du climat tropical selon la classification de Köppen (1918). Les zones en vert foncé correspondent au climat tropical vrai (températures moyennes du mois le plus froid supérieures à 18°C, précipitations annuelles supérieures à l'équation : $20 * \text{Températures annuelles} + 140$; en vert clair les régions thermiquement tropicales mais définies comme constitutives du climat sec ; en jaune les régions correspondant au climat sec. **b)** Représentation des zones arides en fonction des méthodes de Köppen (1918) en jaune et Martonne (1926) en rouge. 44
- Figure 3** Coupe longitudinale des cellules atmosphériques terrestres, schématisant la circulation des principales masses d'air au sein des cellules convectives, ainsi que les principales zones de front, matérialisées par les courants jets (« Polar jet » et « Subtropical jet »). Source : NOAA. 45
- Figure 4** Vitesse verticale en Pascal/s des masses d'air à 500 hPa d'altitude (environ 5 500 m) en juillet. Valeurs négatives (bleu à rose) : zones d'ascendance (décompression adiabatique) ; valeurs positives (rouge à jaune) : zones de subsidence (zones de haute pression atmosphérique). Jeux de données Vertical Air Velocity ERA-40 calculées sur la moyenne 1979-2001 (Uppala et al., 2005). 46
- Figure 5** Représentation de la position moyenne de la ZCIT centrée sur l'Afrique en janvier (gauche - solstice d'été austral) et en juillet (droite - solstice d'été boréal), avec indication des vents dominants (flèches grises), des taux de précipitation moyens et des zones de haute (hachuré marron) et basse (hachuré bleu) pressions (Collier et Hughes, 2011). 47
- Figure 6** Précipitations annuelles (mm), entre 50°N et 40°S, moyennées sur l'intervalle 1998-2015 des mesures acquises durant la mission Tropical Measuring Rainfall (TRMM). Données libres partagées par Nasa's Earth Science Enterprise. Les principaux systèmes atmosphériques sont également représentés, à savoir les grandes cellules anticyclonique subtropicales (ellipses blanches, avec le symbole "A"), ainsi que les principales zones de convergence atmosphérique (i.e. ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale; SACZ : South Atlantic Convergence Zone; SPCZ : South Pacific Convergence Zone; CAB: Congo Air Boundary). 49
- Figure 7** Vents dominants et taux d'humidité relative au-dessus de l'Afrique : a) en surface, b) à 500 hPa (5 500 m d'altitude) et c) à 250 hPa (10 500 m d'altitude) au 1er août 2016 (source : Earth Wind Map). a, b, c) Représentation de la ZCIT, de l'African Easterly Jet (AEJ) et du Tropical Easterly Jet

(TEJ) ; les flèches rouges représentent la direction des courants jet. d et e) Les figures de droite représentent le TEJ, l'AEJ et la ZCIT ; CONV : convergence, DIV : divergence ; source : Nicholson (2009). 51

Figure 8 Débit moyen mensuel en m³/s du fleuve Congo enregistré à la station de Kinshasa sur une moyenne de 80 ans (1903-1983). Données acquises sur le site de l'UNH-GRDC. 52

Figure 9 Indice moyen d'aridité annuel calculé selon la méthode Martonne (1926) dans le bassin du Congo. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de cette carte sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne 1960-1990. Les tiretés en rouge représentent les grabens du grand rift est-Africain. 53

Figure 10 Représentation de la sécheresse saisonnière dans le bassin du Congo : l'intensité de rouge détermine la durée de cette saison sèche. Les zones de sécheresse sont tracées selon le même protocole que celui des diagrammes ombrothermiques. La zone intertropicale définie selon la classification de Köppen (1918) et délimitée ici en vert. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de cette carte sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne 1960-1990. 54

Figure 11 Diagrammes ombrothermiques dans le bassin du Congo (précipitations en histogrammes et températures en courbes rouge) calculés sur une bande latitudinale couvrant 8°N à 13°S, pas à pas, par intervalles successifs moyennant 2° de latitude. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de ces diagrammes sont issues des données de Hijmans et al. (2005), moyennées sur l'intervalle 1960-1990. 56

Figure 12 Distribution mondiale des principaux courants océaniques. Les courants équatoriaux sont encadrés en vert, les courants de gyre en rouge. Les courants chauds sont représentés en rouge, les courants froids en bleu. www.indiana.edu 58

Figure 13 Représentation schématique du système de courants équatoriaux avec les principaux courants. NEC : North Equatorial Current, NECC : North Equatorial Countercurrent et SE : South Equatorial Current. Les flèches courbées représentent les tourbillons générés par le cisaillement des masses d'eau entre des courants de sens opposé. b) Direction générale des masses d'eau dans l'Océan Atlantique équatorial (les couleurs traduisent la direction des courants) et c) représentation des trajets effectués par les bouées mesurant la vitesse et la direction des courants. Images produites par l'Université de Miami (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/north-equatorial-cc_2.html). . 60

Figure 14 Distribution des principaux courants océaniques de surface en jaune et de subsurface en tiretés rouge dans l'Océan Atlantique tropical. GS : Gulf Stream, AnC : Antilles Current, NEC : North Equatorial Current, CC : Canary Current, NECC : North Equatorial Countercurrent, CrbC : Caribbean Current, GC : Guinean Current, nSEC : northern South Equatorial Current, eSEC : eastern South Equatorial Current, AC : Angola Current, SECC : South Equatorial Countercurrent, SEC : South Equatorial Current, BC : Benguela Current, SAC : South Atlantic Current, FC : Falkland Current, ChC : Cape Horn Current, HC : Humboldt Current, AgC : Aguilhas Current, ACC : Antarctica Circumpolar Current, BUC : Benguela Undercurrent et EUC : Equatorial Undercurrent. Le front Angola-Benguela (ABFZ) et la Confluence Brésil-Malouines (BMC) sont également représentés en blanc tireté. La cartographie des courants est issue de Peterson et Stramma (1991)

<i>ainsi que Lass et Mohrholz (2008). Fonds bathymétriques et topographie issus des données ETOPO1.</i>	61
.....	
Figure 15 <i>Températures océaniques annuelles à 200 mètres de profondeur moyennées sur l'intervalle 1955-2012 (World Ocean Atlas 2013 v2 ; 1° de résolution). Représentation des courants de surface : Courant de Benguela (BC) et Courant des Canaries (CC) en traits bleu plein, ainsi que leur prolongement en profondeur : Benguela Undercurrent (BUC) et l'hypothétique Canary Undercurrent (CUC) en bleu tireté. L'Equatorial Undercurrent (EUC) et Le Front Angola-Benguela (ABFZ), marquant la zone de plongement du BUC, sont également illustrés.</i>	64
Figure 16 <i>Densité annuelle de l'océan mondial, selon la méthode définie par McCutcheon et al. (1993), moyennée sur l'intervalle 1955-2012 (World Ocean Atlas 2013 v2, 1° de résolution).</i>	65
Figure 17 <i>Profil N-S à 30°O dans l'Océan Atlantique des températures et salinités en fonction de la profondeur (données World Ocean Atlas 2013 v2, données annuelles moyennées sur l'intervalle 1955-2012, 1° de résolution). La densité de l'eau est calculée en fonction des températures et salinités selon la méthode de McCutcheon et al. (1993). Le profil bathymétrique (données ETOPO1, 1° de résolution) est représenté en noir, tandis que les principales masses d'eau sont délimitées en blanc tireté (Talley, 2011). ACW : Atlantic Central Water ; MOW : Meditteranean Outflow Water ; NADW : North Atlantic Deep Water ; AAIW : AntArctic Intermediate Water ; AABW : AntArctic Bottom Water.</i>	66
Figure 18 <i>Irradiation solaire mondiale annuelle à 0,25° de résolution calculée sur la moyenne 2000-2015 (NASA-CERES).Données de surface des principaux nutriments océaniques (nitrates, phosphates, silice). Moyenne annuelle 1955-2012 ; World Ocean Atlas v2, 1° de résolution.</i>	69
Figure 19 <i>Représentation schématique des différentes régions de l'Océan Atlantique en fonction de la productivité primaire annuelle moyennée sur l'intervalle 1997-2016 (jeux de données SeaWifs et Modis). NECC : North Equatorial Countercurrent.</i>	71
Figure 20 <i>Schématisation des différentes catégories d'upwelling discutées dans le manuscrit. Anomalies de températures annuelles de surface calculées à partir de la moyenne latitudinale 1955-2012 (WOA13 v2, 1° de résolution). Les anomalies positives sont en rouge, les négatives en bleu. AgC : Courant des Aiguilles.</i>	73
Figure 21 <i>Schématisation du monde au Dernier Maximum Glaciaire (20 000 ans BP). Le trait de côte correspond à l'isobathe -115 m (Grant et al., 2014), les reliefs terrestres et marins sont issus des données ETOPO1 et EMODnet pour l'Europe. L'élévation marine et terrestre a été corrigée pour tenir compte des effets glacio-isostatiques, selon les données GPS (Sella et al., 2007; Shennan et al., 2012) et les modèles de flux mantelliques (Paulson et al., 2007). Le tracé des fleuves est issu des calculs de drainage effectués par ArcGis sur les plateformes exondées et des relevés du BRGM pour les fleuves français. L'extension des lacs proglaciaires européens et sibériens sont issus des calculs de bassins proglaciaires effectués par ArcGis. L'extension de la Mer Khvalynienne et de la Mer Noire sont issues des simulations CMIP5/PMIP3 (Abe-Ouchi et al., 2015). Les références concernant l'extension et l'épaisseur des calottes sont répertoriées dans le Tableau 1.</i>	80
Figure 22 <i>Représentation à l'échelle des configurations extrêmes de l'excentricité orbitale de la Terre : minimum en bleu, maximum en rouge, et configuration actuelle en noir. Les ellipses sont calculées en</i>	

fonction des données d'excentricité orbitale modélisées par Berger et Loutre (1991) sur les 5 derniers millions d'années. 82

Figure 23 Représentation schématique de l'obliquité terrestre et des changements de l'extension géographique de la zone intertropicale (en orange). Les régions en jaune correspondent à la zone de balancement liée aux variations de l'obliquité, dont le minimum est représenté par un trait bleu et le maximum par un trait rouge. Les valeurs min. et max. de l'obliquité sont calculées en fonction des données modélisées par Berger et Loutre (1991) sur les 5 derniers millions d'années. 83

Figure 24 Schématisation des différentes configurations orbitales liées à la précession des équinoxes, découpées en saisons selon l'année anomalistique, i.e. en fonction de l'angle entre le nœud vernal et le périhélie. Les données angulaires ω de l'argument du périastre sont issues des calculs de Berger et Loutre (1991). a) Configuration actuelle et 4 dernières occurrences de configuration similaire b) configuration pour une maximum d'indice de précession, c) configuration pour un minimum d'indice de précession, d) configuration en cas d'indice nul en contexte descendant, e) configuration en cas d'indice nul en contexte ascendant. 85

Figure 25 Evolution de l'insolation en juillet à 65°N (bleu) comparée avec l'insolation mondiale annuelle (rouge) et les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) issues des glaces du Groenland (Svensson et al., 2008) au cours des derniers 45 000 ans. 86

Figure 26 Principaux événements climatiques ayant caractérisé les derniers 45 000 ans tels qu'enregistrés dans les données $\delta^{18}O$ des glaces : Antarctique (bleu) et Arctique (rouge). La numérotation 1 à 10 pour l'Antarctique correspond aux Antarctic Isotopic Maximum (AIM ; Alberti et al., 2014), tandis que la numérotation 1 à 12 pour l'Arctique correspond aux Greenland Interstadials (GI ; rouge) et Greenland Stadials (GS ; bleu). Les GI et AIM sont surlignés en orange pâle. Les rectangles bleu clair replacent les événements de Heinrich (HEs) et les rectangles noirs situent le Younger Dryas (YD) et l'Antarctic Cold Reversal (ACR). Enfin l'Holocène est représenté par un encart vert et le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) par un encart bleu. Les Stades Isotopiques Marins (MIS) sont délimités par des traits noirs en tiretés. 88

Figure 27 Principaux événements climatiques des derniers 25 ka BP : niveau marin relatif (rouge) et sa marge d'erreur (rose) issu de Grant et al. (2014) ; insolation estivale dans l'hémisphère nord (bleu) et sud (violet) issues des données de Berger et Loutre (1991) ; volumes cumulés des inlandsis fennoscandien (modèles de Schmidt et al., 2013) et laurentien (modèles de Clarke et al., 2005) en vert foncé et vert pâle respectivement ; taux de CO₂ issu des données glaciologiques Antarctique (Dome Siple ; Ahn et al., 2004). Les principales périodes de la dernière déglaciation sont également précisées : début de l'Holocène et Terminaison 1 (T1) limités par des traits en tireté bleu et rouge, respectivement ; événements froids du Younger Dryas (YD) et Événement de Heinrich 1 (HE1) représentés par des rectangles noirs et événement chaud du Bølling-Allerød (B/A) par un rectangle rouge ; Dernier Maximum Glaciaire (DMG) représenté par un rectangle bleu. 92

Figure 28 Evolution de la migration de la ceinture de pluies au cours de trois périodes de référence. a) Précipitations actuelles moyennes (mm/an ; données TRMM 1998-2014) avec la position moyenne annuelle de la ceinture de pluies (Tropical Rainbelt) en blanc tireté. b) Anomalies de précipitations (%) à 6 ka BP selon la moyenne des simulations effectuées par Hijmans et al. (2005). Position actuelle de la ceinture de pluies en vert et position hypothétique en rouge selon Arbuszewski et al. (2013) et McGee et al. (2014). c) Anomalies de précipitations (%) à 21 ka BP selon la moyenne des simulations

effectuées par Hijmans et al. (2005). Position actuelle de la ceinture de pluies en vert et position hypothétique en rouge selon Arbuszewski et al. (2013) et McGee et al. (2014). **d)** Transect latitudinal des précipitations moyennes annuelles à 20° est (trait noir en a), b) et c) selon les 3 cas de figure présentés. **e)** Indice d'aridité (de Martonne, 1926) calculé pour les 3 périodes présentées. La grille de coordonnées géographiques a une maille de 10°..... 98

Figure 29 Reconstitutions de la paléoprodutivité au travers du Carbone Organique Total (TOC, %) et de la concentration en silice biogène (Opale, %) au cours des derniers 45 000 ans dans l'Océan Atlantique tropical. L'histogramme vert représente le TOC de 60 carottes réparties dans l'Océan Atlantique tropical. Les traits noirs représentent le TOC moyen. Les barres vertes représentent les valeurs minimales et maximales reconstruites au cours de l'Holocène, entre 8 et 4 ka BP, ainsi que durant le DMG, entre 23 et 19 ka BP..... 100

Figure 30 Localisation des carottes étudiées. Les carottes représentées par des étoiles rouges correspondent aux carottes principales de cette thèse, tandis que les carottes représentées par des étoiles vertes correspondent aux carottes citées dans ce chapitre pour l'élaboration des modèles d'âge. Le bassin du Congo est souligné par un ombré gris sur la carte. 105

Figure 31 Diagramme température/salinité permettant de représenter les 3 carottes d'étude en fonction des conditions hydrologiques moyennes de surface calculées sur l'intervalle 1955-2012 (croix sur la figure, données World Ocean Atlas 2013). La taille des cercles verts est, quant à elle, proportionnelle à la productivité primaire (PP) annuelle (données 1997-2016, SeaWifs-Modis, ratio 10 g/m²/an pour 1 pixel de diamètre). 107

Figure 32 a) Carte de l'éventail turbiditique profond du Congo obtenue au cours de la campagne ZAIANGO1 (d'après Picot, 2015; Picot et al., 2016). Localisation des carottes KZAI-01 et RZCS-26. b) Log synthétique de la carotte KZAI-01 extrait du rapport de mission de la campagne ZAIANGO1 (Savoie, 1998). 108

Figure 33 Log synthétique de la carotte GeoB4905-4 extrait du rapport de mission de la campagne Meteor M41/1 (Schulz et al., 1999). 109

Figure 34 Log synthétique de la carotte RZCS-26 extrait du rapport de mission de la campagne REPRESAÏ 1 (Marsset et Droz, 2010). Seuls les trois mètres supérieurs de cette carotte ont été échantillonnés dans le cadre de ce travail (cadre rouge). 110

Figure 35 Nouveau modèle d'âge de la carotte KZAI-01 établi par régression linéaire entre les différents pointeurs. Les points rouges représentent les 8 datations ¹⁴C calibrées retenues (Tableau 3), tandis que les carrés verts représentent les pointeurs stratigraphiques obtenus à partir de la corrélation entre le signal Ti/Ca XRF de la carotte KZAI-01 et celui de la carotte GeoB6518-1 (cf. courbes bleues). La zone grisée représente la marge d'erreur 2σ donnée par CALIB 7. L'histogramme pourpre correspond aux taux de sédimentation (cm/ka) calculés à partir du modèle d'âge ainsi établi (Hardy et al., 2016). 116

Figure 36 Comparaison des analyses quantitatives du ratio K/Al sur les carottes GeoB1008-3 (vert ; Schneider et al., 1997) et KZAI-01 (rouge ; Bayon et al., 2012), exprimées en ka cal BP. 117

Figure 37 Nouveau modèle d'âge de la carotte GeoB4905-4 établi par régression linéaire entre les différents pointeurs : les points rouges représentent les datations ^{14}C calibrées sous CALIB 7, tandis que les carrés verts représentent les âges obtenus à partir de la corrélation entre les données $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte (courbe bleu marine) et les données $\delta^{18}\text{O}$ d'abord de GISP2 (modèle d'âge initial) puis de NGRIP GICC05 (nouveau modèle d'âge). Les points bleus reliés par un tireté bleu matérialisent l'ancien modèle d'âge. La zone grise représente la marge d'erreur 2σ donnée par CALIB 7. L'histogramme pourpre correspond aux taux de sédimentation (cm/ka) calculés à partir du nouveau modèle d'âge. 120

Figure 38 Modèle d'âge des deux premiers mètres de la carotte RZCS-26, établi par régression linéaire entre les différents pointeurs stratigraphiques. Les ronds rouges représentent les datations ^{14}C calibrées sous CALIB 7. Les carrés verts représentent les pointeurs obtenus par corrélation entre les signaux Al/K XRF semi-quantitatifs de la carotte RZCS-26 (courbe bordeaux) et Al/K quantitatifs des carottes KZAI-01 (courbe rouge ; Bayon et al., 2012) et GeoB1008-3 (courbe bleu-vert ; Schneider et al., 1997). Les carrés bleu ciel représentent les pointeurs obtenus par corrélation entre le signal $\delta^{18}\text{O}$ benthique sur *Epistominella exigua* de la carotte RZCS-26 (courbe bleu marine, données produites au cours de cette thèse), le signal $\delta^{18}\text{O}$ global LR04 (courbe bleu primaire ; Lisiecki et Raymo, 2005) et le signal $\delta^{18}\text{O}$ planctonique sur *Globigerinoides ruber* de la carotte GeoB6518-1 (courbe violette ; Schefuß et al., 2005). L'histogramme violet correspond aux taux de sédimentation calculés en fonction du modèle d'âge. La bande grise autour du modèle d'âge correspond à la marge d'erreur 2σ donnée par la calibration sur les dates ^{14}C 124

Figure 39 Représentation schématique du cycle de vie des dinoflagellés et de la production du kyste (Bravo et Figueroa, 2014). 129

Figure 40 Principaux domaines environnementaux de l'Océan Atlantique tropical. Les étoiles vertes représentent les 3 carottes d'étude et les points rouges correspondent aux sites inventoriés dans la base de données moderne tropicale (Marret et al., 2008). 132

Figure 41 Cartographie de l'abondance actuelle des taxons dinokystes (méthode des plus proches voisins, ArcGis) présents dans l'atlas tropical (Marret et Zonneveld, 2003 ; Marret et al., 2008). L'ellipse blanche correspond à une région vide de données. 136

Figure 42 Résolutions maximale et minimale (en jaune) et moyenne (trait et valeur correspondante en rouge dans l'encart jaune) de chaque carotte étudiée au cours de cette thèse. l'âge maximal de chaque analyse d'assemblages de dinokystes est indiquée à droite des encarts jaunes par un curseur rouge. A titre de comparaison, les résolutions et couvertures temporelles d'analyse de la carotte GeoB1008-3 sont représentées en vert. 138

Figure 43 Localisation des analogues modernes dans l'Atlantique tropical sous la forme de points rouges. Les étoiles vertes correspondent aux carottes étudiées au cours de cette thèse. 144

Figure 44 Diagrammes présentant les concentrations totales en dinokystes vs. Le nombre de kystes comptés sur chaque lame, dans les 3 carottes d'étude. La couleur des points correspond aux différents tamisages réalisés dans le protocole d'extraction palynologique. Le seuil arbitraire de 100 kystes comptés pour $1000 \text{ kystes.cm}^{-3}$ calculés est représenté sur la figure pour simplifier la lecture de chaque graphique. 152

Figure 45 Représentation schématique des holotypes et des observations tropicales des espèces : <i>Operculodinium centrocarpum</i> (Deflandre et Cookson, 1955), <i>Operculodinium israelianum</i> (Rossignol, 1962) et <i>Operculodinium aguinawense</i> (Marret et Kim, 2009).	160
Figure 46 Concentrations (kystes/cm ³) des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte KZAI-01 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre <i>Pediastrum</i> . Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.	163
Figure 47 Concentrations des espèces majeures hétérotrophes dans la carotte KZAI-01 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre <i>Pediastrum</i> . Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.	164
Figure 48 Pourcentages des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte KZAI-01 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux sur chaque graphique.	165
Figure 49 Pourcentages des espèces majeures hétérotrophes dans la carotte KZAI-01 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux sur chaque graphique.....	166
Figure 50 Concentrations (kystes/cm ³) des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre <i>Pediastrum</i> . Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.	168
Figure 51 Concentrations (kystes/cm ³) des espèces majeures hétérotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre <i>Pediastrum</i> . Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.	169
Figure 52 Pourcentages des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux.	170
Figure 53 Pourcentages des espèces majeures hétérotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tiretés. Les palynozones majeures sont	

délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux. 171

Figure 54 Concentrations (kystes/cm³) des espèces majeures **autotrophes/mixotrophes** dans la carotte **GeoB4905-4** (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young durant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013). 179

Figure 55 Concentrations (kystes/cm³) des espèces majeures **hétérotrophes** dans la carotte **GeoB4905-4** (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013). 180

Figure 56 Pourcentages des espèces majeures **autotrophes/mixotrophes** dans la carotte **GeoB4905-4** (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013). 181

Figure 57 Pourcentages des espèces majeures **hétérotrophes** dans la carotte **GeoB4905-4** (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013). 182

Figure 58 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte KZAI-01. 192

Figure 59 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte RZCS-26. 195

Figure 60 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte GeoB4905-4. 198

Figure 61 Map showing locations of KZAI-01 core and other cores mentioned in the text: *GeoB6518* (Schefuß et al., 2005; Bayon et al., 2012), *GeoB1008* (Schneider et al., 1997), *MD03-2707* (Weldeab et al., 2007), *GeoB1023* (Shi et al., 1998), and *GITANGA2* (Bonnefille and Chalié, 2000). The general pattern of present-day surface ocean currents of the adjacent Atlantic Ocean is extracted from Lass and Mohrholz (2008) and includes: the Guinea Current (GC), the northern (nSEC), equatorial (eSEC), central (cSEC), and southern (sSEC) South Equatorial Current, the Angola Current (AC), the Angola-Benguela Front (ABFZ), the Benguela Current (BC) and the Agulhas Current (AgC). Orange lines indicate warm currents and blue lines cold currents. Green zones correspond to upwelling zone (BUS : Benguela Upwelling System) and oceanic domes (Voituriez, 1981; Lass and Mohrholz, 2008). Black dashed lines display mean seasonal locations of the ITCZ during July and January (Collier and

Hughes, 2011). Red 5°C-interval isolines correspond to annual mean SST (Hirahara et al., 2013). Vegetation cover (in % per surface unity) is extracted from (Hansen et al., 2013b) dataset. 208

Figure 62 Age model established through a linear regression between retained AMS ¹⁴C pointers (red squares; cf. Table 20). Blue squares correspond to ¹⁴C datations acquired on organic matter (Bayon et al., 2012), not taken into account for the age model. Green squares correspond to dates obtained by tuning KZAI-01 core with GeoB6518 core, on the basis on similar XRF Ti / Ca ratio trends. Grey band corresponds to the 2 σ range error of calibrated dates, and purple lines correspond to sedimentation rates (cm/ky). 211

Figure 63 Comparison between total dinocyst concentrations (cysts / cm³), non-heterotrophic cyst concentrations, as well as *Lingulodinium machaerophorum* and *Operculodinium centrocarpum* concentrations, both species being mainly responsible for total cyst concentrations in the study core. Same approach for heterotrophic taxa: comparison between total heterotrophic concentrations in parallel with *Brigantedinium* spp. and *Echinidinium* spp., both taxa being mainly responsible for total heterotrophic concentrations in the study core. Above mentioned species are also represented in cumulated percentages. To discuss relationships between primary productivity, dinocyst concentrations and terrigenous dilution, the XRF Ti/Ca ratio of core KZAI-01 is displayed in parallel with biogenic opal and total organic matter signals extracted from core GeoB1008 (Schneider et al., 1997). Also, specific diversity and dominance indexes enable discussing the potential advection of dinocysts in the study. Red dashed lines correspond to major transitions in total dinocyst concentrations allowing to define 5 major palynozones (A-B-C-D-E). 214

Figure 64 Selection of major (>2%) non-heterotrophic dinocyst species represented in percentages, in parallel with total non-heterotrophic cyst concentrations (cysts / cm³). Some species have been grouped: *Spiniferites ramosus* also includes *Spiniferites bulloides*, and *Nematosphaeropsis labyrinthus* also includes *Nematosphaeropsis lemniscata*. Palynozones (A to E) have been established according to major variations in absolute cyst concentrations (cf. Figure 62), and minor subdivisions (Ax-Ex) have been delimited thanks to whole dinocyst assemblages in percentages (cf. Figures 4 and 5). Species are here classified according to observed temporal successions underlined by black arrows. 216

Figure 65 Selection of major (>2%) heterotrophic dinocyst species represented in percentages, in parallel with total heterotrophic cyst concentrations (cysts / cm³). *Echinidinium* spp. includes *E. aculeatum*, *E. delicatum*, *E. granulatum* and *E. transparentum*. *Lingulodinium machaerophorum* is displayed with *Echinidinium* spp. regarding their river-plume affinity. Palynozones (A to E) have been established according to major variations in absolute cyst concentrations (cf. Figure 62), and minor subdivisions (Ax-Ex) have been delimited thanks to whole dinocyst assemblages in percentages (cf. Figures 4 and 5). Species are here classified according to observed temporal successions underlined by black arrows. 217

Figure 66 Present-day distribution of selected dinocyst taxa among major ones discussed in the paper. Percentages from 277 sites are extracted from the modern dinocyst atlas (Marret et al., 2008; Zonneveld et al., 2013). 219

Figure 67 Comparison between total heterotrophic cyst abundances and *Trinovantedinium applanatum* percentages, both accounting for upwelling activity (Marret and Zonneveld, 2003). River-plume taxa: *Echinidinium* spp. and *Lingulodinium machaerophorum*, as well as coenobia of

freshwater microalgae *Pediastrum* and terrigenous signals (XRF Ti/Ca ratio, quantitative measurements of major elements Al/K and Al/Si; Bayon et al., 2012), allow discussing Congo River discharges. Relationships between river discharges and paleomonsoons are displayed throughout : i) pollen-inferred rainfall anomalies in Burundi mounts (Bonnefille and Chalié, 2000: the threshold with positive anomalies in green and negative anomalies in orange is calculated from mean glacial values) in parallel with δD on Alkane C_{29} (core GeoB6518; Schefuß et al., 2005) displayed in red, ii) regional-scale monsoon reconstructions (Western and Eastern African Monsoons; Caley et al., 2011: maximal monsoon regimes are underlined in green), iii) *Globigerinoides ruber* Ba/Ca ratio obtained from core MD03-2707 (Weldeab et al., 2007). Orbital parameters such as the Obliquity and the Precession (Berger and Loutre, 1991) are also displayed with precession minima and obliquity maxima highlighted in green. Green bands correspond to major orbital-scale moisture conditions discussed in the paper..... 221

Figure 68 Temporal focus on the last 20 ky. Sea-surface temperature changes are discussed with major dinocyst species classified according to their trophic affinity: *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites membranaceus*, *Selenopemphix nephroides* and *Stelladinium reidii*. Sea-surface salinity changes are discussed with *Echinidinium* spp., *Operculodinium aguinawense*, *Lingulodinium machaerophorum*, in addition with stable isotopic signals from core GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005). Upwelling activity and Benguela Current activity are respectively discussed in KZAI-01 core with *Trinovantedinium applanatum* and *Operculodinium centrocarpum* percentages, together with latitudinal location of the Angola-Benguela Front (Jansen et al., 1996) and *O. Centrocarpum* relative abundances acquired in the Benguela Upwelling System on GeoB1023 core (Shi et al., 1998). Higher primary productivity conditions in the study area are indirectly discussed with *Brigantedinium* spp. percentages. XRF Ti/Ca ratio obtained on KZAI-01 core allows discussing past terrigenous supplies. NGRIP $\delta^{18}O$ (GICC05 timescale; Svensson et al., 2008) is also displayed in parallel with the Last Deglaciation - Holocene (Walker et al., 2012) subdivisions : Last Glacial Maximum (LGM), Heinrich Stadial 1 (HS1), Bølling-Allerød (B/A), Younger Dryas (YD), Early Holocene (EH), Mid-Holocene (MH), and Late Holocene (LH). Blue bands correspond to cold and dry events recorded with dinocyst assemblages. African Humid Period (AHP) terminations are also depicted according to the literature (orange bars) : 1° (Kröpelin et al., 2008), 2° (Shanahan et al., 2015), 3° (Hély et al., 2009), 4° (Lézine et al., 2005), 5° (Lebamba et al., 2012), 6° (Lézine et al., 2013), 7° (Tierney and deMenocal, 2013), 8° (Shanahan et al., 2012), 9° (deMenocal et al., 2000a). Palynozones subdivisions are also highlighted (aX, bX; cf. Figures 4 and 5). 227

Figure 69 Environmental settings of the intertropical Atlantic Ocean. Cited cores in the text are located in the map: KZAI-01 (Bayon et al., 2012; Hardy et al., 2016), GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005; Bayon et al., 2012) and GeoB1008-3 (Schneider et al., 1997). Green arrows represent surface oceanic circulation (Lass and Mohrholz, 2008b) and includes Canary Current (CC), North Equatorial Counter Current (NECC), North Equatorial Current (NEC), Caribbean Current (CrbC), North Brazilian Current (NBC), Guinea Current (GC), northern South Equatorial Current (nSEC), central South Equatorial Current, South Equatorial Counter Current (SECC), Angola Current (AC), Benguela Current (BC), South Equatorial Current (SEC), Brazil Current (BrC), South Atlantic Current (SAC), Aguilhas Current (AgC) and Falkland Current (FC). Colored map corresponds to 1997-2015 annual mean Net Primary Productivity values calculated according to the VGPM algorithm (Behrenfeld and Falkowski, 1997). The Congo Basin is highlighted in grey. Dashed lines in light green correspond to January and July mean locations of the Intertropical Convergence Zone (Collier and Hughes, 2011). Black dashed line displays the Angola-Benguela Front Zone (ABFZ, Jansen et al., 1996). 237

Figure 70 Age model established through linear regression between stratigraphical pointers. Red circles: AMS ¹⁴C dates obtained on planktonic foraminifera and mixed carbonates materials, calibrated with Calib 7.0 Marine 13 (Reimer et al., 2013). Green squares: dates obtained by tuning with core GeoB6518, on the basis on similar XRF Ti / Ca ratio trends. Grey bands correspond to 2 σ range error obtained after calibration. 2 σ range error on dates obtained by tuning are calculated from the GeoB6518 age model. Holocene and Last Glacial Maximum (LGM) are displayed in green and blue respectively. 240

Figure 71 Geographical distribution in Mercator projection of modern samples of the classical tropical modern database n=208 (red circles, Marret et al., 2008) and the new modern samples proposed in this paper, based on the World dinocyst atlas (dark blue circles, Zonneveld et al., 2013), West African surface sediments (green circles, Bouimetarhan et al., 2009) and top of core GeoB4905-4 (light blue circle, Marret et al., 2013). Removed modern samples are displayed with yellow squares). 242

Figure 72 Canonical correspondence analyses performed with the PAST (Hammer et al., 2001) software (axes 1 and 2 in the upper left and upper right diagrams, respectively), loading of the 43 dinocyst taxa in the 237 spectra of the reference database according to axes 1 and 2 and cross-correlation between the axes and hydrological parameters. The distribution of dinocyst taxa is highlighted in blue. 246

Figure 73 Polynomial regression (3°) of the median error range of Net Primary Productivity (NPP) models calculated from the autorun of the modern dinocyst database. Black stars represent thresholds from which the error exceeds the calculated NPP values by the transfer function (MAT). Vertical black line divides NPP values with low range error and high range error. VGPM: Vertically Generalized Production Model. PreVGPM: Preindustrial chlorophyll-based VGPM model. PreEppley: Preindustrial chlorophyll-based Eppley model. M.A.T: Modern Analogues Technic. 248

Figure 74 Results of annual quantified data provided by the dinocyst transfer function (MAT). Red and blue anomalies correspond to the difference between values provided by the n=208 (Marret et al., 2008) and the updated n=237 (this study) dinocyst modern database. White and grey bands correspond to four major intervals characterized by different environmental patterns (A, B, C, D). Red dashed lines represent present-day values extracted from satellite and WOA2013. Black bars represent error ranges calculated from the autorun of the modern database on itself. Green and pink envelopes represent error ranges of NPP values calculated from the autorun of the modern dinocyst database. 250

Figure 75 Comparisons between KZAI-01 transfer function results of annual SST and NPP according VGPM, and Eppley models (Berhenfeld and Falkowski, 1997; Berhenfeld et al., 2005) and documented past environmental reconstructions in cores GeoB6518-1 and GeoB1008-3: U^{k'}₃₇ SST alkenones reconstructions (Schneider et al., 1995; Schefuß et al., 2005), TOC and BiSiO₂ (Schneider et al., 1997), indirect paleosalinity signal of δD from core GeoB6518-1 data (Schefuß et al, 2005). To discuss latitudinal bias in SST results, the mean latitude of modern samples used to calculate each fossil sample is displayed. Black lines correspond to determined major environmental patterns (named A, B, C, D). 253

Figure 76 Comparisons in depth (cm) between dinocysts assemblages of core GeoB1008-3 (Dupont et al., 1999) transfer function results of annual SST and NPP according VGPM, Eppley, Preindustrial

VGPM and Preindustrial Eppley models and TOC data (Schneider et al., 1997), and U_{37}^{k} SST alkenones reconstructions (Schneider et al., 1995). Major climatic events such as Marine Isotopic stage are displayed according boundaries established in marine oxygen stable isotopic signal (Lisiecki and Raymo, 2005)..... 256

Figure 77 Dinocyst-based annual mean NPP values according to VGPM and Eppley models, with NPP modern environmental datasets based on: i) pre-industrial IPSL-CM5A-LR (Aumont and Bopp, 2006; Dufresne et al., 2013; PISCES) chlorophyll concentrations (blue curves), and ii) remote sensing observations between 1978 and 2015 by CZCS, SeaWifs and Modis spatial programs (blue curves). 257

Figure 78 Comparison between proxies reconstructing past upwelling activity : magnetic susceptibility from core GeoB1008-3 (Bleil et al., 1988) and dust/river ratio from core GeoB6518-1 (Collins et al., 2011); proxies reconstructing pas terrigenous inputs through semi-quantitative XRF Ti/Ca and elemental analysis Al/K , both from core KZAI-01 (Savoye, 1998; Bayon et al., 2012) and river-plume dinocyst taxa percentages (Hardy et al., 2016); precession and obliquity orbital parameters (Berger and Loutre, 1991); and dinocyst transfer function results : Net Primary Productivity (NPP) from VGPM and Eppley models and SST anomalies calculated from latitudinal mean. Major environmental provinces displayed with water density and longitudinal anomalies have been calculated with the World Atlas 2013. Green zones displayed with orbital parameters correspond to the best criteria for warm and wet conditions (Tuenter et al., 2003)..... 259

Figure 79 Extension géographique de la zone d'étude. Les étoiles vertes correspondent aux carottes citées dans le texte traitant des assemblages de dinokystes, tandis que les étoiles noires présentent d'autres carottes citées dans l'étude vis-à-vis de reconstructions de SST. Les principaux bassins versant des fleuves situés en amont des carottes d'étude sont représentés (source : <http://www.hydrosheds.org/>). 266

Figure 80 Comparaison entre les abondances d'espèces majeures enregistrées dans la carotte KZAI-01 (Hardy et al., 2016) avec les assemblages de la carotte T89-16 (Marret et al., 2008). La couverture temporelle de chaque carotte est variable. Les carottes GeoB1008-3, GeoB1016-3 et GIK16856 couvrent en effet les derniers 200 000 ans en moyenne, tandis que les autres carottes couvrent les derniers 30 000 ans en moyenne, voire les derniers 15 000 ans dans le cas de la carotte GeoB1007-2. Dans le cadre de cette synthèse, nous allons toutefois concentrer notre étude sur les changements environnementaux intervenus dans la région entre le DMG (inclus) et l'Holocène. 267

Figure 81 Pourcentages cumulés des espèces typiques des environnements de panaches fluviales. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude. 272

Figure 82 Pourcentages cumulés des espèces thermophiles. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude. 273

Figure 83 Pourcentages cumulés des espèces typiques des environnements d'upwelling. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude. ... 274

Figure 84 *Etat moderne des assemblages dinokystes en fonction des paramètres environnementaux discutés dans cette synthèse : abondance des kystes de panaches fluviatiles au regard des précipitations annuelles (données TRMM) dont la localisation moyenne de la ceinture des pluies est illustrée en rouge tireté; abondance des espèces thermophiles par rapport aux SST annuelles tirées du WOA2013; abondances des espèces d'upwelling par rapport aux anomalies de SST calculées par la moyenne latitudinale des SST. Les données chiffrées indiquées sur la carte correspondent aux anomalies par rapport au site de chaque carotte. Valeurs de NPP annuelles aux coordonnées de chaque carotte de la zone d'étude. 276*

Figure 85 *Reconstitution des environnements au cours du DMG : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture de pluies en bleu tireté ainsi que les anomalies de précipitations entre les valeurs modernes et les simulations moyennées des modèles CCSM4, MIROC-ESM et MPI-ESM-P (Hijmans et al., 2005) ; abondance des kystes thermophiles associées aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte par différentes couleurs. 278*

Figure 86 *Reconstitution des environnements au cours de HSI : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture de pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du DMG (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 281*

Figure 87 *Reconstitution des environnements au cours du Bølling-Allerød : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de HSI (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 284*

Figure 88 *Reconstitution des environnements au cours du Younger Dryas : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs*

affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du B/A (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 286

Figure 89 *Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène inférieur : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du YD (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 289*

Figure 90 *Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène moyen : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de l'Holocène inférieur (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 291*

Figure 91 *Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène supérieur : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de l'Holocène moyen (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable). 294*

Figure 92 *Résumé des tendances observées entre chaque fenêtre temporelle suivant un découpage en 3 grandes régions de la zone d'étude, ainsi qu'en fonction des principaux messages environnementaux discutés. En guise de rappel, les espèces représentant les signaux environnementaux discutés sont signalées en bas de figure. L'angle et la longueur des flèches correspondent à l'intensité de la variation. 295*

INDEX DES TABLEAUX

Tableau 1 <i>Références des données utilisées concernant l'épaisseur et l'extension des calottes représentées sur la Figure 21.</i>	81
Tableau 2 <i>Informations générales et géographiques des 3 carottes de cette étude.</i>	106
Tableau 3 <i>Dates ¹⁴C initialement acquises sur la carotte (Bayon et al., 2012). Le tableau bleu regroupe les datations ¹⁴C effectuées sur le matériel carbonaté (Foram. pour Foraminifères) et le tableau noir regroupe les datations ¹⁴C effectuées sur la matière organique. Le code Poz-xxxxx (/UtC-xxxx) correspond aux dates obtenues dans le Laboratoire Radiocarbon de Poznań en Pologne (/Laboratoire d'Utrecht en Hollande).</i>	113
Tableau 4 <i>Inventaire des dates composant le nouveau modèle d'âge de la carotte KZAI-01. Le tableau bleu regroupe les datations ¹⁴C faites sur des carbonates. Les dates en rouge sont les nouvelles datations acquises/ajoutées au cours de cette thèse tandis que les dates en italique (190 et 372 cm) correspondent aux dates rejetées. Le code Poz-xxxxx (/UtC-xxxx) correspond aux dates obtenues dans le Laboratoire Radiocarbon de Poznań en Pologne (/Laboratoire d'Utrecht en Hollande). Le tableau vert regroupe les dates obtenues par corrélation entre signaux XRF Ti-Ca des carottes KZAI-01 et GeoB6518-1. La valeur 2σ reflète la marge d'erreur radiocarbone du modèle d'âge de la carotte GeoB6518-1.</i>	115
Tableau 5 <i>Tableau bleu présentant l'inventaire des dates ¹⁴C: en noir, calibration initiale CALIB 4 et en rouge, calibration CALIB 7. Tableau vert présentant l'inventaire des pointeurs stratigraphiques ajoutés à partir des données glaciologiques : les pointeurs issus de la corrélation avec GISP2 (/NGRIP-GICC05) sont en bleu (/rouge). « GI » pour « Greenland Interstadial ». Le label KIA-xxxx correspond aux datations faites à l'Université de Kiel.</i>	119
Tableau 6 <i>Inventaire des pointeurs utilisés pour l'élaboration du modèle d'âge de la carotte RZCS-26. Le tableau bleu regroupe les datations ¹⁴C, calibrées sous CALIB 7, tandis que le tableau vert regroupe les pointeurs obtenus par le biais de différentes corrélations stratigraphiques.</i>	123
Tableau 7 <i>Inventaire des études réalisées sur chaque carotte. En bleu italique figurent les données ayant fait l'objet d'une publication.</i>	127
Tableau 8 <i>Tableau illustrant schématiquement la liste des dinokystes présents dans l'atlas tropical et leurs abréviations (Marret et Zonneveld, 2003 ; Marret et al., 2008) en fonction de grands domaines pouvant être individualisés dans l'Océan Atlantique tropical (Figure 40). En rouge : espèces hauturières ; en bleu : espèces côtières ; en vert : taxons caractérisant des zones intermédiaires.</i> ...	134
Tableau 9 <i>Inventaire des informations principales de comptages sur les 3 carottes d'étude.</i>	151
Tableau 10 <i>Inventaire des espèces identifiées dans les carottes d'étude. Les espèces en noir figurent dans la base de données modernes tropicale (n=208; Marret et al., 2008), tandis que les espèces en bleu sont des espèces absentes de cette base de données modernes. Les barres vertes correspondent aux espèces clairement identifiées tandis que les barres jaunes correspondent à des espèces potentiellement présentes mais mal identifiées.</i>	156

Tableau 11 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes.	162
Tableau 12 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes.	176
Tableau 13 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes. En rouge italique sont aussi notées les données issues des travaux de thèse de Kim So-Young (2007).	188
Tableau 14 Marges d'erreur sur les principaux paramètres environnementaux inscrits dans la base de données modernes, calculés à partir de « l'auto-run » de la fonction de transfert sur ses données entrantes. SSS : Sea Surface Salinity ; SST : Sea Surface Temperature ; PP : Primary Productivity	189
Tableau 15 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte KZAI-01.	191
Tableau 16 Comparaison entre les données environnementales modernes, i.e. mesurées par les satellites ou bien fournies par le World Ocean Atlas 2013, et les valeurs reconstruites par la fonction de transfert sur « l'assemblage-type » du site de la carotte RZCS-26, déduit d'ArcGIS à partir de la base de données modernes (méthode des voisins naturels : 12 voisins considérés).	193
Tableau 17 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte RZCS-26.	194
Tableau 18 Comparaison entre les données environnementales modernes, i.e. mesurées par les satellites ou bien fournies par le World Ocean Atlas 2013, et les valeurs fournies par la fonction de transfert tournée sur les assemblages présents au top de la carotte GeoB4905-4.	196
Tableau 19 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte GeoB4905-4.	197
Tableau 20 ¹⁴ C dates obtained on KZAI-01 core: seven dates were previously obtained on marine carbonate material and 10 on bulk organic matter (Bayon et al., 2012b), and three new dates have been added in this study. Two dates have been rejected (190 and 372 cm) and displayed in italic, and dates acquired on bulk organic matter have not been considered for the age model establishment in this study (dates retained for the age model in bold in the Table).	211

INTRODUCTION

La question des variations climatiques ayant affecté l'environnement et les sociétés se pose de plus en plus du fait de l'explosion démographique moderne, de l'accroissement des zones urbaines, et de la mondialisation des flux économiques, qui forcent les populations à vivre de plus en plus dans des aires géographiques exposées aux aléas climatiques. Cette exposition croissante aux aléas amplifie la notion de risques naturels, plus ou moins prononcés en fonction du contexte climatique, lui-même sujet à des variations d'amplitude et d'échelle de temp différentes. Ces risques naturels sont liés en grande partie à l'action combinée de la destruction des habitats, aux activités industrielles, et aux changements climatiques, ayant toujours eu un rôle déterminant dans l'essor des sociétés mais aussi dans leur déclin. Ainsi, des épisodes de sécheresse intense auraient contribué à l'effondrement de la culture Maya ainsi qu'à celui de l'Ancien Empire égyptien. Le Petit Âge Glaciaire aurait eu raison de la première colonie noroise au Groenland, tandis que l'Europe subissait à plusieurs reprises des épisodes de froid sec responsables de nombreuses famines et d'épidémies, en parallèle à l'effondrement des régimes féodaux européens. L'étude des changements climatiques est ainsi cruciale pour anticiper l'impact des changements actuels et futurs sur les sociétés humaines. Les régions tropicales, dont l'Afrique, sont au cœur de ces questions, pour trois raisons principales. i) Environ 75% de la population mondiale vit dans les régions tropicales ; tout changement climatique touchera ainsi directement la majeure partie de l'humanité. ii) La zone intertropicale est une zone clé du climat mondial, dans la mesure où l'essentiel de l'énergie solaire y est captée, constituant ainsi la base du moteur de la redistribution de la chaleur *via* les courants marins et atmosphériques. Il en va de même pour les taux d'hygrométrie, maximaux à l'équateur, l'humidité étant transférée vers les latitudes plus élevées *via* les cellules convectives de la machine climatique. Par conséquent, étudier le climat tropical présent et passé permet également de comprendre les changements observés dans les hautes latitudes en termes de paléo-températures et paléo-précipitations. iii) Enfin, la zone tropicale joue un rôle essentiel dans le cycle du carbone à l'échelle globale. Les grandes cellules d'upwelling de façade orientale constituent ainsi les principales pompes à carbone de la planète, par le biais d'une productivité primaire accrue. La photosynthèse réalisée par des organismes phytoplanctoniques est par conséquent un élément central dans la compréhension

du cycle du carbone, particulièrement important aujourd'hui à prendre en compte dans le contexte actuel d'émissions anthropogéniques de dioxyde de carbone vers l'atmosphère.

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des nombreuses études paléoclimatiques ayant eu pour but de comprendre le climat passé afin de mieux appréhender la dynamique climatique actuelle et son évolution future. Plus spécifiquement, ce projet de thèse s'inscrit dans le cadre des campagnes océanographiques ZAIANGO et REPRESAÏ (partenariat IFREMER / TOTAL / IUEM), qui avaient pour objectif principal de cartographier l'éventail turbiditique du fleuve Congo et de discuter l'architecture des dépôts dans ces édifices sédimentaires profonds. En effet, ces structures se mettent en place par l'apport continu en sédiments en provenance du fleuve et de la plateforme continentale, se déversant par avalanches sous-marines elles-mêmes chenalées *via* des canyons sous-marins et systèmes de chenaux-levées, connectant le fleuve à la plaine abyssale. Compte tenu du rôle primordial joué par le fleuve Congo dans la construction sédimentaire de l'éventail turbiditique profond, son architecture et la puissance de ses dépôts impliquent un contrôle majeur par les forçages climatiques. Les changements paléoenvironnementaux liés aux cycles glaciaires - interglaciaires ont ainsi été récemment discutés dans la région à partir de 2 thèses basées, respectivement, sur les grains de pollen et les diatomées : « Changements climatologiques en zone intertropicale africaine durant les derniers 165 000 ans » (M. Dalibard, 2011) et « Réponse de la productivité diatomique aux changements climatiques et océanographiques au niveau du système turbiditique du Congo au cours du dernier million d'années » (Hatin, 2016).

Afin de fournir de nouvelles informations sur le contexte climatique de la zone à une très haute résolution temporelle d'étude, une analyse des derniers 45 000 ans a été menée dans cette thèse afin de proposer une étude de référence sur l'impact des changements climatiques rapides survenus dans la région. Les derniers 45 000 ans impliquent notamment des configurations climatiques extrêmes telles que : le Dernier Maximum Glaciaire, la dernière déglaciation et l'Holocène. L'utilisation des kystes de dinoflagellés (dinokystes) comme outil principal de ce travail permet d'appréhender qualitativement et quantitativement *via* la fonction de transfert dinokyste les changements environnementaux marins (température, salinité, courants, productivité primaire). Il est également possible d'accéder à la signature continentale, notamment les décharges fluviales et apports terrigènes produits par l'érosion des profils d'altération chimique, par le biais de signaux croisés entre certains taxons dinokystes et des signaux géochimiques qualitatifs de type XRF.

Ce manuscrit est structuré de la façon suivante. Dans un premier chapitre, le contexte environnemental de la région d'étude est dressé en croisant une approche géographique, géologique, climatologique, biologique, afin d'appréhender, par la suite, les événements climatiques majeurs survenus au cours des derniers 45 000 ans, ainsi que leur influence potentielle sur la zone intertropicale africaine. Le second chapitre décrit les différents outils utilisés dans le cadre de cette thèse, c'est à dire les dinokystes et en particulier la relation entre certains taxons et des conditions environnementales précises, ainsi que leur utilisation *via* la fonction de transfert dans le but d'extraire des données quantifiées des paramètres hydrologiques de surface. La stratigraphie des 3 carottes analysées dans ce travail de thèse est également décrite afin de présenter des modèles d'âge les plus robustes possibles pour chacune des séquences. Dans un troisième chapitre, les résultats des travaux effectués au cours de la thèse sont présentés et principalement l'évolution des assemblages dinokystes sur les 3 carottes d'étude (KZAI-01 et RZCS-26 au large du fleuve Congo, GeoB4905-4 dans le Golfe de Guinée) ainsi que les résultats des données quantifiées acquises par le biais de la fonction de transfert. Enfin, le dernier chapitre permet de discuter ces résultats sous la forme de deux articles scientifiques et d'une synthèse i) Un premier article publié en août 2016 aborde qualitativement les assemblages dinokystes reconstruits sur la carotte KZAI-01. ii) Un deuxième article, qui sera soumis à la fin de cette thèse, traite d'une mise à jour approfondie des données dinokystes et environnementales actuelles utilisées pour la fonction de transfert, permettant notamment de reconstruire des paléoproduktivités sur la carotte KZAI-01 et de discuter les données obtenues en fonction des forçages majeurs l'influençant (i.e. courants d'upwelling, activité du fleuve Congo). iii) la synthèse régionale proposée en fin de manuscrit discute l'évolution des paléoenvironnements depuis le Dernier Maximum Glaciaire jusqu'à la période moderne au travers des assemblages dinokystes et des valeurs quantifiées par le biais de la fonction de transfert, mais aussi d'un ensemble de proxies acquis sur des séquences précédemment valorisées.

CHAPITRE I : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL et PALEO-ENVIRONNEMENTAL DE LA THESE

Les variations climatiques modernes dans les régions équatoriales et les projections futures impliquent la compréhension des mécanismes qui régissent la machine climatique terrestre à plusieurs échelles de temps. L'étude des climats du passé permet d'appréhender l'imbrication des signaux périodiques en prenant en compte la totalité des cycles, que ce soit à l'échelle de la centaine de milliers d'années, de la dizaine de milliers d'années, jusqu'aux signaux haute fréquence qui caractérisent aujourd'hui la dynamique atmosphérique.

Avant de décrire les paléoenvironnements quaternaires dans les latitudes tropicales de l'Atlantique au cours des derniers 45 000 ans, qui constituent le cadre temporel de cette thèse, la première partie de ce chapitre est consacrée à un état de l'art sur les connaissances actuelles géographiques, climatologiques et océanographiques de la bande intertropicale, et notamment au niveau du bassin du Congo.



Palmiers, peuples humains et mégafaune sur les parois rocheuses du Sahara libyen (9 000 ans), traduisant un environnement luxuriant disparu, signe de bouleversements climatiques majeurs (www.alamy.com)

Sous-Chapitre IA : Etat de l'art sur l'environnement actuel

1. Contextes géographiques et géomorphologiques du bassin du Congo

1.1. Généralités géographiques

Le bassin du Congo, premier pourvoyeur en eau douce dans notre zone d'étude, est caractérisé par un débit annuel moyen de 41 000 m³/s (2^{ème} place mondiale ; l'Amazone culmine avec un débit moyen 5 fois supérieur ; Molinier et al., 1993) et s'étend de part et d'autre de l'équateur sur une surface de 3,6 millions de km². Il s'agit du second plus grand bassin versant du monde, loin derrière l'Amazone qui s'étend sur près de 7 millions de km². Son cours d'eau principal, nommé Lualaba sur son cours supérieur puis Congo lorsque le fleuve s'infléchit vers l'ouest (Figure 7; Bultot, 1971; Lempicka, 1971), fait un total de 4 700 km (8^{ème} place mondiale ; le Nil et l'Amazone totalisent 6 700 km de cours d'eau en continu) (Molinier et al., 1993).

Il présente éventail turbiditique profond d'une longueur de 1 000 km environ (Figure 1) en aval de l'estuaire, dans les fonds océaniques, en grande partie construit par les apports sédimentaires du fleuve Congo qui se déversent *via* un canyon sous-marin dont la tête est directement connectée au fleuve (Babonneau et al., 2002; Droz et al., 2003; Savoye et al., 2009). L'étude de l'architecture des dépôts de ces lobes profonds a récemment fait l'objet d'une thèse visant à préciser la nature et l'origine des cycles sédimentaires caractérisant le système turbiditique du Congo (Picot et al., 2016).

1.2. Synthèse géologique et géomorphologique

L'essentiel de la description des structures géologiques et morphologiques discutées ici sont issues des données de synthèses géologiques réalisées par l'Association des Services Géologiques Africains (ASGA) entre 1921 et 1963 pour bâtir la carte géologique de la zone ainsi que la synthèse géologique rédigée par Jacques Lepersonne en 1978 pour le compte de

l'Académie Royale (Belge) des Sciences d'Outre-Mer (Lepersonne, 1978). Le bassin du Congo peut ainsi se diviser en 3 grands ensembles structuraux majeurs formés à des époques différentes et décrits ci-dessous.

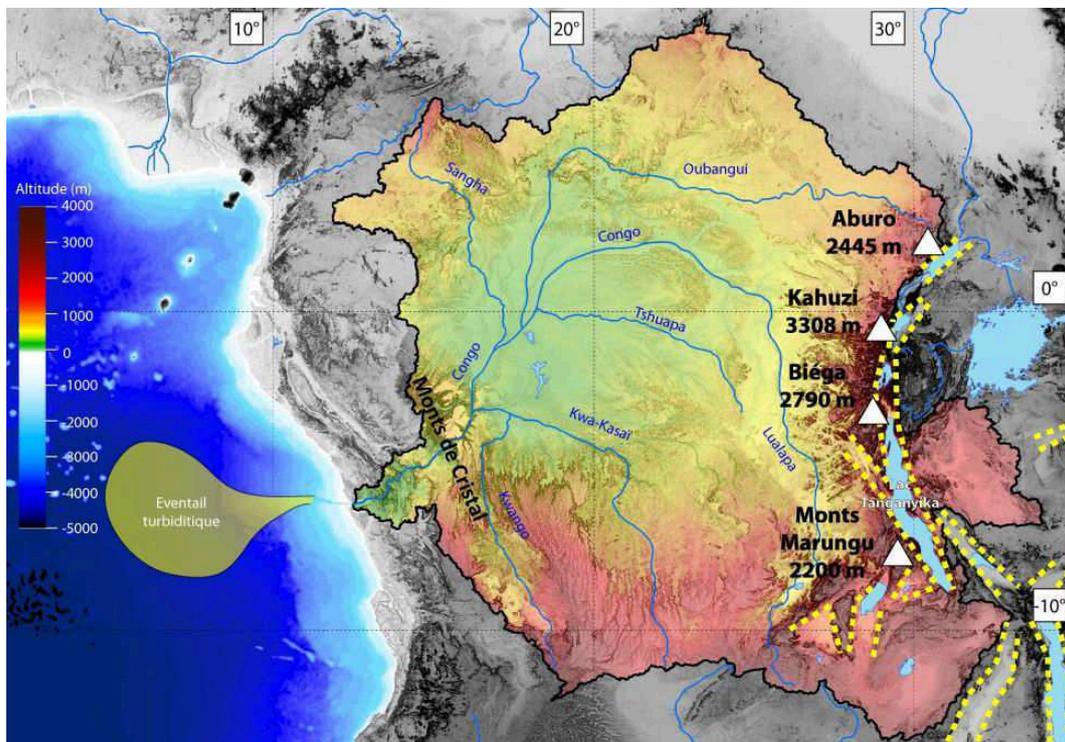


Figure 1 Géographie synthétique du bassin du Congo : le bassin est délimité en noir foncé, et les reliefs sont mis en valeur par un code couleur explicite sur la figure (à partir des données d'élévation altimétrique Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010, 30 secondes d'arc de résolution, données librement accessibles sur le site de l'USGS). Représentation des principaux tributaires du fleuve Congo et des principaux lacs d'Afrique centrale (données vectorielles libres de droit accessibles sur Natural Earth). Les plus hauts sommets du bassin du Congo sont également illustrés ainsi que la bathymétrie des fonds marins (à partir des données ETOPO1, 60 secondes d'arc de résolution, données accessibles librement sur le site de la NOAA). L'extension théorique de l'éventail turbiditique profond est représentée en jaune sur les fonds marins. Les principales structures (grabens) du grand Rift Est-Africain sont illustrées en traits jaunes tiretés.

1.2.1. La cuvette fluvio-lacustre

La cuvette du Congo correspond aux zones planes de basse altitude (environ 300 m), situées principalement dans la partie ouest du bassin (Figure 1) et s'étendant sur une surface équivalente à celle de la France. Sa structure résulte d'un long processus de subsidence du

craton congolais : i) tectonique à partir du Carbonifère (358 - 298 Ma), puis ii) thermique à partir du Crétacé supérieur (Albien, 113 - 100 Ma), période elle-même contemporaine de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud (Lepersonne, 1978; Torsvik et al., 2009). Durant ce processus de subsidence, la cuvette du Congo se remplit de sédiments fluvio-lacustres et l'absence de sédiments marins atteste, durant cette période, d'un vaste bassin endoréique, barré à l'ouest par la chaîne des Monts de Cristal schisto-gréseux datant du Précambrien (Figure 1). Le proto-fleuve Congo se déversait alors probablement dans ce bassin lacustre, au moins jusqu'au Cénozoïque. Par la suite, une ouverture a sans doute été percée à travers les Monts du Cristal par le biais d'une captation d'un cours d'eau côtier qui s'est connecté au bassin par érosion régressive, permettant au Congo de rejoindre l'océan. Cependant, l'âge présumé de cet événement n'est pas mentionné dans la synthèse géologique de Lepersonne (1978). Nous pouvons toutefois supposer que ce processus intervint durant l'Oligocène (34-23 Ma), à partir du moment où sont reconnus et datés les premiers dépôts de l'éventail turbiditique profond du Congo (Anka et al., 2009).

1.2.2. Les plateaux du craton congolais

La ceinture de plateaux de moyenne altitude (500-1 500 mètres, Figure 1) entourant la cuvette du Congo, ou plateaux du craton congolais, est essentiellement constituée de roches plutoniques et métamorphiques qui se sont formées durant l'Archéen entre 3,6 et 2,5 Ga. Ces plateaux sont également formés par des roches métamorphiques plus récentes datant du Protérozoïque (2,5 - 0,56 Ga) qui résultent d'une succession d'épisodes orogéniques ayant eu pour conséquence l'agglomération des différents cratons archéens et formant à terme le supercontinent Gondwana (Lepersonne, 1978; Halla et Gaál, 1989; Torsvik, 2003; Li et al., 2008). A partir de la formation du Gondwana, une période de « calme » tectonique fut favorable à la pénéplanation des reliefs et à la formation finale des plateaux du Congo.

1.2.3. Tectonique divergente Mésozoïque et Cénozoïque

Cet épisode de « calme » tectonique prend fin durant le Crétacé avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud qui se traduit par un déchirement du craton du Congo, sa partie occidentale se retrouvant du côté de la marge brésilienne, et sa partie orientale formant une partie de la marge ouest africaine. La phase de rifting peut être observée à terre par la Chaîne des

Cascades constituant une série d'escarpements depuis les Monts du Cristal jusqu'à la plaine abyssale (Lepersonne, 1978). Après le dépôt des sédiments fluvio-lacustres pré-rift et syn-rift (Piriou, 2006), se déposent ainsi des sédiments argilo-marneux et sableux après l'ouverture océanique dans lesquelles se développent des dômes salifères (Babonneau et al., 2002; Droz et al., 2003; Savoye et al., 2009; Picot et al., 2016). Il est également à noter la mise en place de quelques séries carbonatées durant le Crétacé exclusivement (Piriou, 2006, Anka et al., 2009).

Au cours du Cénozoïque, un processus d'uplift se traduit par un accroissement drastique de l'érosion continentale ainsi que l'incision progressive du canyon sous-marin du Congo (Anka et al., 2009). La partie est du bassin du Congo subit les effets de la formation du rift est-Africain à partir de la transition Oligocène-Miocène (25-23 Ma). Ceci se traduit par la formation de grabens à forte sédimentation lacustre et de horsts caractérisés par des édifices volcaniques (Lepersonne, 1978; Ebinger, 2005), ceux-ci constituant les points culminants du bassin du Congo (Figure 1) et de l'Afrique en général.

Il apparaît donc une grande diversité des unités pétrographiques traversées par les cours d'eau du bassin du Congo, principalement des roches plutoniques, volcaniques, métamorphiques ou sédimentaires. Les produits de l'érosion continentale sont transportés vers l'océan avec une concentration moyenne de 76 mg/l (Laraque et al., 1995), ce qui correspond à un transport de près de 100 millions de tonnes de sédiments terrigènes chaque année.

2. Climatologie de la bande intertropicale

2.1. Définition de la bande intertropicale

Le bassin du Congo se situe dans la bande intertropicale qui est une région complexe dont la définition et l'extension géographique changent en fonction des champs disciplinaires, chacune des définitions se complétant et apportant de nouveaux éléments importants à prendre en compte dans cette thèse.

2.1.1. Perspective astronomique

La bande intertropicale est définie comme l'ensemble des régions situées entre les tropiques, dont les limites précises, compte tenu de l'obliquité (inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'axe perpendiculaire au plan de l'écliptique), sont actuellement situées entre N 23°26'14" et S 23°26'14". Ces deux parallèles définissent ainsi l'ensemble des régions où le Soleil apparaît au zénith au moins une fois dans l'année, notamment au solstice de juin dans l'hémisphère nord, au solstice de janvier dans l'hémisphère sud, ainsi que lors des équinoxes à l'équateur. Cette limite géographique actuelle, qui est à la base-même de la définition des saisons dans les 2 hémisphères, varie sans cesse en parallèle avec l'inclinaison terrestre (obliquité variant entre 21,8° et 24,4°) selon une périodicité de 41 000 ans, et actuellement se redresse d'environ 0.46" par an ou environ 1 degré tous les 7 800 ans. La configuration orbitale des climats et des paléoclimats est ainsi soumise à des cycles tels que : i) théorisés par Milanković en 1911, ii) confirmés à posteriori par les travaux de Hays, Imbrie et Shackleton (Hays et al., 1976), et iii) modélisés depuis quelques décennies (Berger et Loutre, 1991; Laskar et al., 2011). Il est ainsi apparu que l'extension latitudinale de la zone intertropicale a varié par le passé, engendrant ainsi des changements considérables dans l'énergie radiative reçue du soleil à la surface terrestre.

2.1.2. Perspective météorologique

Le domaine intertropical est délimité par les cellules de Hadley, vastes zones de hautes pressions atmosphériques caractérisées en surface par des vents d'est secs et de vitesse constante, les alizés (de NE dans l'hémisphère nord et de SE dans l'hémisphère sud), et des vents d'ouest en altitude au sommet de la troposphère. La transition entre les vents de surface et ceux d'altitude s'opère (Figure 3) : i) entre les cellules de Hadley et les cellules de Ferrel par la subsidence des masses d'air froides et sèches et la génération des alizés vers 30° de latitude N et S, et ii) au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), équateur météorologique, où la masse d'eau surchauffée qui s'évapore est repoussée en altitude par la force des alizés. Des précipitations accrues signalent la condensation de l'humidité transportée en altitude au niveau de la ZCIT, générant ainsi les phénomènes de moussons (Leroux, 2001; Persson, 2006; Frierson et al., 2007; Johanson et Fu, 2009). Cependant, les cellules de Hadley ne sont pas fixes dans le temps. Leur extension géographique dépendant de plusieurs paramètres météorologiques, et notamment de la sinuosité des courants jets subtropicaux (Shepherd, 1987), elle-même guidée par l'aléa des turbulences atmosphériques et par les ondes de gravité (induites par la « force » de Coriolis) telles que les ondes de Rossby (Shepherd, 1987; Chelton et Schlax, 1996; Kaladze et al., 2008; Ruan et al., 2014). La dynamique atmosphérique est détaillée dans la suite de ce chapitre (cf. partie 2.2).

2.1.3. Perspective climatologique

2.1.3.1. Classification de Köppen (1918)

La première classification climatologique mondiale est due à Wladimir Köppen dès 1900. Il a ainsi été établi que l'extension géographique de la bande intertropicale est délimitée par l'isotherme 18°C du mois le plus froid de chaque hémisphère (janvier dans l'hémisphère nord, juillet dans l'hémisphère sud, Figure 2a; Köppen, 1918; Peel et al., 2007). Köppen introduit également dans sa classification le critère d'aridité basé sur une relation mathématique qui tient compte des températures annuelles :

Si Précipitations annuelles_(mm) < 20 * Températures annuelles (°C) + 140 → région aride

Ce critère supplémentaire retire du climat tropical toute région possédant le bon critère thermique dès lors que les précipitations annuelles sont trop faibles. En Afrique, ceci a pour conséquence d'exclure la bande sahélienne du climat tropical (Figure 2a).

2.1.3.2. Classification de Martonne (1926)

Une autre méthode permet également de définir l'aridité selon un indice qui tient compte à la fois des températures et des précipitations annuelles (de Martonne, 1926):

$$\text{Indice d'aridité} = \text{Précipitations annuelles} / (\text{Températures annuelles} + 10)$$

Toute région ayant un indice inférieur ou égal à 7,5 est considérée aride et toute région ayant un indice supérieur ou égal à 30 est considérée humide, fournissant ainsi une large gamme d'environnements intermédiaires depuis la zone semi-désertique jusqu'au climat équatorial perpétuellement humide (Figure 2b)

Cette méthode de calcul présente l'avantage, par rapport à la méthode de calcul de Köppen (1918) qui n'illustre que les régions arides subtropicales, de considérer également les régions polaires au titre des régions arides. Cependant, dans le cas des régions tropicales, les deux méthodes se valent et sont complémentaires dans la mesure où Köppen (1918) impose une limite nette entre le climat tropical et le reste du monde, Martonne (1926) fournit d'avantages de renseignements sur les environnements intermédiaires au sein du climat tropical (Figure 2b).

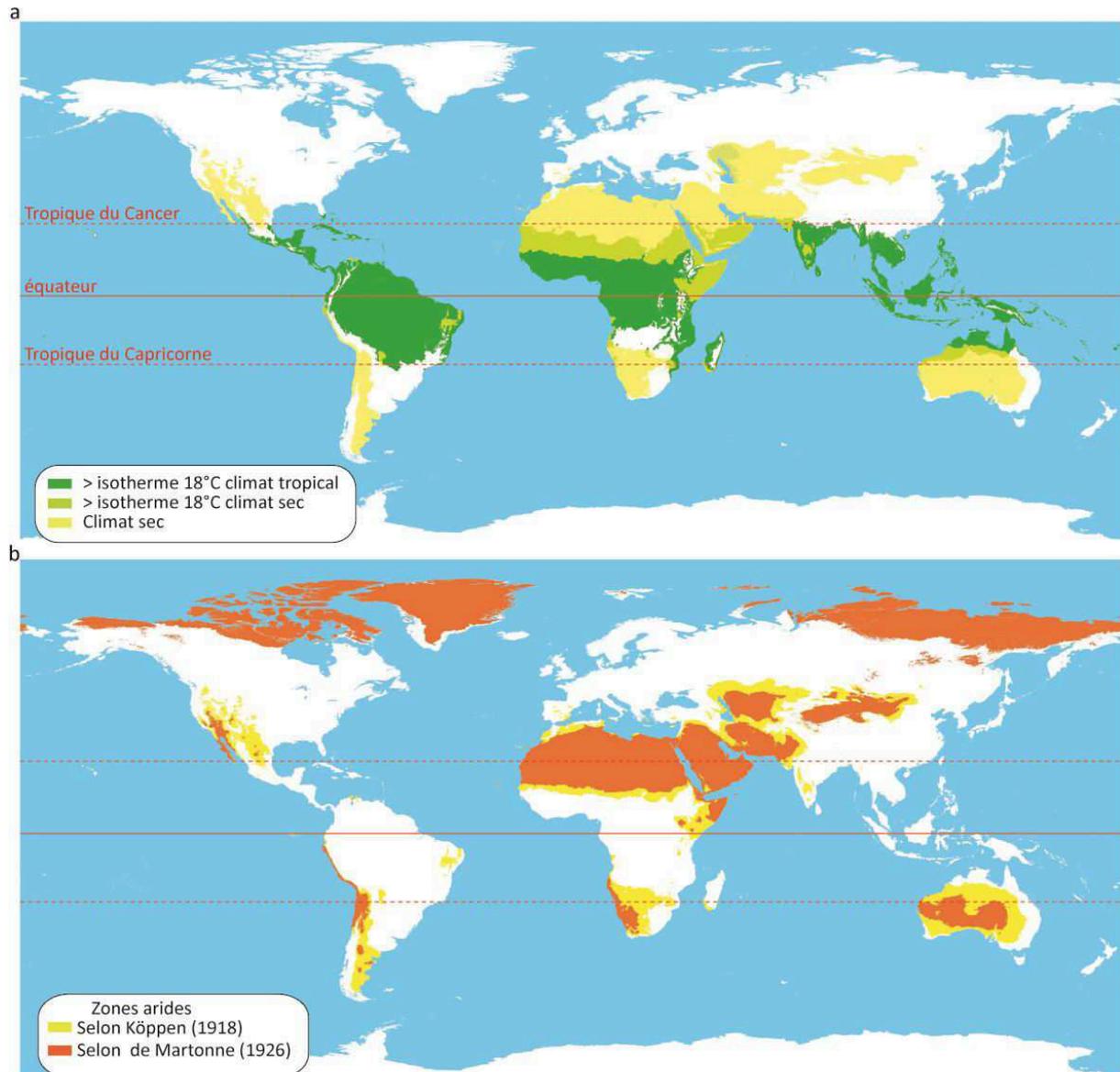


Figure 2 Représentation des régions tropicales et arides. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de ces cartes sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne entre 1960 et 1990. **a)** Extension géographique du climat tropical selon la classification de Köppen (1918). Les zones en vert foncé correspondent au climat tropical vrai (températures moyennes du mois le plus froid supérieures à 18°C, précipitations annuelles supérieures à l'équation : $20 \times \text{Températures annuelles} + 140$; en vert clair les régions thermiquement tropicales mais définies comme constitutives du climat sec ; en jaune les régions correspondant au climat sec. **b)** Représentation des zones arides en fonction des méthodes de Köppen (1918) en jaune et Martonne (1926) en rouge.

2.2. Dynamique atmosphérique de la bande intertropicale

2.2.1. La ZCIT et les cellules de Hadley

Le moteur principal de la circulation atmosphérique de la bande intertropicale est le réchauffement solaire incident, impliquant un bilan énergétique excédentaire dans cette bande latitudinale. L'ascendance des masses d'air au niveau de la ZCIT, puis les cellules convectives de Hadley (Hadley, 1735), guident ainsi le régime de pluviométrie des régions tropicales (Figure 3).

Les alizés, vents faibles à très faibles, réguliers et secs, sont constitutifs des crêtes subtropicales, i.e. ceintures anticycloniques subtropicales entre 25 et 35°, empêchant toute formation nuageuse et toute arrivée d'humidité au sein de ces zones de hautes pressions atmosphériques (Sadler, 1975; Leroux, 2001).

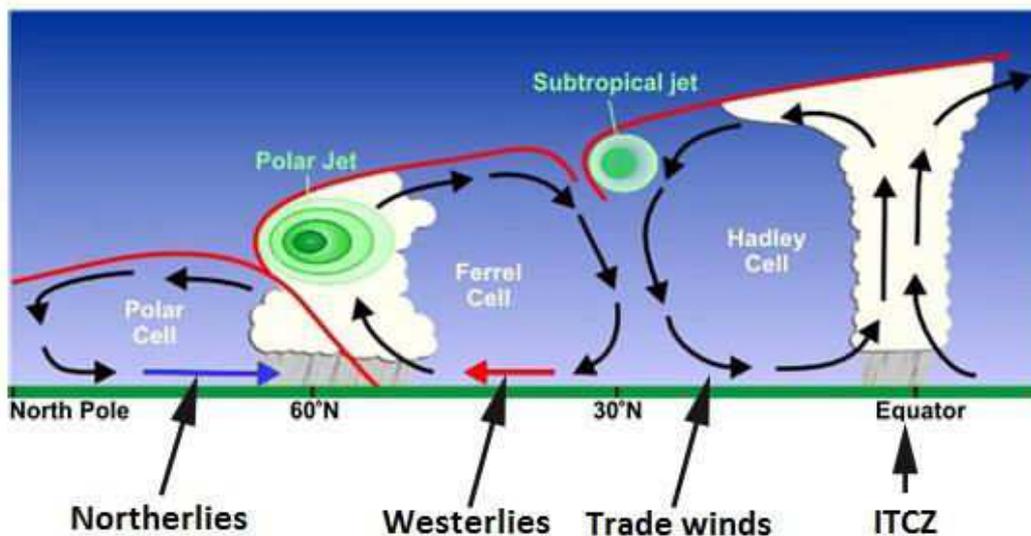


Figure 3 Coupe longitudinale des cellules atmosphériques terrestres, schématisant la circulation des principales masses d'air au sein des cellules convectives, ainsi que les principales zones de front, matérialisées par les courants jets (« Polar jet » et « Subtropical jet »). Source : NOAA.

Quant à la ZCIT ou ITCZ, Figure 3), il s'agit d'un front atmosphérique situé en moyenne autour de 5°N (Figure 4), décalé par conséquent de « l'équateur géographique » (0° de latitude) et nommé « équateur météorologique » ou encore plus anecdotiquement « Pot au noir » par les marins. La ZCIT, est une large bande de quelques centaines de kilomètres de large, caractérisée par des vents calmes et des cellules orageuses, où les alizés issus des anticyclones subtropicaux de chaque hémisphère vont converger et ainsi constituer de vastes zone d'ascendance des masses d'air océaniques sur environ 6 000 m d'altitude (Figure 4; Leroux, 2001; Chiang, 2002; Arbuszewski et al., 2013).

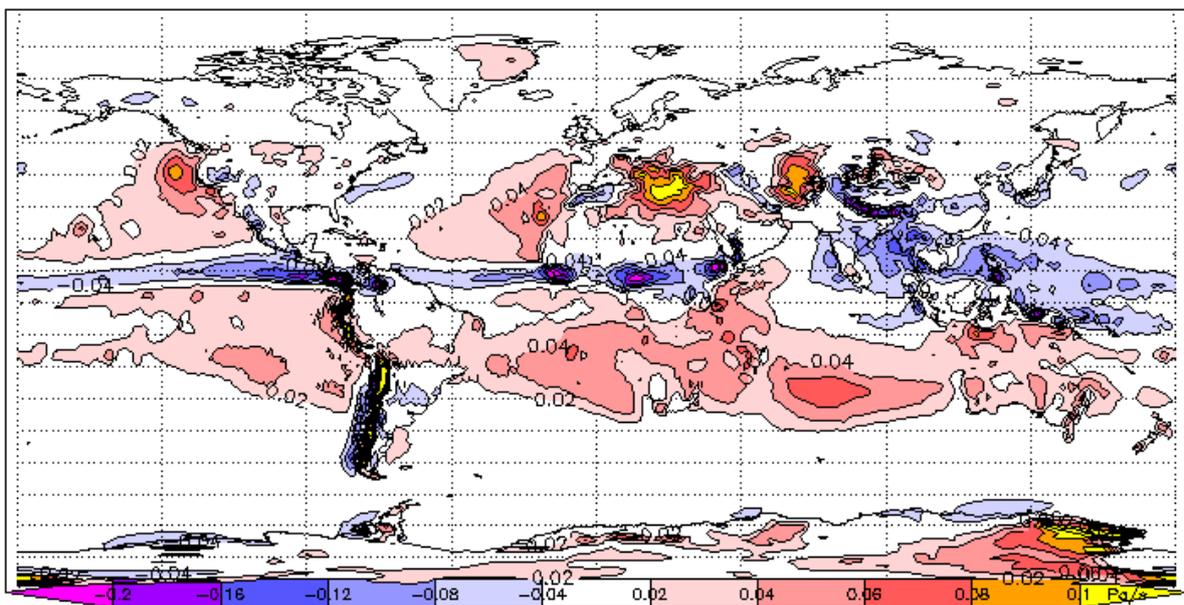


Figure 4 Vitesse verticale en Pascal/s des masses d'air à 500 hPa d'altitude (environ 5 500 m) en juillet. Valeurs négatives (bleu à rose) : zones d'ascendance (décompression adiabatique) ; valeurs positives (rouge à jaune) : zones de subsidence (zones de haute pression atmosphérique). Jeux de données Vertical Air Velocity ERA-40 calculées sur la moyenne 1979-2001 (Uppala et al., 2005).

La limite fluctuante de la ZCIT est fonction de différents paramètres (e.g. flux de chaleur, gradient thermique) dont le principal est la température de surface, des océans (Li et Philander, 1997; Donohoe et al., 2012; Arbuszewski et al., 2013). Les températures des surfaces continentales jouent également un rôle important, notamment au regard de la dissymétrie hémisphérique de la ZCIT, majoritairement localisée dans l'hémisphère nord, i.e.

où les masses continentales sont plus importantes et donc plus sujettes à de forts contrastes thermiques en comparaison avec l'hémisphère sud (Figure 4; Xie, 1998).

2.2.2. Dynamique saisonnière de la ZCIT

Les changements saisonniers de dynamique des vents, ainsi que de températures atmosphériques et océaniques, provoquent des migrations latitudinales de la ZCIT qui conditionnent le régime hydrologique de la bande intertropicale.

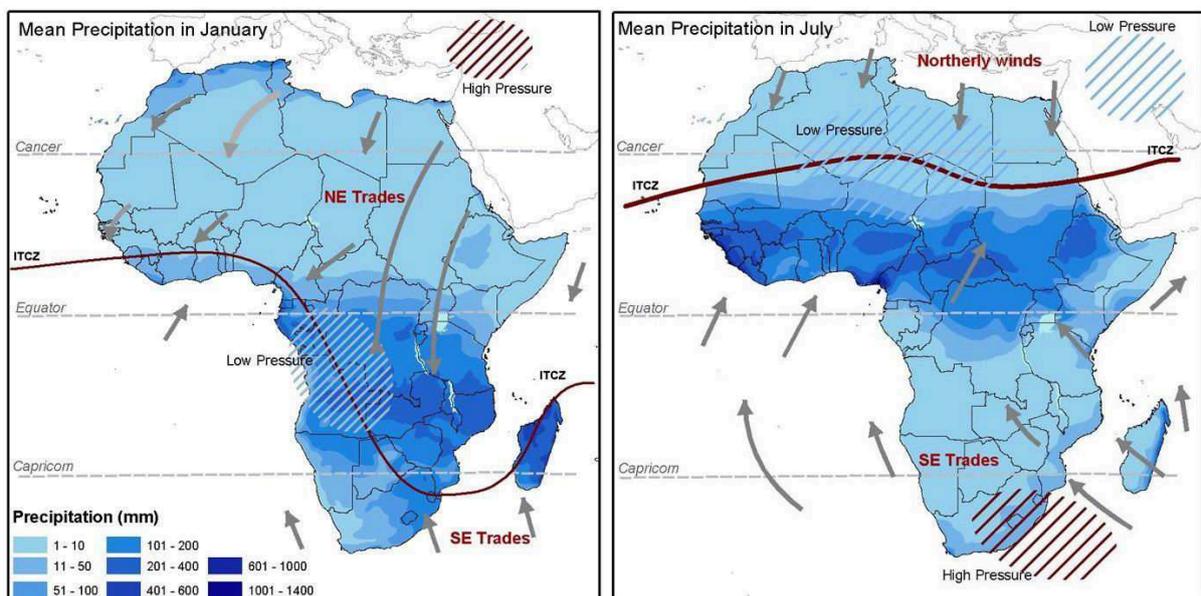


Figure 5 Représentation de la position moyenne de la ZCIT centrée sur l'Afrique en janvier (gauche - solstice d'été austral) et en juillet (droite - solstice d'été boréal), avec indication des vents dominants (flèches grises), des taux de précipitation moyens et des zones de haute (hachuré marron) et basse (hachuré bleu) pressions (Collier et Hughes, 2011).

En effet, lorsqu'un des deux hémisphères est incliné vers le soleil, le réchauffement des températures de surface et l'affaiblissement des vents ont pour conséquence un déplacement de la ZCIT vers de plus hautes latitudes (Figure 5). Ainsi, durant l'été austral (/boréal), la ZCIT va migrer jusqu'à environ 5°N (/15°N) (Figure 5) et sera marquée par une importante ondulation méridionale au niveau des continents africains et américains (Leroux, 2001; Hu et al., 2007; Collier et Hughes, 2011; Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014). Lorsque la

ZCIT se retire de la bande latitudinale intertropicale où se matérialise son influence saisonnière, le milieu est caractérisé par une influence des alizés et un environnement climatique de type aride. Ce contraste saisonnier constitue l'essence même du climat tropical, c'est-à-dire l'alternance entre une saison sèche sous influence des alizés et une saison humide sous influence de la ZCIT. Cependant, ce modèle bimodal (i.e. deux saisons distinctes culminant aux solstices dans l'année) ne s'applique pas au climat équatorial qui est défini comme une zone à forte humidité constante au cours de l'année, avec des mois « relativement plus secs » en dehors des équinoxes où la ZCIT passe par l'équateur (Köppen, 1918; Leroux, 2001; Peel et al., 2007).

2.2.3. Les régimes de précipitations dans les tropiques

2.2.3.1. La ZCIT et la mousson

La ZCIT, vaste ceinture dépressionnaire, est le moteur principal des régimes hydrologiques dans la zone intertropicale, son passage près ou au-dessus d'un territoire s'accompagnant ainsi de fortes précipitations (Figure 6) coïncidant globalement avec la saison estivale. Les records mondiaux de pluviométrie annuelle se trouvent, sans exception, dans la bande intertropicale :

- Mawynram (Inde) : 11 872 mm/an en moyenne, avec un record de 25 500 mm enregistré en 1984 (UNESCO),
- Cherrapunji (Inde) : 11 430 mm/an, avec un record de 22 987 mm enregistré en 1860 (Statistical Handbook, Meghalaya),
- Mont Waialeale (Hawaii) : 11 680 mm/an, avec un record de 17 340 mm enregistré en 1982 (UNESCO),
- Mont Cameroun (Afrique) : 10 300 mm/an, avec un record de 14 655 mm enregistré en 1919 (Frankham et al., 2004).

Ces lieux pris pour exemple ont également comme point commun de se situer sur des points hauts (Himalaya, volcans hawaïen ou africain), forçant les masses d'air humides à s'élever et par conséquent à perdre de leur capacité à stocker de l'eau. En effet, lorsque le seuil de pression saturante s'abaisse, du fait du refroidissement des masses d'air en altitude, l'excès d'eau contenu dans l'air précipite (Himmelblau et Riggs, 2012). Ce mécanisme physique (i.e. rééquilibrage constant de la pression saturante de l'air) régit le principe général du phénomène

de mousson, l'air chaud équatorial chargé en humidité s'élevant en altitude par la convection générée au niveau de la ZCIT.

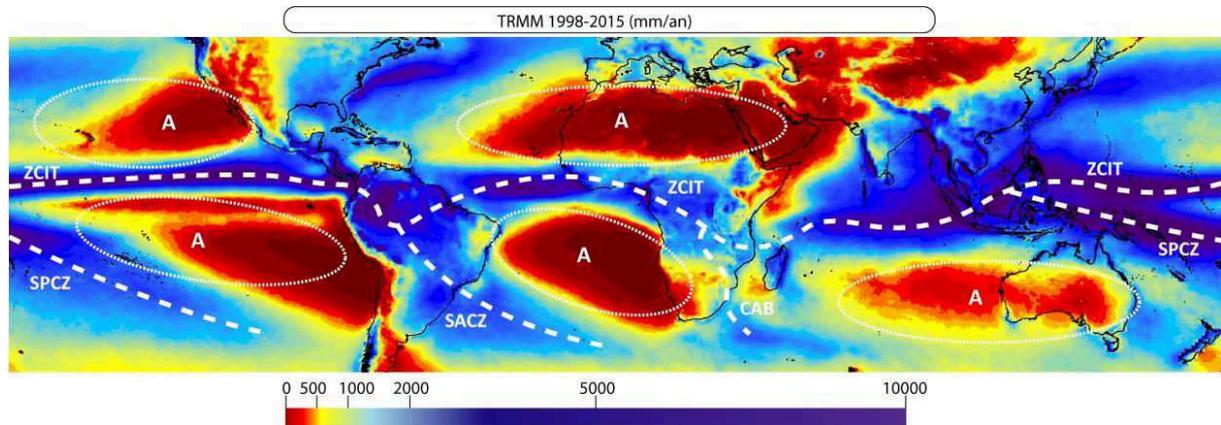


Figure 6 Précipitations annuelles (mm), entre 50°N et 40°S, moyennées sur l'intervalle 1998-2015 des mesures acquises durant la mission Tropical Measuring Rainfall (TRMM). Données libres partagées par Nasa's Earth Science Enterprise. Les principaux systèmes atmosphériques sont également représentés, à savoir les grandes cellules anticycloniques subtropicales (ellipses blanches, avec le symbole "A"), ainsi que les principales zones de convergence atmosphérique (i.e. ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale; SACZ : South Atlantic Convergence Zone; SPCZ : South Pacific Convergence Zone; CAB: Congo Air Boundary).

2.2.3.2. Autres zones de convergence hors ZCIT

Cependant, le système de mousson ne se réduit pas au seul processus décrit précédemment pour la ZCIT. En effet, des zones de fortes précipitations, de direction ouest-nord-ouest vers est-sud-est (i.e. dirigées vers les latitudes australes, Figure 6) depuis la ZCIT, sont également des zones de convergences atmosphériques. Elles incluent (Figure 6) la Zone de Convergence Sud Atlantique (SACZ; Carvalho et al., 2004), la Zone de Convergence Sud Pacifique (SPCZ; Linsley et al., 2006) et la *Congo Air Boundary* (CAB; Tierney et al., 2011). Ces régions effectuent ainsi le transfert d'humidité des basses vers les hautes latitudes, et lorsque les vents dominants franchissent "l'équateur", les masses d'air de retour des cellules anticycloniques subtropicales (i.e. alizés) deviennent alors des vents d'ouest (i.e. *westerlies*). Ces régions de transit hydrologiques ne sont pas, par conséquent, des zones de mousson à proprement parler bien qu'elles y soient connectées.

2.2.3.3. Complexités africaines relative à la relation ZCIT-mousson

Un autre facteur de complexité dans le système de mousson est une spécificité africaine. Alors qu'une très bonne corrélation est observée de manière générale entre la localisation de la ZCIT et les maxima de précipitation, un décalage latitudinal est observé en Afrique pendant l'été boréal entre la position de la ZCIT, qui se situe au milieu du Sahara (20-25°N ; Figures 5 et 6), et les pics de précipitation, qui se situent entre l'équateur et 15°N (Figures 4, 5 et 6). Les travaux de Nicholson (2009) ont mis en évidence le rôle prédominant d'un couple de courants jets saisonniers, actifs uniquement entre juin et septembre, qui circulent dans le sens opposé des courants jets subtropicaux et polaires. Ces courants nommés *Tropical Easterly Jet* (TEJ ; 10 500 m d'altitude; Figure 7) et *African Easterly Jet* (AEJ ; 5 500 m d'altitude ; Figure 7), ce dernier résultant du TEJ, prennent naissance à l'ouest du plateau tibétain (Hastenrath, 1985). En se séparant au-dessus de l'Afrique, ces courants jets génèrent un puissant courant de convection jusqu'au sommet de la troposphère qui se traduit par une décharge d'humidité importante à l'aplomb de ces courants (Figure 7; Nicholson, 2009).

La raison pour laquelle la ZCIT n'est pas un pourvoyeur important d'humidité sur l'Afrique lors de l'été boréal est avant tout géographique. En effet, les alizés ne traversent alors que des masses continentales dans l'hémisphère nord, à l'exception du bassin méditerranéen, et la section continentale de la ZCIT est alors dite sèche sur l'Afrique tandis que, plus à l'ouest, dans l'Océan Atlantique, la ZCIT reprend son rôle habituel. Il n'y a pas d'équivalent austral au système précédemment décrit. En effet, la ZCIT semble remplir son rôle normal au-dessus du continent africain dans sa configuration australe ; les alizés provenant de l'Océan Indien alimentent ainsi en eau le continent (Leroux, 2001; Nicholson, 2009).

Cette complexité dans le système de mousson amène à être rigoureux dans la terminologie des événements reconstitués en paléoclimatologie. En effet, dans la littérature abordant la paléoclimatologie africaine, les auteurs cherchent souvent à reconstituer la position moyenne de la ZCIT au cours du dernier cycle glaciaire (Zarriess et Mackensen, 2010; Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014) au travers de proxies géochimiques et biologiques sensibles aux variations d'humidité. Or, près d'une dizaine de degrés de latitude séparent actuellement la position de la ZCIT et la zone réelle de moussons. Ainsi, lorsque la question de reconstruction des variations de régimes pluviométriques passés sera abordée dans cette thèse au cours de la dernière période glaciaire et de l'Holocène, nous utiliserons comme expression la variation des régimes de mousson au sens large affectant le secteur d'étude, plutôt que le positionnement de la ZCIT au cours du temps.

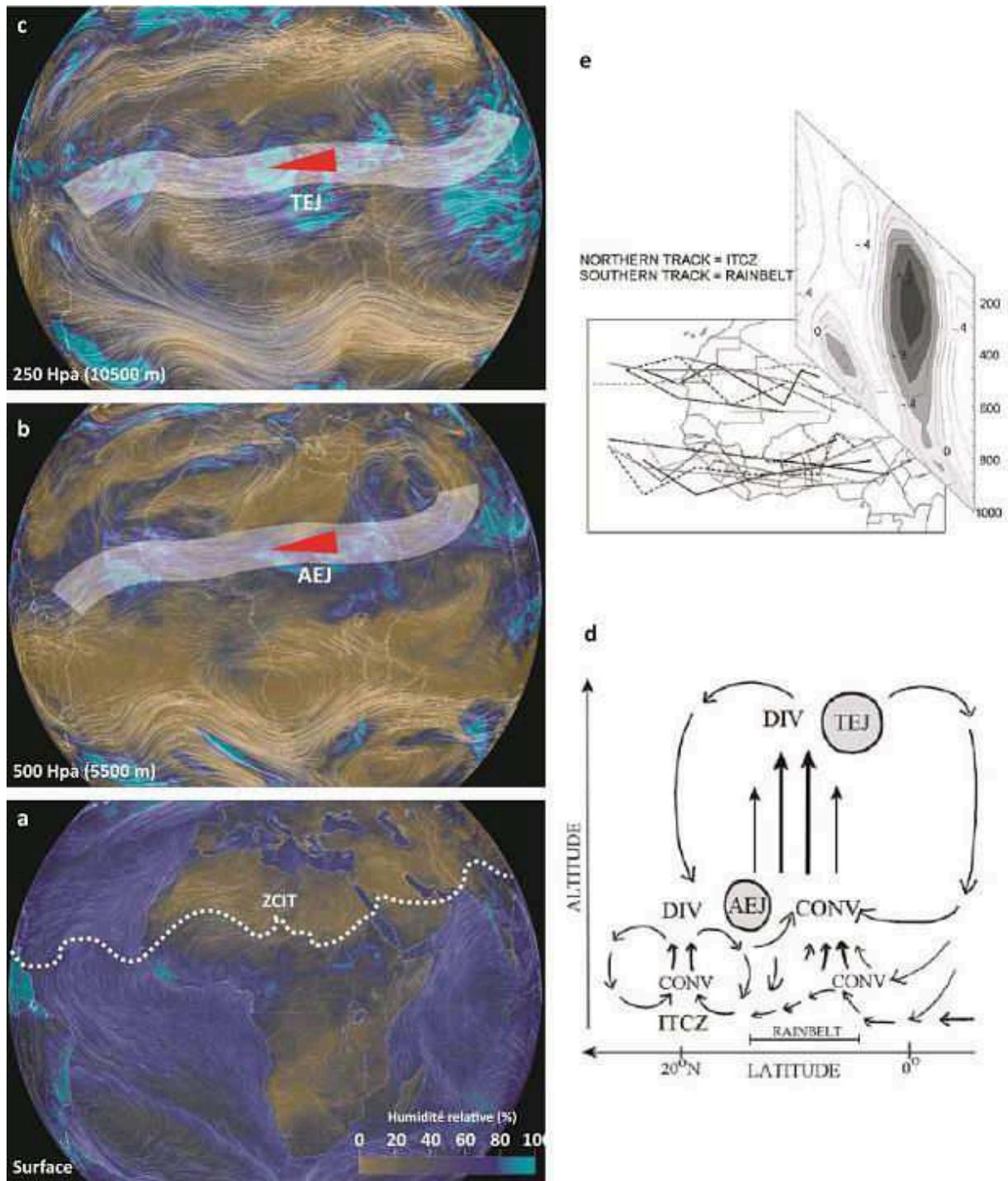


Figure 7 Vents dominants et taux d'humidité relative au-dessus de l'Afrique : a) en surface, b) à 500 hPa (5 500 m d'altitude) et c) à 250 hPa (10 500 m d'altitude) au 1er août 2016 (source : Earth Wind Map). a, b, c) Représentation de la ZCIT, de l'African Easterly Jet (AEJ) et du Tropical Easterly Jet (TEJ) ; les flèches rouges représentent la direction des courants jet. d et e) Les figures de droite représentent le TEJ, l'AEJ et la ZCIT ; CONV : convergence, DIV : divergence ; source : Nicholson (2009).

2.3. Climatologie du bassin du Congo

2.3.1. Débits saisonniers du fleuve Congo

Le débit moyen du Congo (station de Kinshasa, 1903-1983, Figure 8) met en évidence une constance dans les apports fluviaux annuels, avec toutefois un maximum enregistré en décembre environ 1,8 fois plus élevé que le minimum généralement enregistré en juillet-août (Figure 8).

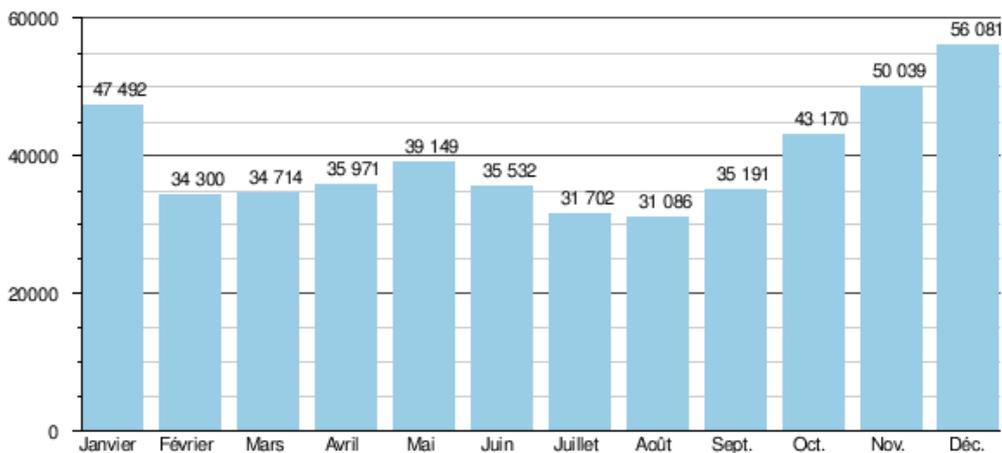


Figure 8 Débit moyen mensuel en m³/s du fleuve Congo enregistré à la station de Kinshasa sur une moyenne de 80 ans (1903-1983). Données acquises sur le site de l'UNH-GRDC.

Le débit maximum (valeurs moyennes supérieures à 45 000 m³/s) enregistré entre novembre et janvier correspond au maximum de précipitations enregistré durant l'été austral, ce qui est parfaitement cohérent avec la géographie du bassin du Congo puisque les 2/3 de sa surface sont situés dans l'hémisphère sud (Figure 1). De plus, la présence des plus hauts reliefs dans l'hémisphère sud (Figure 1) favorise des taux de précipitations plus élevés (cf. partie 2.2.3.1).

2.3.2. Régime hydrologique du bassin du Congo

La taille du bassin du Congo et sa position de part et d'autre de l'équateur impliquent un régime hydrologique complexe que nous allons détailler par la suite.

2.3.2.1. Indice d'aridité à l'échelle du bassin

Le bassin du Congo est quasi-intégralement compris dans la zone intertropicale telle que définie par Köppen (1918) (cf. partie 2.1.3). La gamme d'environnements tropicaux différents mis en évidence par l'indice d'aridité Martonne (1926) montre une certaine complexité à l'échelle du bassin (Figure 9).

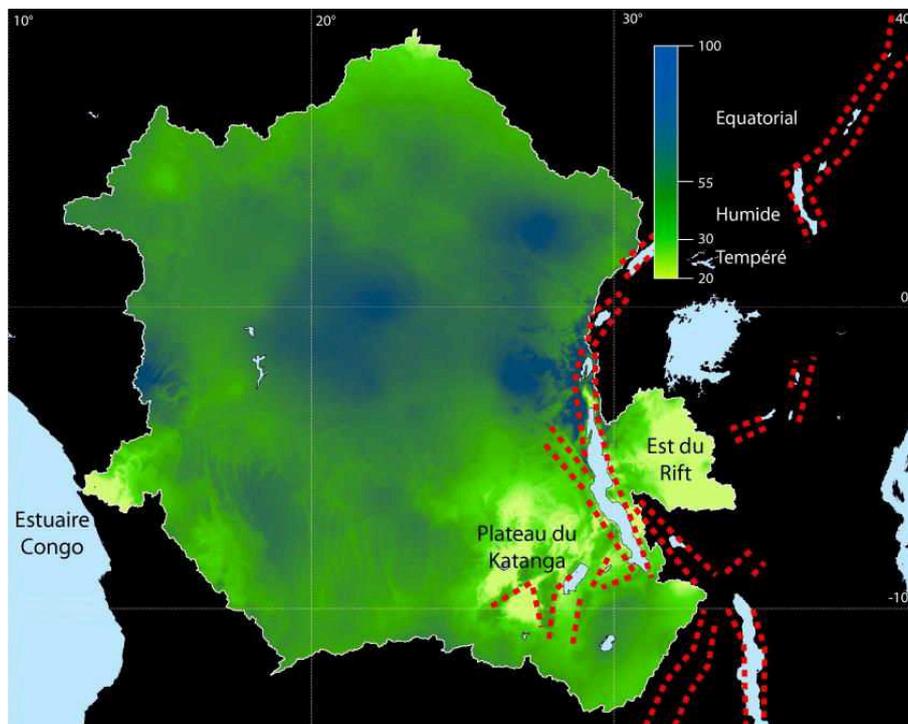


Figure 9 *Indice moyen d'aridité annuel calculé selon la méthode Martonne (1926) dans le bassin du Congo. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de cette carte sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne 1960-1990. Les tiretés en rouge représentent les grabens du grand rift est-Africain.*

Les régions les plus arides sont caractérisées selon la nomenclature Martonne (1926) à un régime tempéré humide. Ces zones se situent principalement dans le sud-est, sur les plateaux

du Katanga, ainsi qu'au Kenya à l'est du rift, et enfin sur la côte près de l'embouchure (Figure 9). Les régions les plus humides y sont caractérisées par des indices d'aridité qui dépassent de très loin le seuil de 55, défini comme étant l'entrée dans le domaine équatorial humide (de Martonne, 1926). Ces zones se situent au niveau de l'équateur, principalement dans la cuvette du Congo et au niveau des hauts reliefs de l'ouest du grand rift (Figure 9).

2.3.2.2. *Distribution spatiale de la durée de la saison sèche*

A l'échelle saisonnière, le caractère tropical du bassin du Congo implique l'existence d'une saison sèche à durée variable au cours de l'année, comme illustré ci-dessous (Figure 10).

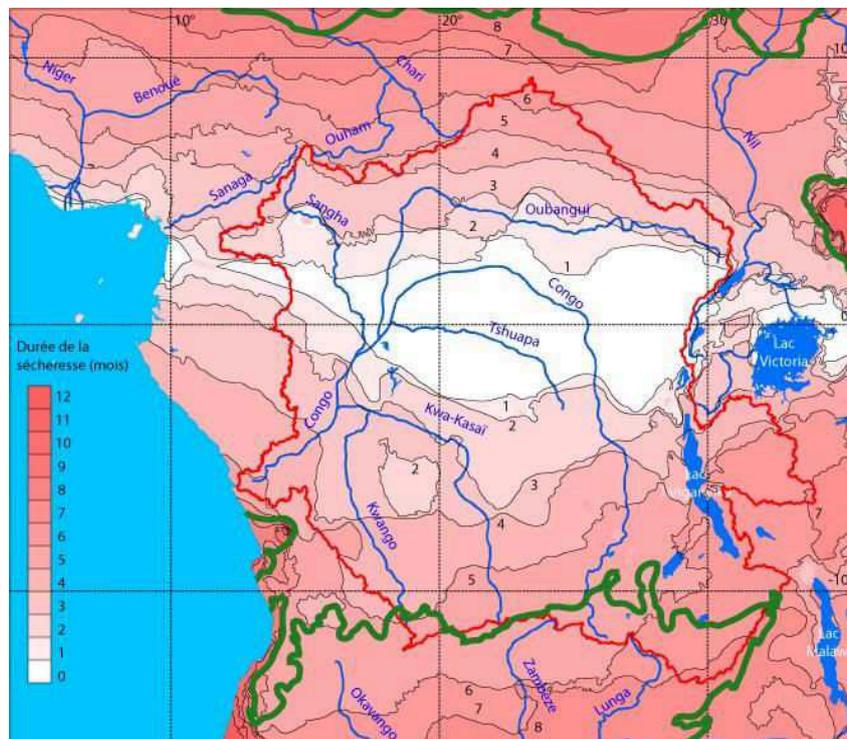


Figure 10 Représentation de la sécheresse saisonnière dans le bassin du Congo : l'intensité de rouge détermine la durée de cette saison sèche. Les zones de sécheresse sont tracées selon le même protocole que celui des diagrammes ombrothermiques. La zone intertropicale définie selon la classification de Köppen (1918) et délimitée ici en vert. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de cette carte sont issues des données de Hijmans et al. (2005), calculées sur une moyenne 1960-1990.

La majeure partie du bassin du Congo est affectée par la présence d'une saison sèche de longueur annuelle variable, à l'exception de la région équatoriale qui connaît une humidité constante, en accord avec l'indice d'aridité de Martonne décrit précédemment (cf. sous-partie précédente). Le climat équatorial apparaît ainsi comme un phénomène compris dans le bassin du Congo entre 2°N et 2°S (Figures 9 et 10). Les parties nord et sud du bassin sont caractérisées par des périodes de sécheresse allant de 1 jusqu'à 6 mois de sécheresse en 7° et 11° de latitude, respectivement (Figure 10). Ceci met en évidence une transition beaucoup plus rapide vers les zones arides dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud et plusieurs explications peuvent être mentionnées. i) Une plus grande surface continentale au nord favorise la continentalisation du climat, et donc son aridification (Köppen, 1918, Leroux, 2001). ii) Un étalement géographique et temporel des précipitations lié à la CAB interfère avec le schéma classique de la zone de balance latitudinale saisonnière (Zarriess et Mackensen, 2010). iii) Les cellules subtropicales arides dans le nord de l'Afrique sont plus développées que dans le sud (Figure 6).

2.3.2.3. Régimes ombrothermiques régionaux

A l'instar de la complexité du bassin du Congo concernant la durée de la sécheresse saisonnière, essentiellement guidée par la latitude (Figure 10), la répartition dans l'année des saisons humides et sèches varie grandement. Ainsi, comme illustré ci-après (Figure 11), outre les températures atmosphériques qui montrent une très grande stabilité tout le long de l'année (amplitude thermique inférieure à 5°C, Figure 11), les données de précipitations sont très variables d'une saison à une autre.

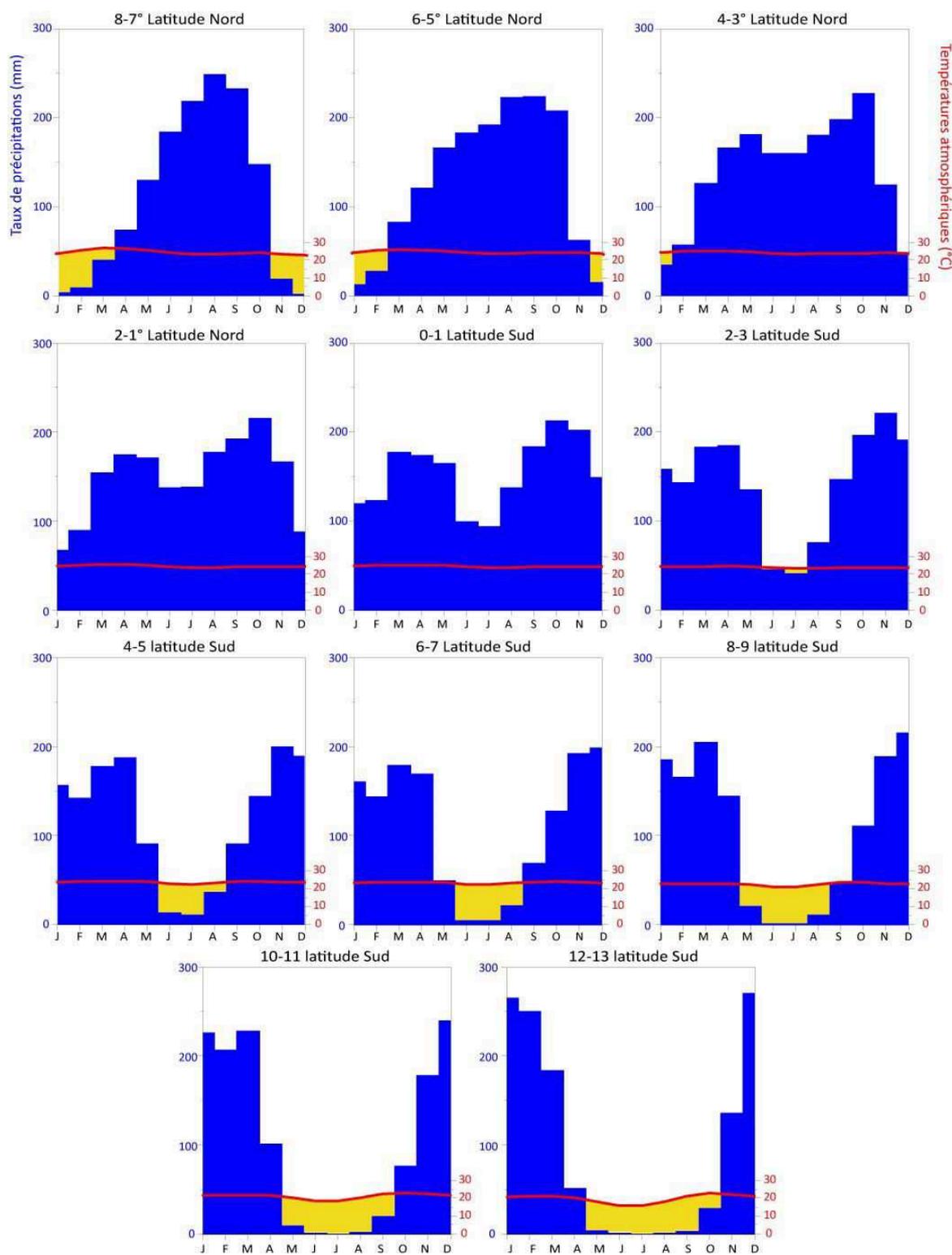


Figure 11 Diagrammes ombrothermiques dans le bassin du Congo (précipitations en histogrammes et températures en courbes rouge) calculés sur une bande latitudinale couvrant 8°N à 13°S, pas à pas, par intervalles successifs moyennant 2° de latitude. Les données de températures et précipitations annuelles nécessaires à la construction de ces diagrammes sont issues des données de Hijmans et al. (2005), moyennées sur l'intervalle 1960-1990.

Nous pouvons observer la présence d'un maximum de précipitations centré sur le mois d'août dans l'hémisphère nord jusqu'à 4°N, qui se décale peu à peu vers octobre quand on se rapproche de l'équateur, et une saison sèche centrée sur l'hiver boréal dont la durée se réduit drastiquement vers l'équateur. A partir de 4°N, un deuxième maximum de précipitations centré sur avril-mai s'individualise, formant le régime équatorial, c'est à dire deux maxima de précipitations centrés sur les équinoxes, avec la disparition de la saison sèche (Köppen, 1918 ; Peel et al., 2007). Ce schéma se reproduit jusqu'à 3°S où une chute importante des précipitations apparaît, centrée sur juillet. Cette configuration préfigure la mise en place de la saison sèche australe qui va progressivement gagner en intensité et en durée à mesure que l'on se dirige vers les latitudes australes (Figure 11), avec un maximum de précipitations alors enregistré sur les mois de décembre et janvier vers 12-13°S (Figure 11).

Les diagrammes ombrothermiques fournissent les indices nécessaires à la compréhension de l'organisation saisonnière de l'activité du fleuve Congo. Ainsi, nous retrouvons des précipitations élevées en été austral à partir de 4°S (Figure 11), période à laquelle les plus fortes valeurs de débits mensuels du fleuve sont enregistrées (Figure 8). De plus, la prééminence d'une longue saison sèche centrée sur juillet sur la moitié du bassin (Figure 11) explique également le minimum de débit enregistré à cette même période (Figure 8). Enfin, la période de haut débit stable entre février et mai (Figure 8) peut s'expliquer par le maintien des maxima de précipitations sur cette période entre 4°N et 7°S (Figure 11).

3. Circulation océanique actuelle

La dynamique océanique mondiale est complexe et résulte de nombreux processus tels que les vents, principaux moteurs de la circulation océanique de surface, ainsi que les gradients de température, salinité, et par conséquent densité, qui génèrent des mouvements verticaux et horizontaux guidant les masses d'eau océaniques profondes.

3.1. Circulation océanique de surface

Les courants atmosphériques de surface exercent une force mécanique de friction sur la surface de l'océan et les masses d'eau sont déviées (au maximum de 90° selon la spirale d'Ekman) par rapport à la direction générale du vent (Ekman, 1905) sous l'action de la force de Coriolis, induite elle-même par la rotation de la Terre (Coriolis, 1831). Deux grands systèmes de courants océaniques peuvent être individualisés, parmi la diversité des courants de surface à l'échelle du globe, au regard de la région d'étude ciblée dans cette thèse : les courants équatoriaux et les courants de gyres subtropicales (Figure 12).

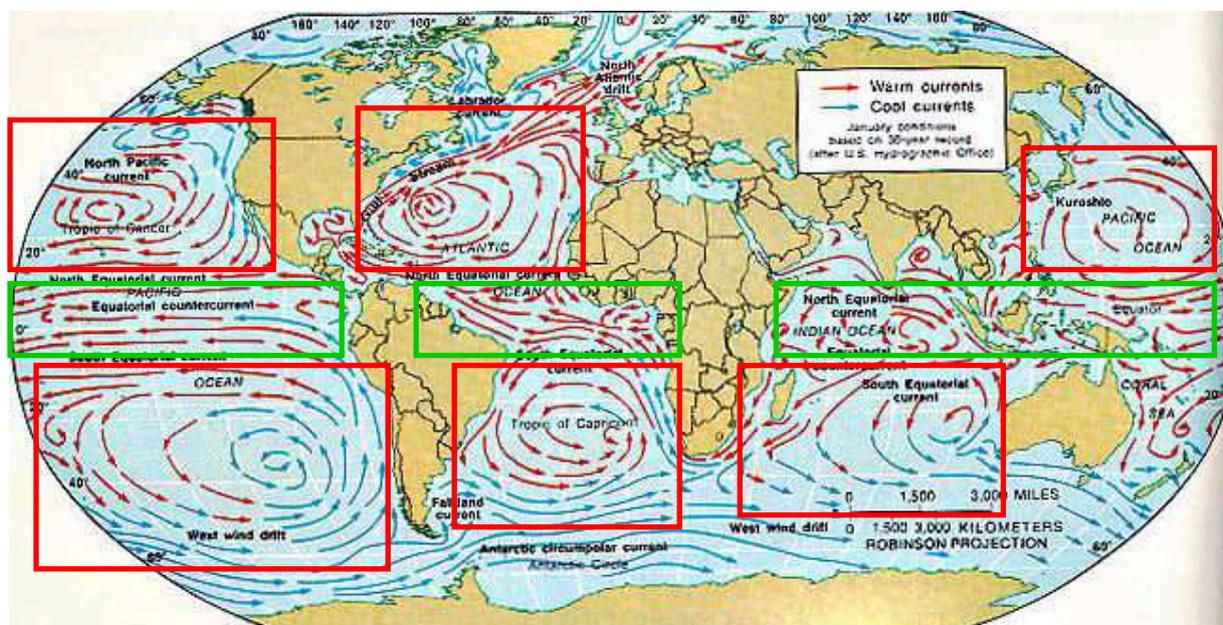


Figure 12 Distribution mondiale des principaux courants océaniques. Les courants équatoriaux sont encadrés en vert, les courants de gyre en rouge. Les courants chauds sont représentés en rouge, les courants froids en bleu. www.indiana.edu

3.1.1. Courants équatoriaux

3.1.1.1. Généralités

Les courants équatoriaux sont localisés entre 15°N et 15°S et présentent la particularité de s'écouler parallèlement à l'équateur, la force de Coriolis étant trop faible pour pouvoir générer une déviation des masses d'eau (Coriolis, 1831; da Cunha and Buitenhuis, 2013a).

Le système équatorial, quel que soit l'océan concerné, est bordé par deux courants majeurs, à savoir le Courant Nord Equatorial (ou NEC pour « *North Equatorial Current* ») et le Courant Sud Equatorial (ou SEC pour « *South Equatorial Current* »), localisés dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud, respectivement (Figures 13 et 14). Ces courants, de direction ouest et principalement poussés par les alizés, font la jonction entre le système équatorial et le système de gyres subtropicales qui sera abordé ci-après (sous-partie 3.1.2).

Au centre de ces courants (NEC et SEC) se trouvent les Contre-Courants Nord Equatoriaux (ou NECC pour « *North Equatorial Countercurrent* »; Figure 14), généralement situés autour de 5°N (Carton et Katz, 1990), se déplaçant vers l'est, c'est-à-dire dans le sens opposé au régime de vent dominant dans cette région (Figure 13). Cette configuration semble ainsi paradoxale et a été décrite et expliquée par Sverdrup (1947) comme résultant des changements nord-sud des contraintes de vent et de l'effet des tenseurs rotationnels. Ce contre-courant semble posséder un fonctionnement saisonnier et interannuel, différent en fonction des spécificités de chaque océan et des modes de variabilité naturelle inhérents à chacun d'entre eux. Ainsi, il apparaît un balancement latitudinal de la position du NECC dans l'Océan Indien en conséquence du changement de direction des vents de mousson (Wyrcki, 1973a), ainsi qu'une variation saisonnière de son intensité dans les océans Atlantique et Pacifique (Wyrcki, 1973b), avec un maximum observé à la fin de l'été boréal. Pour le cas exclusif de l'Océan Atlantique, il est observé une disparition de ce courant durant la transition hiver-printemps boréal (Carton et Katz, 1990).

Aussi, il est à noter que la superposition des effets liés à des courants océaniques ayant des sens d'écoulement opposés exerce des forces cisailantes sur les masses d'eau comprises entre ces courants, ce qui a pour conséquence la formation de systèmes tourbillonnaires (Figure 13).

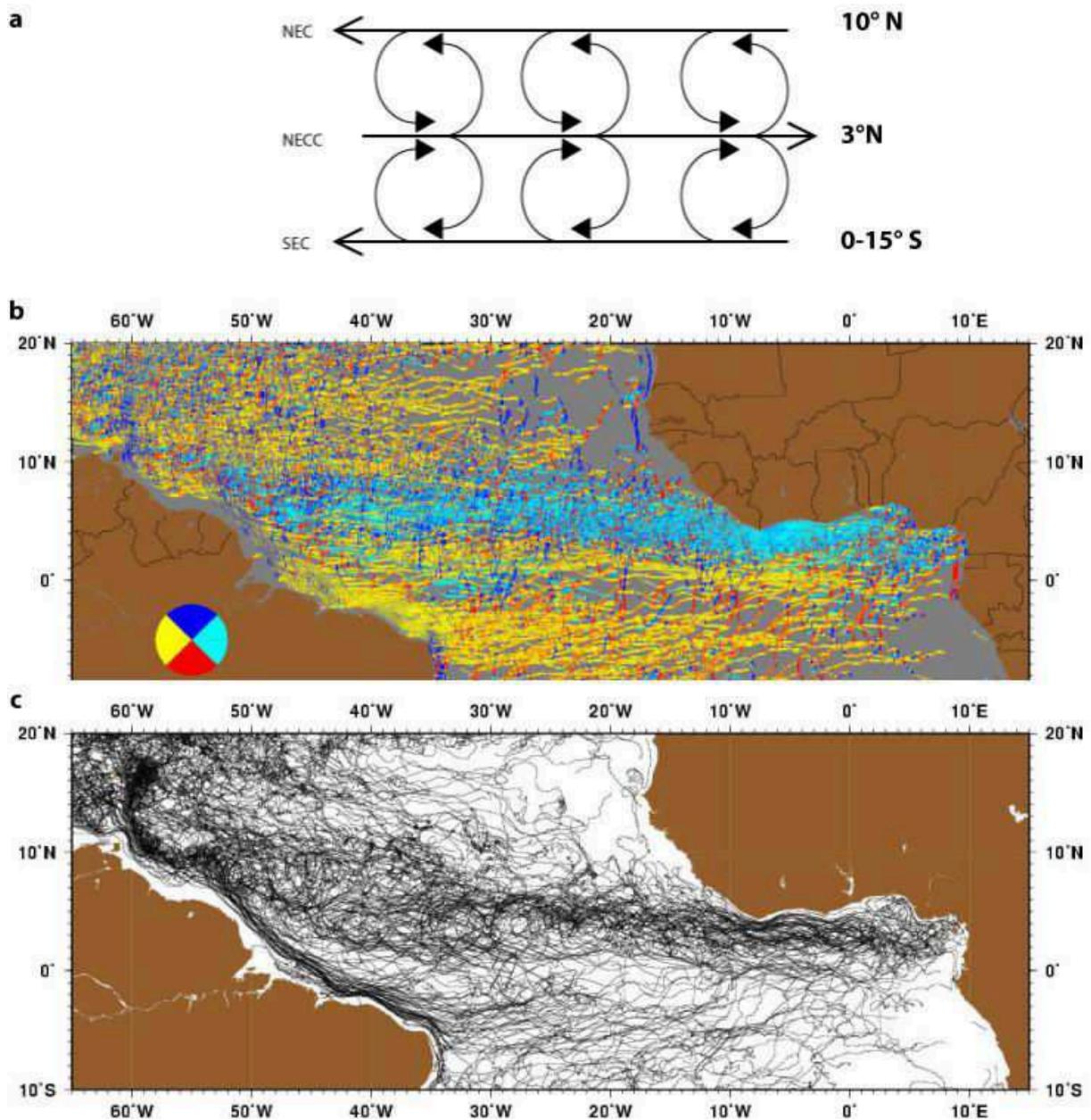


Figure 13 Représentation schématique du système de courants équatoriaux avec les principaux courants. NEC : North Equatorial Current, NECC : North Equatorial Countercurrent et SE : South Equatorial Current. Les flèches courbées représentent les tourbillons générés par le cisaillement des masses d'eau entre des courants de sens opposé. b) Direction générale des masses d'eau dans l'Océan Atlantique équatorial (les couleurs traduisent la direction des courants) et c) représentation des trajets effectués par les bouées mesurant la vitesse et la direction des courants. Images produites par l'Université de Miami (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/north-equatorial-cc_2.html).

3.1.1.2. Courants équatoriaux de l'Océan Atlantique

Plus spécifiquement à l'Océan Atlantique, le système de courants équatoriaux est caractérisé par le NEC, branche sud de la gyre subtropicale Nord Atlantique, qui représente la continuité du Courant des Canaries (CC ; Figure 14) et rejoint ensuite le Courant des Antilles (AnC ; Figure 14). Puis, au sud de la bande équatoriale, le système est complexe et le SEC, branche nord de la gyre subtropicale Sud Atlantique, se divise en de nombreuses branches réparties entre 15° S et l'équateur (Figure 14). Le SEC septentrional (nSEC ; Figure 14) et oriental (eSEC ; Figure 14) prennent naissance dans le Golfe de Guinée, à une latitude équatoriale, et rejoignent le Courant des Caraïbes (CrbC ; Figure 14), tandis que le SEC s'étend du Cap de Bonne Espérance jusqu'à la côte nord-est brésilienne (Figure 14).

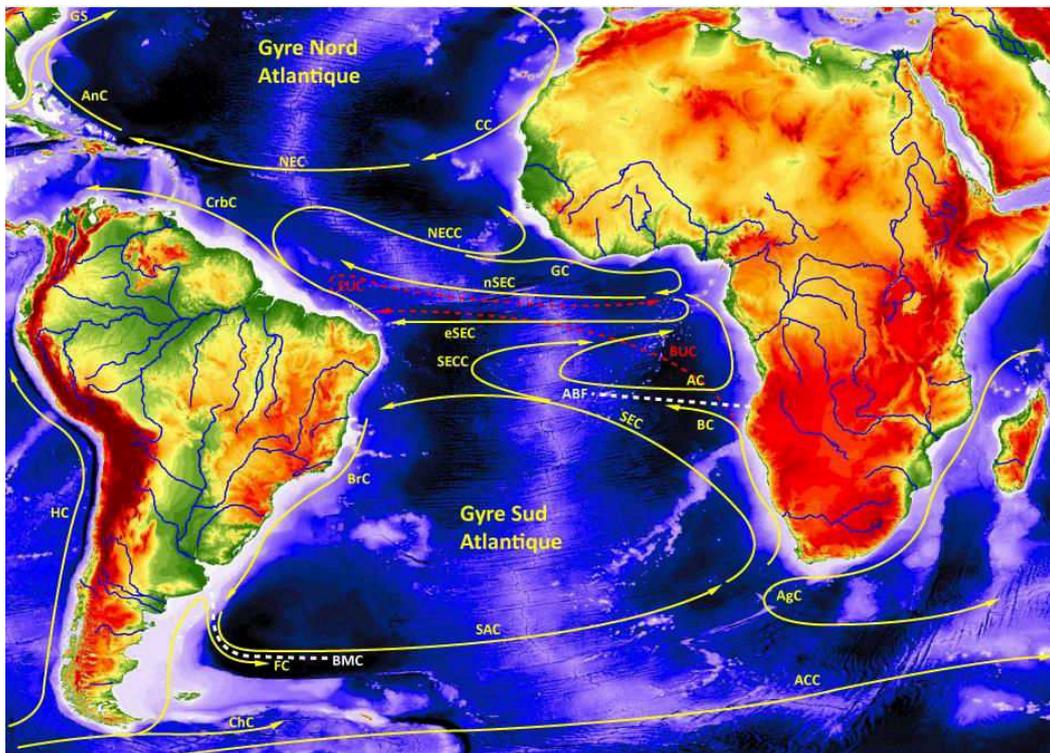


Figure 14 Distribution des principaux courants océaniques de surface en jaune et de subsurface en tiretés rouge dans l'Océan Atlantique tropical. GS : Gulf Stream, AnC : Antilles Current, NEC : North Equatorial Current, CC : Canary Current, NECC : North Equatorial Countercurrent, CrbC : Carribean Current, GC : Guinean Current, nSEC : northern South Equatorial Current, eSEC : eastern South Equatorial Current, AC : Angola Current, SECC : South Equatorial Countercurrent, SEC : South Equatorial Current, BC : Benguela Current, SAC : South Atlantic Current, FC : Falkland Current, ChC : Cape Horn Current, HC : Humboldt Current, AgC : Aguilhas Current, ACC : Antarctica Circumpolar Current, BUC : Benguela Undercurrent et EUC : Equatorial Undercurrent. Le front Angola-Benguela (ABFZ) et la Confluence Brésil-Malouines (BMC) sont également représentés en blanc tireté. La cartographie des courants est issue de Peterson et Stramma (1991) ainsi que Lass et Mohrholz (2008). Fonds bathymétriques et topographie issus des données ETOPO1.

Le NECC prend forme au large de l'Amazonie circule vers l'E-SE entre 5 et 10°N (Figure 14) avant de bifurquer à l'aplomb des monts sous-marins Sierra Leone, où les masses d'eau déviées vers le sud donnent naissance au Courant de Guinée (GC ; Figure 14), tandis que les eaux déviées vers le nord rejoignent le NEC. Le GC se prolonge jusqu'aux eaux du Gabon, dans la zone où prennent naissance les nSEC et eSEC (Figure 14). Cette configuration met ainsi en évidence un système de gyres horaires centrés sur les latitudes équatoriales de l'Océan Atlantique. Enfin, il convient de noter la présence d'un second contre-courant similaire au NECC entre les SEC et eSEC, le Contre-Courant Sud Equatorial (SECC ; Figure 14) qui prend naissance dans les eaux du SEC avant d'effectuer une réflexion vers l'Est (Figure 14).

3.1.2. Courants de gyres

3.1.2.1. Généralités

Les grands systèmes de gyres subtropicales, à rotation horaire dans l'hémisphère nord et antihoraire dans l'hémisphère sud, sont les plus vastes ensembles de circulation de surface à l'échelle mondiale. Ces gyres, calqués sur les cellules atmosphériques de Hadley, sont généralement découpés en 4 courants principaux : deux courants longitudinaux (nord et sud) et deux courants de bord (« *Boundary Currents* », est et ouest). Les courants de bord s'écoulant des hautes vers les basses latitudes apportent des eaux plus froides que l'environnement ambiant, et les courants de bord s'écoulant des basses vers les plus hautes latitudes participent à la connexion et au transfert de chaleur entre basses et hautes latitudes, et à la régulation thermique entre les différents bassins océaniques, comme il sera également détaillé dans la sous-partie de chapitre dédiée à la circulation thermohaline (voir partie 3.3).

3.1.2.2. Gyres subtropicales de l'Océan Atlantique

Dans l'Océan Atlantique, le gyre nord Atlantique est centré sur les Açores et le gyre sud atlantique est centré sur la région comprise entre la dorsale médio-océanique et la ride du Rio Grande (Figure 14). Toutefois, l'hémisphère sud présente une plus grande complexité au regard de la dynamique des courants de gyre. Le long de la façade africaine, le gyre sud atlantique est constitué par deux courants qui se séparent à partir du Cap de Bonne-Espérance, le SEC et le Courant de Benguela (BC ; Figure 14). Le BC converge plus au nord avec le

Courant de l'Angola (AC ; Figure 14) qui effectue lui-même un mouvement de rotation horaire, le gyre de l'Angola (Figure 14). Cette zone de convergence des AC et BC se situe en moyenne à 16°S formant une barrière hydrographique majeure, le Front Angola-Benguela (ABFZ ; Figure 14; Jansen et al., 1996).

Le sud de l'Océan Atlantique est caractérisé par deux spécificités. La première est l'intrusion d'un courant de gyre issu de l'Océan Indien, le Courant des Aiguilles (AgC ; Figure 14). Le AgC se mélange en partie avec les eaux du SEC et du BC avant de subir une réflexion vers l'est, phénomène lui-même induit par le changement de régime de vent sous ces latitudes caractérisé par l'influence dominante des vents d'ouest ou *westerlies* (Peterson et Stramma, 1991; Lass et Mohrholz, 2008). La deuxième spécificité concerne le courant froid des Malouines au large des côtes argentines (FC ; Figure 14). Ce courant de façade occidentale s'écoule vers le nord et s'infléchit vers l'est lors de sa rencontre avec les eaux du BrC, pour *in fine* rejoindre le courant sud Atlantique (SAC ; Figure 14). Une barrière hydrographique majeure est observée entre les BrC et FC autour de 40°S et cette zone frontale est nommée la Confluence Brésil-Malouines (MBC ; Figure 14; Peterson et Stramma, 1991; Goni et Wainer, 2001).

3.2. Courants de subsurface

Sous la circulation de surface s'écoulent des courants de subsurface entre quelques dizaines et moins de 500 m de profondeur, généralement le long de la thermocline. Leur présence à une profondeur donnée est principalement guidée par des contrastes de densité entre les différentes masses d'eau, dépendant de la température et de la salinité (McCutcheon et al., 1993).

Dans la zone d'étude, les courants de subsurface les mieux documentés sont les courants de subsurface équatoriaux (EUC pour « *Equatorial Undercurrent* » ; Figures 14 et 15 ; Cromwell, 1953; Cromwell et al., 1954; Lass et Mohrholz, 2008), qui s'écoulent d'ouest en est, généralement localisés le long de l'équateur entre les NECC et SEC (Figures 14 et 15). L'EUC ne s'écoule pas selon un plan horizontal et présente un plongement graduel d'environ 40 à 400 m de profondeur au fur et à mesure de sa progression vers l'est (Cromwell, 1953). Les conséquences climatiques de l'EUC sont relativement mal connues. Cependant, ces

courants froids, riches en oxygène et en nutriments, pourraient avoir une grande influence sur la productivité primaire de ces régions (Cromwell, 1953).

D'autres catégories de courants de subsurface existent, notamment ceux qui sont issus de la convergence entre un courant de surface et un courant moins dense. C'est le cas du courant de subsurface du Benguela (BUC ; Figures 14 et 15). Ce dernier est le prolongement du BC qui, au moment de sa rencontre avec l'AC au niveau de l'ABFZ, plonge vers 200 m de profondeur et dévie vers l'ouest pour rejoindre l'équateur (Jansen et al., 1996 ; Mohrholz et al., 2008). La présence du BUC est clairement visible puisque les températures de ce courant sont sensiblement inférieures à celle des masses d'eau environnantes (Figure 15). Une langue d'eau froide dans le prolongement du Courant des Canaries (CC ; Figure 15) pourrait aussi résulter d'un mécanisme identique à celui décrit précédemment pour le BUC, suggérant la possibilité d'un courant de subsurface (CUC ?; Figure 15) mais ceci n'est pas documenté.

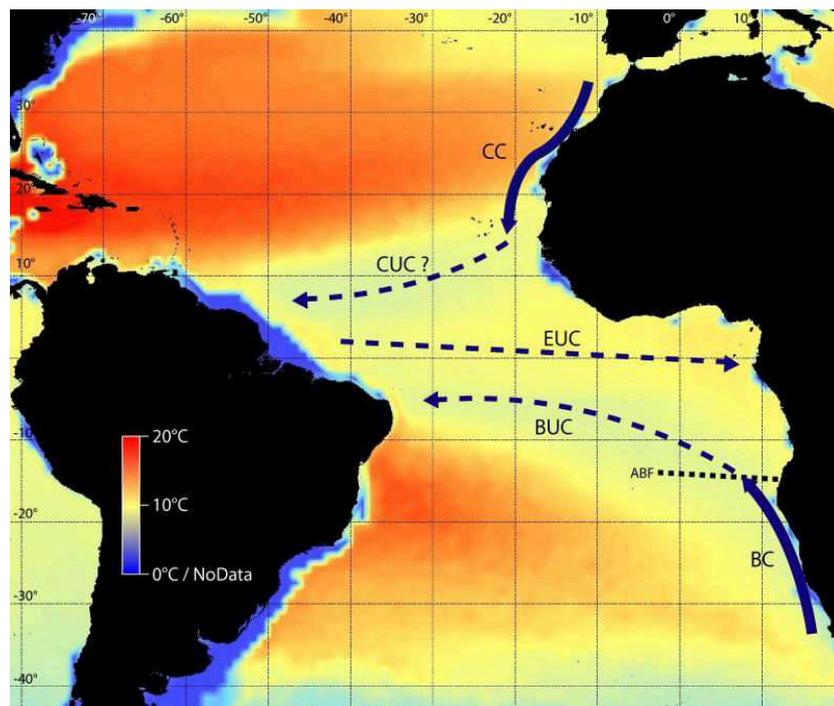


Figure 15 Températures océaniques annuelles à 200 mètres de profondeur moyennées sur l'intervalle 1955-2012 (World Ocean Atlas 2013 v2 ; 1° de résolution). Représentation des courants de surface : Courant de Benguela (BC) et Courant des Canaries (CC) en traits bleu plein, ainsi que leur prolongement en profondeur : Benguela Undercurrent (BUC) et l'hypothétique Canary Undercurrent (CUC) en bleu tireté. L'Equatorial Undercurrent (EUC) et Le Front Angola-Benguela (ABFZ), marquant la zone de plongement du BUC, sont également illustrés.

3.3. Circulation profonde et circulation thermohaline

Contrairement aux courants de surface, pouvant être assimilés à de larges couloirs de quelques centaines de kilomètres de large, les courants profonds correspondent d'avantage à des nappes d'eau bien individualisées s'écoulant soit dans les couches intermédiaires, soit au niveau du plancher océanique. Leurs profondeurs sont principalement gouvernées par les contrastes de densité (Figure 16), dépendant eux-mêmes des variations de température et salinité des masses d'eau (McCutcheon et al., 1993). Les principaux plongements de ces courants profonds ont lieu dans les hautes latitudes (Figures 16 et 17).

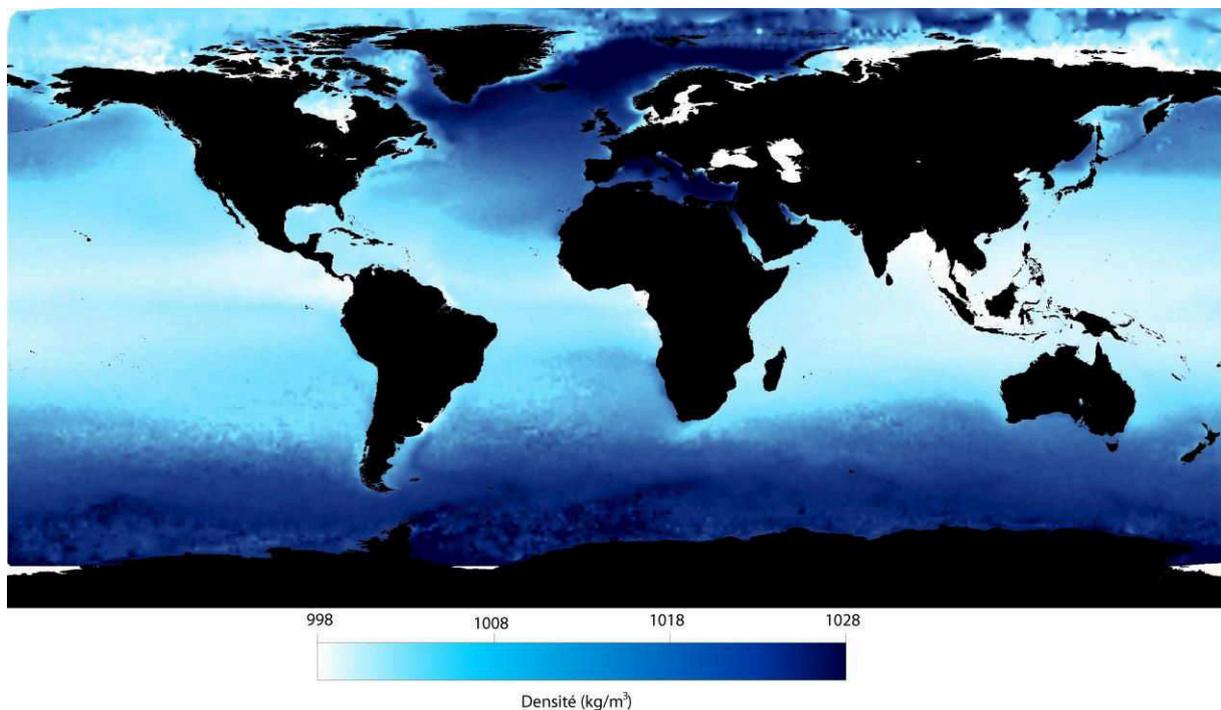


Figure 16 Densité annuelle de l'océan mondial, selon la méthode définie par McCutcheon et al. (1993), moyennée sur l'intervalle 1955-2012 (World Ocean Atlas 2013 v2, 1° de résolution).

Les masses d'eau profondes resurgiront par la suite dans les basses latitudes de l'Océan Indien et de l'Océan Pacifique lorsque leur densité sera plus faible que celle des masses d'eau environnantes (Rahmstorf, 2003). L'ensemble des systèmes océaniques de chaque bassin se connecte finalement dans l'Océan Austral circumpolaire au niveau du courant ACC pour former l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC ; Peterson et Stramma, 1991 ; Rahmstorf, 2003) qui constitue la clé de voûte de la circulation thermohaline, dont l'activité constitue un forçage majeur dans la machine climatique planétaire.

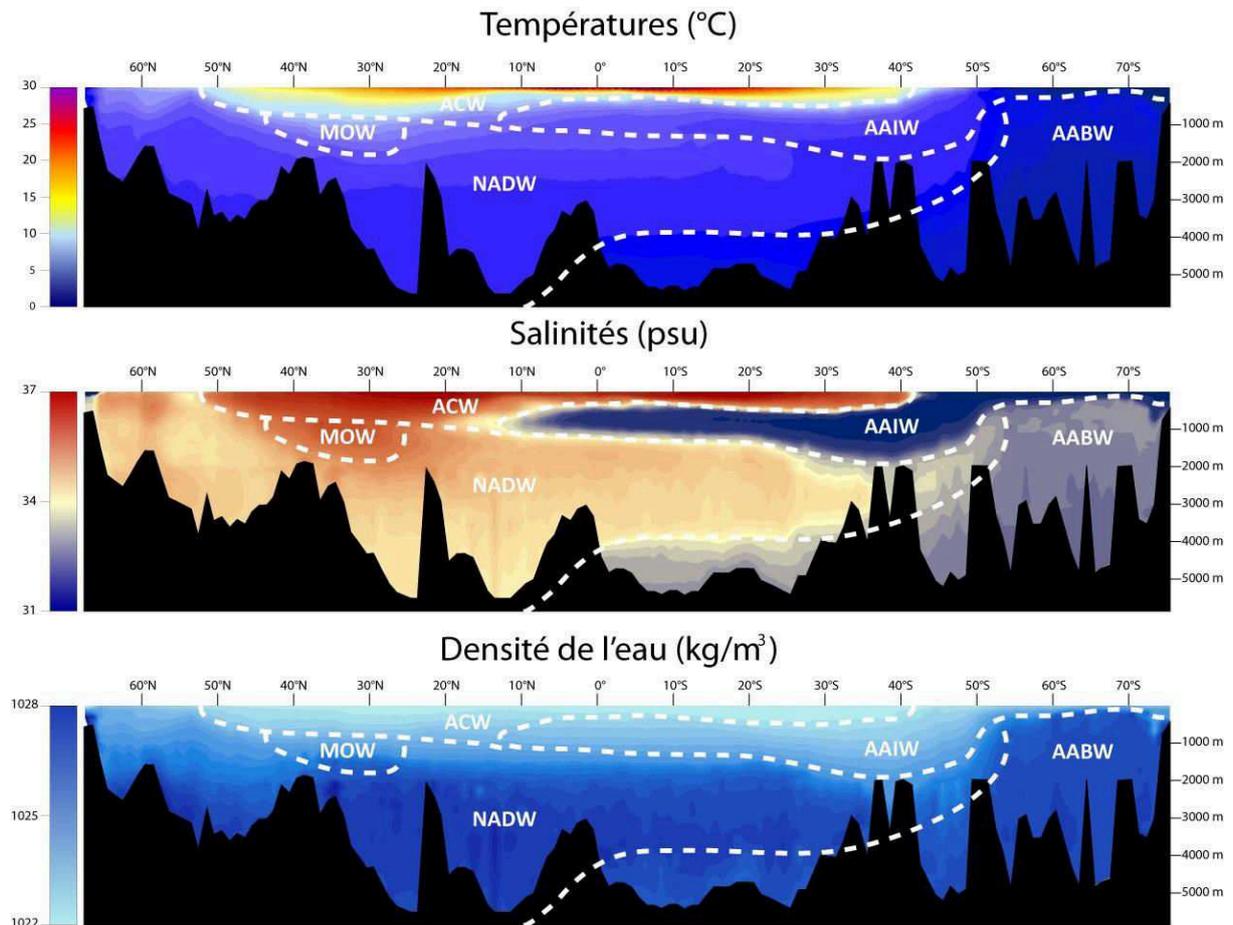


Figure 17 Profil N-S à 30°O dans l'Océan Atlantique des températures et salinités en fonction de la profondeur (données World Ocean Atlas 2013 v2, données annuelles moyennées sur l'intervalle 1955-2012, 1° de résolution). La densité de l'eau est calculée en fonction des températures et salinités selon la méthode de McCutcheon et al. (1993). Le profil bathymétrique (données ETOPO1, 1° de résolution) est représenté en noir, tandis que les principales masses d'eau sont délimitées en blanc tireté (Talley, 2011). ACW : Atlantic Central Water ; MOW : Mediterranean Outflow Water ; NADW : North Atlantic Deep Water ; AAIW : AntArctic Intermediate Water ; AABW : AntArctic Bottom Water.

Plus précisément, dans l'Océan Atlantique, trois principaux courants de fond peuvent être identifiés (NADW, AAIW, AABW ; Figure 17) :

i) La *North Atlantic Deep Water* (NADW ; Figure 17) se forme dans le nord de l'Océan Atlantique, principalement entre l'Islande et l'archipel du Svalbard (Peterson et Stramma, 1991; Talley, 2011), et s'écoule vers le sud en se divisant en de multiples courants secondaires induits par la topographie sous-marine (Smethie et al., 2000). La salinité moyenne de ce

courant est d'environ 35 psu (Figure 17 ; Smethie et al., 2000) et sa température, autour de 2-4°C, est dans la moyenne de celle des masses d'eau trouvées à cette profondeur dans l'ensemble de l'Atlantique. Il est ainsi plus facile de tracer la NADW avec les données de salinité qui présentent de forts contrastes géographiques (Figure 17) et permettent de suivre son parcours jusqu'à environ 40-50°S. Jusqu'à 10°N, la NADW s'écoule directement sous des eaux tropicales nettement plus salées et regroupées sous l'ensemble de *l'Atlantic Central Water* (ACW, Figure 17).

ii) Entre 10°N et les hautes latitudes de l'hémisphère sud, la NADW est comprise entre deux masses d'eau provenant des zones de plongement Antarctique : *l'Antarctic Intermediate Water* (AAIW ; Figure 17) et *l'Antarctic Bottom Water* (AABW ; Figure 17), qui s'écoulent à 1000-2000 m et 3000-5000 m de profondeur, respectivement (Figure 17 ; Peterson et Stramma, 1991). Ces deux courants se distinguent très nettement des autres masses d'eau par leur profil de température, l'AABW descendant jusqu'à 0°C (Figure 17), et par leur salinité en deçà de 32 psu (Figure 17). Leur parcours peut être tracé jusqu'à environ 10-20°N (Figure 17), voire même jusqu'aux côtes portugaises (Tchernia, 1978).

4. Productivité Primaire (PP) océanique

4.1. Généralités

La productivité primaire (PP) océanique consiste en la production de matière organique (réduction de matière inorganique dissoute) par des organismes marins autotrophes (plus de 20 000 espèces d'organismes phytoplanctoniques, représentant 75% de la photosynthèse océanique ; Falkowski et Raven, 2007). Ce processus implique notamment la pompe biologique de carbone dissous et la formation de glucides essentiels au métabolisme cellulaire. Il s'agit d'organismes chlorophylliens capables de transformer l'énergie lumineuse en énergie chimique (Falkowski et Raven, 2007) qui sont donc présents dans la zone euphotique ou épipélagique, dont la limite inférieure correspond à la zone ne recevant plus que 1% de l'énergie solaire incidente (Encyclopaedia Britannica). La photosynthèse implique donc une limitation spatiale de la PP dans les couches les plus superficielles de l'océan et l'épaisseur de la zone euphotique va dépendre de nombreux paramètres dont la turbidité, la température et la concentration en chlorophylle (Behrenfeld et Falkowski, 1997). Parmi les familles phytoplanctoniques les plus représentées dans la PP océanique, les diatomées sont responsables à elles seules de la moitié de la PP océanique mondiale (Nelson et al., 1995). Peuvent également être cités les cyanobactéries, les dinoflagellés, les haptophytes et les coccolithophoridés.

4.2. Facteurs critiques vis-à-vis de la PP

4.2.1. Irradiance et photosynthèse

L'énergie solaire (maxima d'ensoleillement) étant la principale source d'alimentation du processus photosynthétique, les régions tropicales (cf. gyres subtropicales ; Figure 18) sont les plus propices à la photosynthèse tout au long de l'année. Les régions polaires sont également propices mais de manière saisonnière (Figure 18). Au sein de la bande intertropicale, il nous faut toutefois exclure la région équatoriale qui est continuellement soumise à une forte couverture nuageuse et reçoit donc sensiblement moins d'énergie. Une relation entre

température de surface et efficacité de la photosynthèse a ainsi été démontrée, bien que les auteurs présentent des modèles différents pour cette relation (Eppley, 1972; Antoine et al., 1996; Behrenfeld et Falkowski, 1997; Campbell et al., 2002; Carr et al., 2006). Les deux modèles les plus utilisés sont le modèle d'Eppley (1972) où la relation entre efficacité de la photosynthèse et température de surface est exponentielle, et le modèle présenté par Berhenfeld et Falkowski (1997) qui présente une relation polynomiale où le maximum d'efficacité de la photosynthèse est atteint lorsque la température de surface est de 27°C. Cependant, la température constitue également un handicap pour la photosynthèse. La loi de Henry (1803) démontre en effet que l'augmentation de la température de l'eau diminue sa capacité à stocker du CO₂ et de l'O₂ dissous. En bilan, les conditions optimales pour une photosynthèse efficace sont donc des eaux froides localisées dans des zones géographiques soumises à une forte insolation, conditions pleinement remplies dans le cas de l'upwelling tropical.

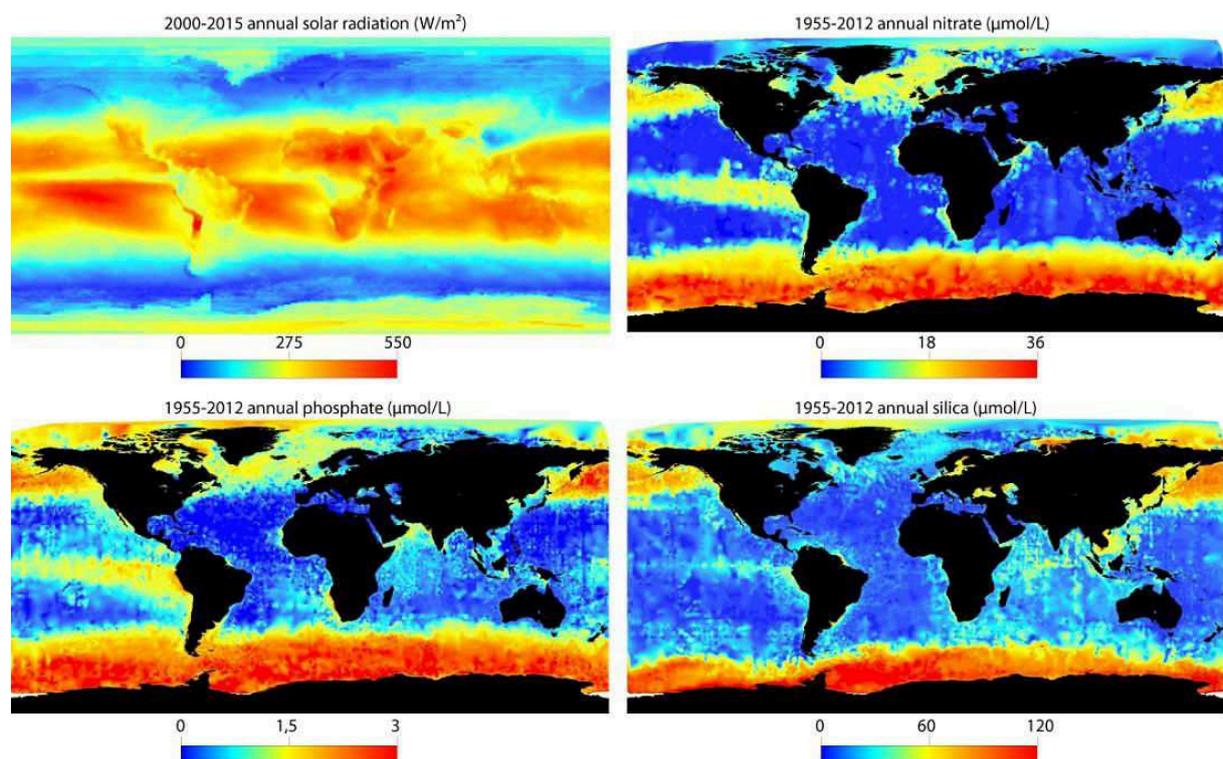


Figure 18 Irradiation solaire mondiale annuelle à 0,25° de résolution calculée sur la moyenne 2000-2015 (NASA-CERES). Données de surface des principaux nutriments océaniques (nitrates, phosphates, silice). Moyenne annuelle 1955-2012 ; World Ocean Atlas v2, 1° de résolution.

4.2.2. Sources de nutriments

Les organismes phytoplanctoniques vont également être tributaires de l'alimentation en nutriments inorganiques (nitrates, phosphates et silice dissoute) dans les eaux de surface (Figure 18). Afin qu'ils restent concentrés dans les couches superficielles de l'océan, un apport continu des nutriments (fertilisation océanique) est requis. Celui-ci est réalisé par plusieurs sources majeures : i) la remobilisation des nutriments profonds à la faveur des courants d'upwelling, processus identifiés dans le cas des upwelling barocliniques et équatoriaux (Figures 18 et 20), ii) les apports continentaux *via* les apports fluviaux (Materia et al., 2012; da Cunha and Buitenhuis, 2013a), et iii) les apports éoliens ou glaciologiques comme c'est le cas dans les eaux arctiques et antarctiques (Figure 18). Le fer (Fe) constitue également un élément essentiel et un facteur limitant pour la PP, comme c'est le cas dans la région équatoriale de l'Océan Pacifique (Galbraith et al., 2010), dans le sens où cet élément facilite la réduction des nutriments inorganiques et la fixation d'azote (Martin et Fitzwater, 1988). Les apports océaniques en Fe proviennent majoritairement des sources continentales, notamment *via* les apports éoliens du Sahara.

4.3. Provinces trophiques de l'Océan Atlantique tropical

L'Océan Atlantique intertropical peut être divisé en plusieurs régions trophiques grâce aux données de PP enregistrées lors des missions spatiales SeaWiFS et Modis (Figure 18) :

i) On peut ainsi distinguer des régions à PP très faible voire inexistante, comme c'est le cas pour les gyres subtropicales (Figure 19). Les vents faibles et les fortes températures de surface induisent une stratification importante des eaux qui, couplée à de très faibles concentrations en nutriments, conduisent à la désertification biologique de ces gyres. Il est également à noter l'existence d'une zone faiblement productive traversant tout l'océan vers 2° N (Figure 19), à la latitude précise du NECC, impliquant un caractère oligotrophique de ce courant lui-même connecté au désert biologique de la gyre subtropicale sud-atlantique (Figure 19). Le NECC pourrait ainsi puiser essentiellement l'origine de sa masse d'eau dans cette gyre, contrairement à la littérature qui sous-tend une affinité plus importante du NECC avec les eaux équatoriales des nSEC et eSEC (Lass et Mohrholz, 2008).

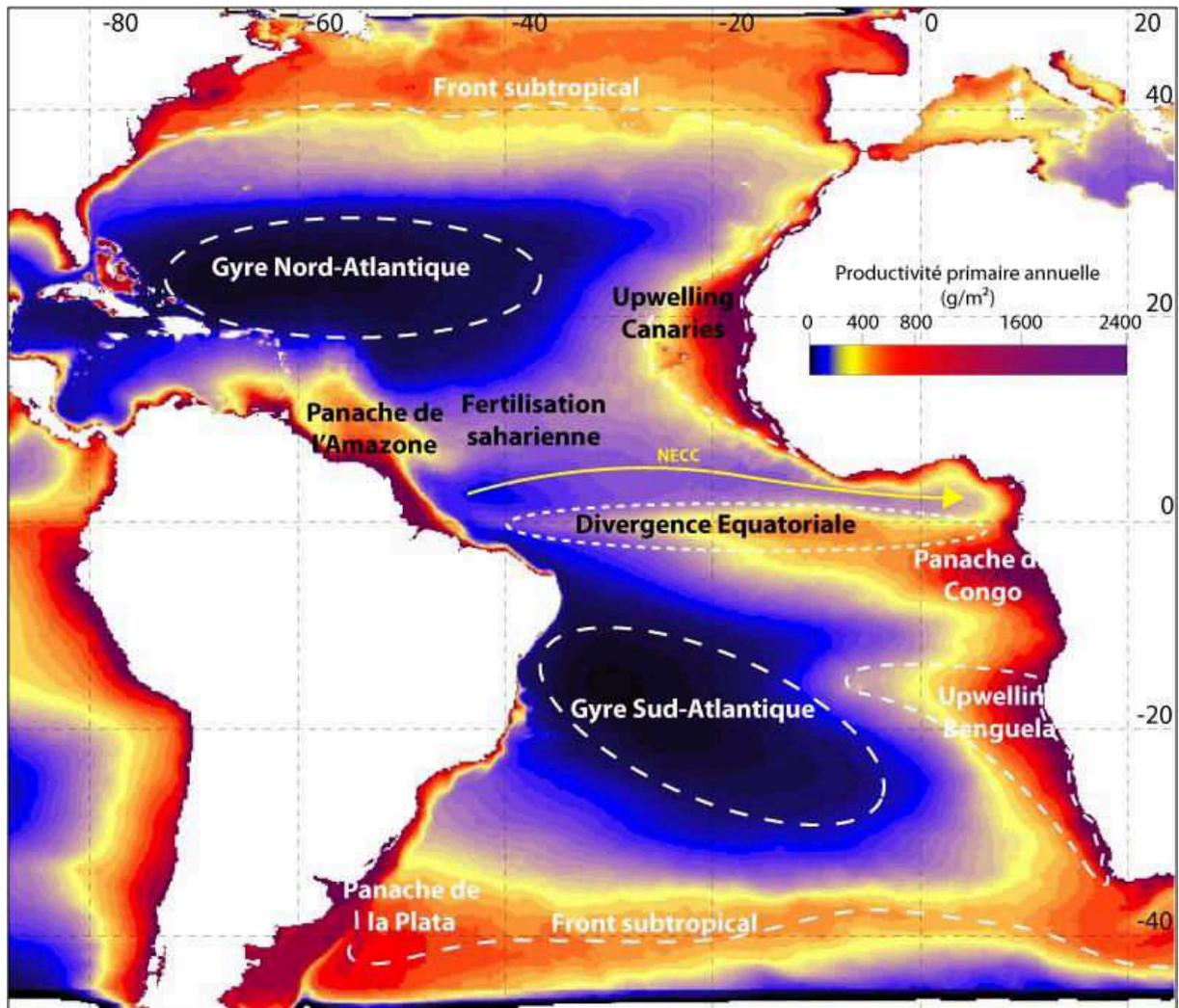


Figure 19 Représentation schématique des différentes régions de l'Océan Atlantique en fonction de la productivité primaire annuelle moyennée sur l'intervalle 1997-2016 (jeux de données SeaWiifs et Modis). NECC : North Equatorial Countercurrent.

ii) De vastes régions ayant un taux de PP élevé, i.e. fronts subtropicaux atlantique et zones d'upwelling au sens large, sont observées sur tout le pourtour de la ceinture intertropicale (Figure 19). Les grands systèmes d'upwelling du Benguela et des Canaries font près de 1000 km de large et 2 500 km de long (Figure 19) et enregistrent des valeurs de PP parmi les plus élevées, mettant ainsi en évidence la puissance du phénomène de l'upwelling baroclinique (Figure 20; cf. sous partie 4.4.2.3) en comparaison avec les zones productives plus restreintes géographiquement et soumises à des phénomènes d'upwelling côtiers (Figure 19 ; cf. sous partie 4.4.2.1).

Les deux principales régions oligotrophiques de l'Atlantique, les gyres subtropicales, sont séparées à l'équateur par un panache de forte PP, correspondant à la divergence équatoriale. Ce secteur est caractérisé par de l'upwelling équatorial et par des apports massifs de nutriments *via* les décharges fluviales. Les fleuves majeurs de l'Océan Atlantique sont le Congo, l'Amazone et la Plata (embouchure du Paraná), et tous présentent des panaches hautement productifs et très développés sur une extension de plusieurs centaines de milliers de km² (Figure 19) et se situent à près de 1 000 km en aval de l'embouchure des fleuves. Ceci met en évidence le rôle majeur de ces fleuves vis à vis de la PP océanique.

Enfin, les apports éoliens en provenance essentiellement du Sahara jouent un rôle majeur dans la fertilisation de l'océan compris entre le Brésil et la côte ouest-africaine (Galbraith et al., 2010). Dans cette zone, au milieu de l'océan, des niveaux de PP relativement moyens sont observés malgré la relativement grande distance à la côte et aux fleuves et également aux courants d'upwelling (Figure 19). Ici, la fertilisation saharienne, qui pourrait même agir sur la forêt amazonienne selon les observations de la NASA (Yu et al., 2015), est identifiable bien que l'advection de phytoplancton en provenance des Canaries par le biais du NEC puisse également être invoquée pour expliquer cette légère hausse du régime trophique.

4.4. Le cas plus particulier des courants d'upwelling

4.4.1. Fonctionnement général

Les courants d'upwelling consistent en une remontée de masses d'eau plus profondes à la suite d'un déplacement des eaux de surface plus chaudes, selon le principe du pompage d'Ekman (Ekman, 1905), générant de fortes anomalies froides en surface par rapport au milieu environnant (Figure 20). Lorsque les eaux profondes arrivent en surface elles sont alors transportées vers le large et migrent en dehors des cellules d'upwelling à proprement parler pour être remplacées à leur tour par de nouvelles résurgences d'eaux profondes. Ces mouvements verticaux des masses d'eau impactent le fonctionnement de la PP et donc la pompe biologique du carbone dans la mesure où ces courants apportent en surface une grande quantité de nutriments (Lueker, 2004; Duarte et Agustí, 2011; Ikawa et al., 2012). Il est également à noter que sous le terme « upwelling » est regroupée une vaste gamme de remontées d'eau causées par des facteurs forçant autres que l'influence exclusive des alizés.

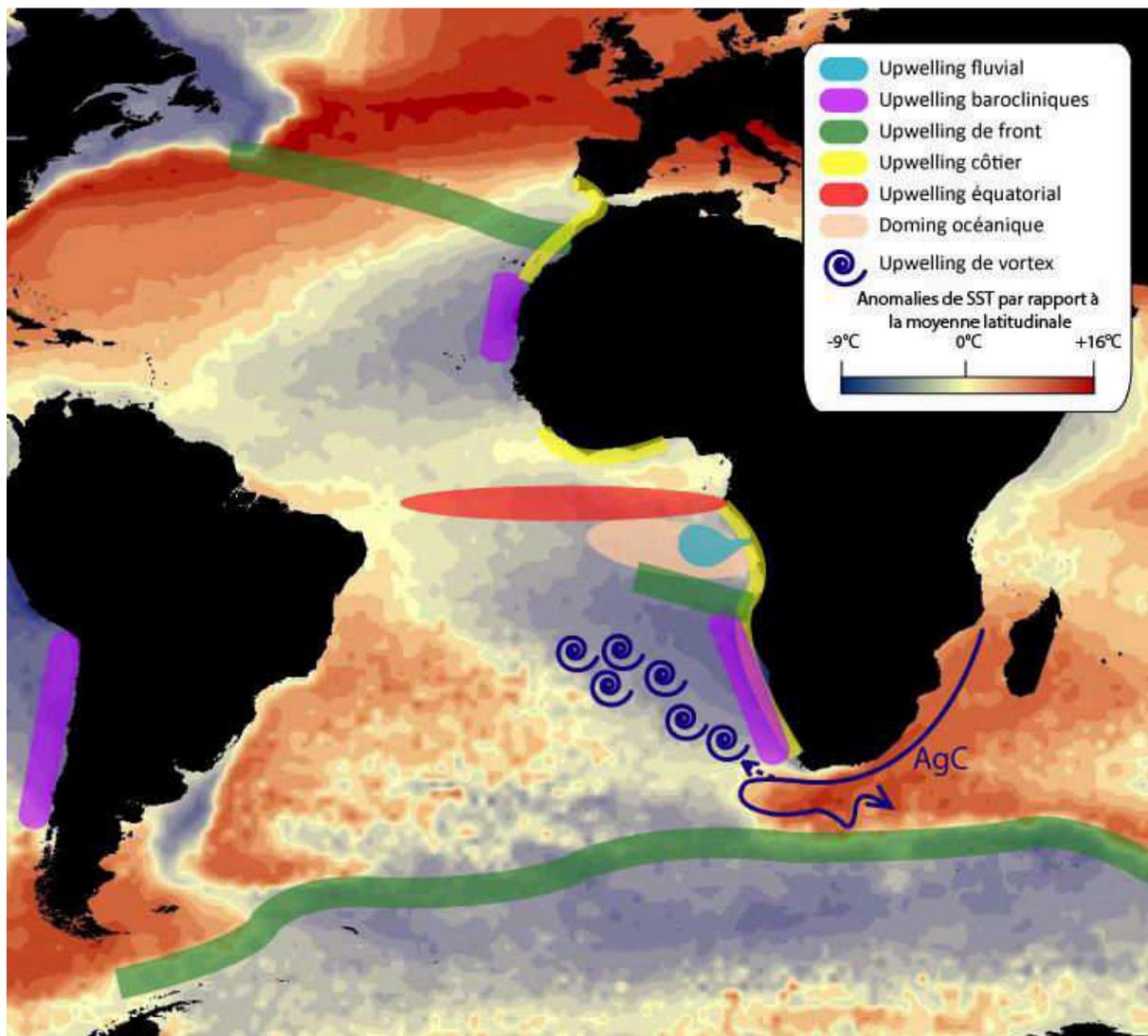


Figure 20 Schématisation des différentes catégories d'upwelling discutées dans le manuscrit. Anomalies de températures annuelles de surface calculées à partir de la moyenne latitudinale 1955-2012 (WOA13 v2, 1° de résolution). Les anomalies positives sont en rouge, les négatives en bleu. AgC : Courant des Aiguilles.

4.4.2. Différentes catégories d'upwelling

4.4.2.1. Upwelling côtier saisonnier

Ils résultent des vents dominants (alizés) dont la direction présente un angle aigu variable par rapport au littoral. Cette catégorie dépend étroitement de l'association entre régime de vent dans la bande intertropicale et géomorphologie de la bande côtière. Ces phénomènes sont les plus accentués le long des façades orientales des océans tropicaux (Figure 20). Cette dépendance vis-à-vis des vents implique un fonctionnement saisonnier des cellules

d'upwelling en fonction des changements de direction et d'intensité des régimes de vent, eux-mêmes étroitement associés à la migration latitudinale saisonnière des cellules atmosphériques. Par exemple, le long de la côte subsaharienne, les alizés estivaux proviennent de l'hémisphère sud, bloquent les eaux de surface à la côte, et les empêchent donc d'être évacuées. A l'inverse, en hiver, les vents dominants sont les alizés boréaux, permettant ainsi le fonctionnement « normal » des cellules d'upwelling.

4.4.2.2. *Upwelling équatorial*

Le fonctionnement de l'upwelling équatorial est relativement similaire à celui de l'upwelling côtier. Il s'agit d'un transport des eaux de surface vers l'ouest sous l'influence des alizés. Cependant, s'ajoute aussi l'impact des courants océaniques équatoriaux, tels que les nSEC et eSEC, facilitant le mouvement des eaux de surface vers l'ouest. Aussi l'EUC, qui s'écoule à contre-sens en subsurface, génère des cisaillements qui favorisent la formation d'upwelling et ce, en particulier, lorsque les 3 courants (nSEC, eSEC et EUC) font face à un obstacle topographique. Les courants de surface, alors déviés, génèrent un vide et l'EUC peut affleurer en surface. Un tel cas ne se présente pas dans l'Océan Atlantique. En revanche, ce phénomène est bien documenté dans l'Océan Pacifique avec notamment le cas des Galápagos (Wyrski, 1981).

4.4.2.3. *Upwelling baroclinique*

Il s'agit ici d'une catégorie qui comprend les cellules d'upwelling les plus vigoureuses de la planète en raison de : i) leur refroidissement, puisque des anomalies froides de près de 10°C sont localement atteintes (Figure 20), ii) leur extension, puisque ces courants brassent la colonne d'eau sur près de 2 000 m de profondeur, quand les upwelling côtiers/équatoriaux n'affectent quant à eux que les premières dizaines ou centaines de mètres de la colonne d'eau (Gordon et al., 1995; Lass and Mohrholz, 2008), et enfin iii) les valeurs de PP qui y sont enregistrées. Les ondes océaniques de Rossby et de Kelvin (Chelton et Schlax, 1996; Fu et Qiu, 2002; Lass et Mohrholz, 2008) constituent la principale réponse de l'océan aux perturbations de grande échelle, comme par exemple la dynamique atmosphérique ou encore les obstacles naturels comme les pentes continentales. La propagation de ces ondes crée des fronts barocliniques qui engendrent des mouvements verticaux très importants. Dans cette

catégorie, on retrouve les cellules d'upwelling des façades océaniques orientales comme celles du Benguela et des Canaries dans le cas de l'Océan Atlantique (Figure 20).

4.4.2.4. *Upwelling de front océanique*

Cette catégorie d'upwelling ne dépend pas de la circulation atmosphérique mais de cisaillements générés dans des zones de tourbillons océaniques (vortex) notamment près des obstacles continentaux ou à des contacts entre différentes masses d'eau océaniques. Les zones de fronts subtropicaux sont les plus caractéristiques, notamment le Front des Açores et le Front Austral qui forment les frontières externes des gyres océaniques subtropicales dans l'Océan Atlantique (Figure 20; Rudnick, 1996; Moore et Abbott, 2000; Rogerson et al., 2004). Ces régions constituent des fronts complexes de convergence ou de divergence, propices au développement d'une forte turbulence sous forme de tourbillons qui vont ponctuellement perturber la thermocline et ainsi générer des cellules d'upwelling. Une genèse similaire d'upwelling frontaux peut aussi être notée au niveau de l'ABFZ, qui constitue une zone de mélange entre les eaux de l'Angola et du Benguela (Figure 19; Jansen et al., 1996).

4.4.2.5. *Upwelling de dôme thermoclinique*

Les courants de subsurface de la bande intertropicale induisent une circulation cyclonique permanente sur les façades océaniques orientales, donnant lieu à la formation de dômes superficiels sous la thermocline. Ces dômes provoquent une remontée de la thermocline et ainsi la mise en place d'un système d'upwelling de forme circulaire au milieu de la gyre de l'Angola (Figures 14 et 20 ; Mazeika, 1967; Voituriez, 1981). L'intensité, l'extension et la géométrie du dôme de l'Angola vont être influencées par les alizés (Voituriez, 1981; Signorini et al., 1999), qui pourront même provoquer l'interruption saisonnière de l'activité du système d'upwelling durant l'hiver austral (Mazeika, 1967).

4.4.2.6. *Vortex du Courant des Aiguilles*

Un cas spécifique à l'Océan Atlantique concerne les perturbations océaniques de surface dans l'Atlantique Sud (gyre subtropical austral) apportées par l'intrusion du Courant des Aiguilles (AgC, Figure 14). Malgré la réflexion vers l'est de l'AgC (Figure 14) lors de son passage

dans des régions dominées par les vents d'ouest et par le plus puissant courant du monde qu'est l'ACC (Lass et Mohrholz, 2008), une partie de l'AgC parvient à s'introduire entre le SEC et le BC (Figure 20 ; Lass et Mohrholz, 2008 ; Zahn, 2009). Ceci génère une série de tourbillons océaniques jusqu'au milieu de l'Océan Atlantique Sud autour de 15°S. Ces tourbillons, à l'instar des tourbillons générés au niveau des fronts océaniques, vont initier une constellation de cellules d'upwelling essentiellement guidées par le SEC dans une vaste zone à l'ouest de la cellule du Benguela (Zahn, 2009).

4.4.2.7. Upwelling fluviale

La dernière catégorie d'upwelling discutée ici concerne la région au large de l'embouchure du fleuve Congo. La puissance du débit de ce fleuve permet une extension importante du panache d'eau douce dans l'océan (Hopkins et al., 2013), ce qui va perturber la colonne d'eau environnante. En effet, lors de l'expansion de cette nappe d'eau douce/saumâtre à la surface de l'océan, les eaux océaniques en surface sont « chassées », ce qui permet la mise en place d'un système d'upwelling induit par l'activité fluviale (Dale et al., 2002). Cependant, ce phénomène se limite à la partie la plus proximale du panache fluviale. En effet, il se produit l'effet inverse en périphérie du panache où le flux d'eau douce génère une stratification importante des eaux sous-jacentes (Materia et al., 2012).

Ainsi, le fonctionnement des cellules d'upwelling regroupe une grande diversité de mécanismes fortement connectés les uns aux autres, apportant une grande complexité : i) dans la compréhension du fonctionnement des interactions entre surface de l'océan, atmosphère et masses d'eau profondes, mais également ii) dans les mécanismes forçants à l'origine du développement de la PP dans ces régions.

Sous-Chapitre IB : Contexte paléoenvironnemental de l'Océan Atlantique intertropical

5. Les grandes "ères" glaciaires

5.1. A l'échelle des temps géologiques

Au cours de son histoire, la Terre a connu cinq grandes périodes glaciaires, dont les plus longues et les plus sévères sont : i) la glaciation Huronienne paléo-Protérozoïque (2,4-2,1 Ga) et la glaciation Cryogénienne néo-Protérozoïque (715-660 Ma), puis ii) la glaciation fini-ordovicienne à la transition Ordovicien-Silurien (450-420 Ma) et la glaciation fini-Carbonifère (360-260 Ma), et enfin iii) la glaciation Quaternaire débutée il y a 2,6 Ma.

Les successions cycliques de régimes de divergence (i.e. éclatement des masses continentales séparées par de nombreux bassins océaniques) et de convergence (formation de supercontinents) continentales, aussi qualifiées "cycles de Wilson", alternent selon une période d'environ 500 Ma (Smith et Pickering, 2003). Les phases de fragmentation continentale favorisent la transmission de chaleur au sein de la machine climatique terrestre et la diminution des contrastes saisonniers. Il s'agit de périodes chaudes et humides caractérisées par le développement de multiples dorsales océaniques. Ceci s'accompagne d'une hausse du niveau marin et des températures (rejets massifs de gaz à effet de serre) engendrant une accentuation de l'océanisation du climat au niveau des terres émergées (i.e. Cambrien, Mésozoïque). En revanche, la formation d'un continent « unique » aboutit généralement à un climat de type glaciaire. Bien que les premières phases de convergence puissent correspondre à des périodes de réchauffement climatique, causées notamment par les rejets massifs de CO₂ *via* les volcans de fronts de subduction (e.g. entre 60 et 50 Ma, les concentrations en CO₂ ont dépassé 2000 ppm ; Hansen et al., 2013a), le contexte géologique global contrebalance rapidement cette tendance. La fermeture d'un bassin océanique implique une continentalisation du climat et la formation de chaînes de montagne de haute altitude engendrant une chute des températures (vastes surfaces continentales sous des régimes climatiques froids d'altitude ; effet albédo lié à l'enneigement des hauts sommets ; altération chimique des roches silico-clastiques se traduisant par un pompage massif du CO₂ ; Berner et

Maasch, 1996; DeConto et Pollard, 2003; Gaillardet et Galy, 2008; Hansen et al., 2013a). De plus, la migration tectonique des continents vers les hautes latitudes sera favorable à la formation des calottes glaciaires (e.g. Paléozoïque et migration du Gondwana vers le Pôle Sud ; Fielding et al., 2008).

La période Quaternaire dont les forçages externes et internes à la machine climatique vont avoir des conséquences importantes sur la paléoclimatologie de la bande intertropicale est détaillée ci-dessous.

5.2. Origine de la glaciation quaternaire

Bien que le Quaternaire corresponde à la période de cyclicité glaciaire-interglaciaire, des calottes de glace étaient déjà présentes de manière partielle depuis 18 Ma et permanente depuis 10 Ma au Groenland (Thiede et al., 2011), ainsi que depuis 45 à 35 Ma en Antarctique (DeConto et Pollard, 2003). Cette prise en glace précoce des domaines continentaux polaires sous-entend une mise en place progressive des processus forçant l'englacement des hautes latitudes. En effet, les 50 millions d'années précédant le Quaternaire correspondent à une longue période de refroidissement climatique général durant l'Ere Cénozoïque.

Plusieurs phénomènes peuvent être invoqués. Depuis 50 Ma, le continent Antarctique s'est retrouvé centré sur le Pôle Sud, et l'Eurasie et l'Amérique du Nord ont migré vers les hautes latitudes de l'hémisphère nord. De plus, l'isolement progressif des bassins océaniques, *via* la formation de ponts intercontinentaux, a forcé l'ancien Courant Circum Equatorial, « l'ancêtre » des NEC et SEC, à créer des courants chauds de façade occidentale. L'exemple le plus connu est l'isthme de Panama, dont la formation il y a environ 7 Ma a contribué à la mise en place du Gulf Stream, véhiculant de l'humidité vers les hautes latitudes et préfigurant la formation des grandes calottes glaciaires de l'hémisphère nord (i.e. calottes Laurentienne et Fennoscandienne ; Weyl, 1968). Il est également important de prendre en compte l'altération chimique de la chaîne himalayo-alpine, en formation depuis 50 Ma et de plus de 8000 m d'altitude, qui serait responsable en grande partie de la chute drastique des concentrations en CO₂ dans l'atmosphère, passant de 2 000 ppm vers 50 Ma à moins de 500 ppm autour de 35 Ma (Hansen et al., 2013a). Enfin, les organismes vivants jouent probablement un rôle majeur dans le processus de refroidissement global. Le refroidissement des eaux favorise la

dissolution du CO₂ et ce processus physico-chimique, couplé à l'augmentation des apports continentaux liés aux épisodes orogéniques au cours du Cénozoïque, a ainsi pu doper la PP, accélérant la pompe biologique du CO₂ atmosphérique, pour arriver à des valeurs proches de celles connues pour la période préindustrielle (280 ppm).

6. Variabilité climatique orbitale

Au sein de cette « ère » glaciaire quaternaire au sens large, une alternance glaciaire-interglaciaire à plus petite échelle est liée aux cycles orbitaux, la théorie des paléoclimats ayant été proposée par le mathématicien yougoslave Milutin Milanković dès 1911, puis validée à travers l'analyse spectrale de données sédimentologiques marines par Hays et al. (1976). En période interglaciaire, les calottes continentales sont restreintes aux latitudes polaires et aux glaciers d'altitude (aujourd'hui, 16 millions de km² dont 14 millions pour l'Antarctique et 1,7 millions pour le Groenland), tandis qu'en période glaciaire, une extension considérable des inlandsis continentaux a lieu sur le Canada, l'Europe du Nord, la Sibérie, l'Islande jusqu'à 45°N (plus de 30 millions de km² au Dernier Maximum Glaciaire, DMG, 23-19 ka BP; Figure 21; Mix et al., 2001). Les données glaciologiques (e.g. isotopes stables, poussières) Antarctique mettent en évidence cette alternance depuis au moins 800 000 ans, tandis que les relevés géomorphologiques dans les Alpes (Schaefer, 1953) ou les données sédimentologiques marines (Lisiecki et Raymo, 2005) démontrent l'existence de cette alternance glaciaire / interglaciaire durant tout le Quaternaire. Ces bascules glaciaire/interglaciaire influent sur le bilan radiatif de la Terre suivant les combinaisons des différents paramètres orbitaux faisant varier l'insolation reçue sur Terre. L'insolation de juillet à 65°N (Figure 25) traduit l'insolation estivale reçue dans les hautes latitudes boréales, et rend compte de l'initiation et de la terminaison des périodes glaciaires du Quaternaire (Berger, 1978).

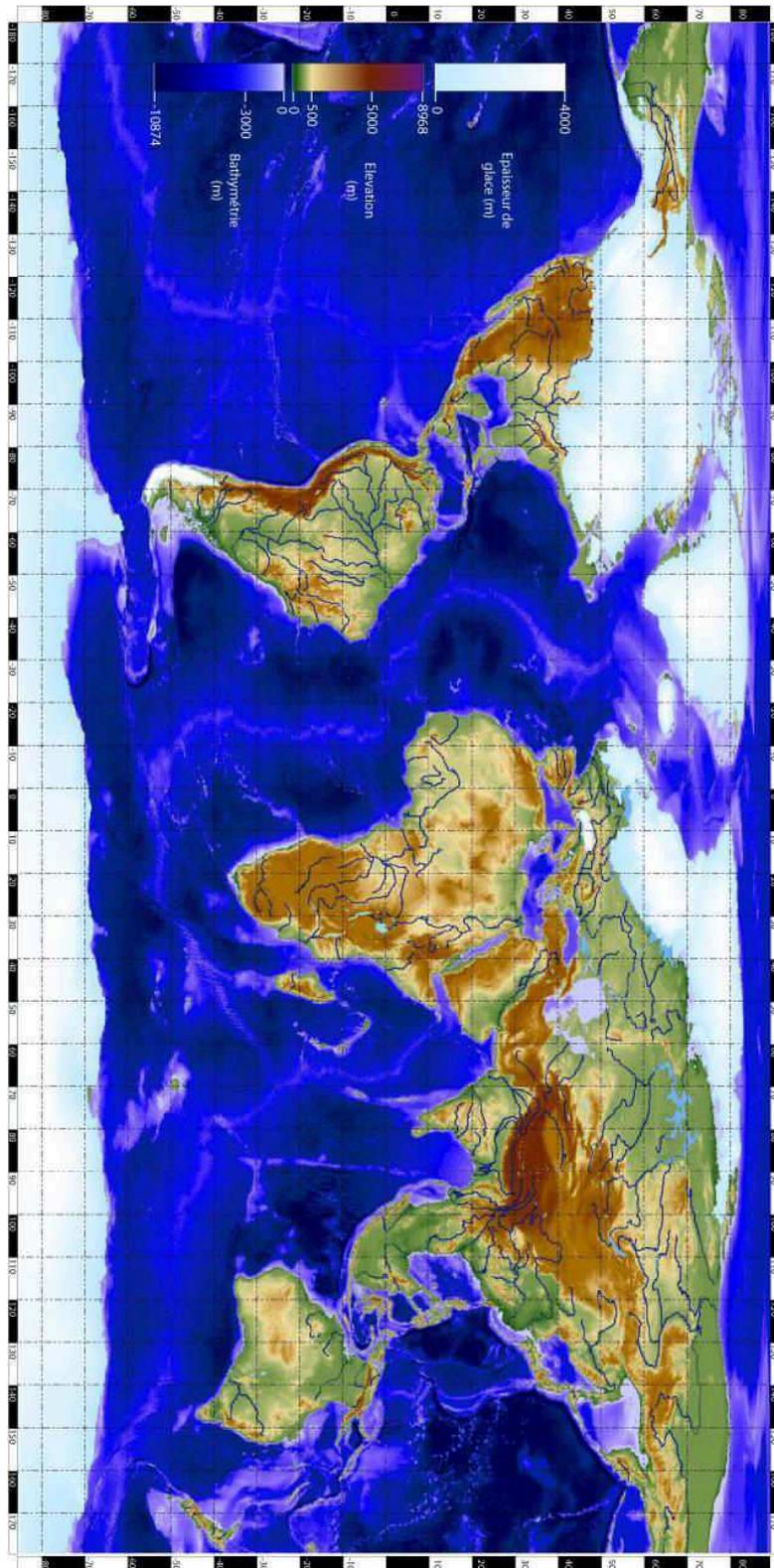


Figure 21 Schématisation du monde au Dernier Maximum Glaciaire (20 000 ans BP). Le trait de côte correspond à l'isobathe -115 m (Grant et al., 2014), les reliefs terrestres et marins sont issus des données ETOPO1 et EMODnet pour l'Europe. L'élévation marine et terrestre a été corrigée pour tenir compte des effets glacio-isostatiques, selon les données GPS (Sella et al., 2007; Shennan et al., 2012) et les modèles de flux mantelliques (Paulson et al., 2007). Le

tracé des fleuves est issu des calculs de drainage effectués par ArcGis sur les plateformes exondées et des relevés du BRGM pour les fleuves français. L'extension des lacs proglaciaires européens et sibériens sont issus des calculs de bassins proglaciaires effectués par ArcGis. L'extension de la Mer Khvalynienne et de la Mer Noire sont issues des simulations CMIP5/PMIP3 (Abe-Ouchi et al., 2015). Les références concernant l'extension et l'épaisseur des calottes sont répertoriées dans le Tableau 1.

Calotte	Extension	Epaisseur
Laurentienne	<i>Modèles de Gowan et al. (2016)</i>	
Groenlandaise	<i>simulations CMIP5/PMIP3 (Abe-Ouchi et al., 2015)</i>	
Islandaise	<i>simulations de Hubbard et al. (2006)</i>	
Britannique	<i>relevés de terrain et modèles de Evans et al. (2005)</i>	
Scandinave	<i>relevés de terrain et modélisations de Stroeven et al. (2016)</i>	<i>modèles CMIP5/PMIP3 (Abe-Ouchi et al., 2015)</i>
Mer de Kara/Barents	<i>relevés de terrain de Svendsen et al.(2004)</i>	<i>simulations de Gowan et al. (2016)</i>
Patagonie	<i>simulations CMIP5/PMIP3 (Abe-Ouchi et al., 2015)</i>	
Alpine	<i>relevés de terrain et simulations de Mey et al.(2016)</i>	
Antarctique	<i>simulations de Huybrechts (2002)</i>	

Tableau 1 Références des données utilisées concernant l'épaisseur et l'extension des calottes représentées sur la Figure 21.

6.1. Excentricité de l'orbite terrestre

L'orbite de la Terre décrit autour du Soleil une ellipse dont l'allongement change au cours du temps, selon une série de périodes allant de 412 885 ans pour la plus longue à 99 590 ans pour la plus courte (Berger et Loutre, 1991; Laskar et al., 2004; Baro, 2007). Pour une excentricité nulle, l'orbite terrestre consiste en un cercle parfait tandis que, sur les derniers 5 Ma, un maximum d'excentricité (0,057133) a été modélisé vers 3,831 Ma BP (Berger et Loutre, 1991). Bien que ces déformations de l'ellipse paraissent très faibles (Figure 22), elles font varier la longueur du demi grand axe de 8 millions de kilomètres au maximum, ce qui impacte considérablement l'énergie solaire reçue sur Terre et notamment les contrastes saisonniers.



Figure 22 Représentation à l'échelle des configurations extrêmes de l'excentricité orbitale de la Terre : minimum en bleu, maximum en rouge, et configuration actuelle en noir. Les ellipses sont calculées en fonction des données d'excentricité orbitale modélisées par Berger et Loutre (1991) sur les 5 derniers millions d'années.

6.2. L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre

L'obliquité représente l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et l'axe perpendiculaire au plan de l'écliptique. Cet angle, actuellement de $23,45^\circ$, a varié entre 22° et $24,54^\circ$ (Figure 23 ; Berger et Loutre, 1991), selon une série de périodes allant de 28 910 ans à 53 615 ans, pour une moyenne de 41 615 ans (Baro, 2007). Ces mouvements se traduisent par : i) un changement du contraste saisonnier quant à la durée de la journée, plus important en maximum d'obliquité qu'en minimum, ii) un mouvement de la position des tropiques à hauteur de $2,5^\circ$, ce qui va avoir comme conséquence des changements dans la superficie de la zone intertropicale de l'ordre de 10 % (Figure 23). Dans le cas d'un minimum d'obliquité, au moins 20 millions de km^2 de surface terrestre ne se trouvent plus dans des régions voyant le Soleil au zénith au moins un jour par an, ce qui implique une diminution relativement importante de l'énergie reçue sur Terre.

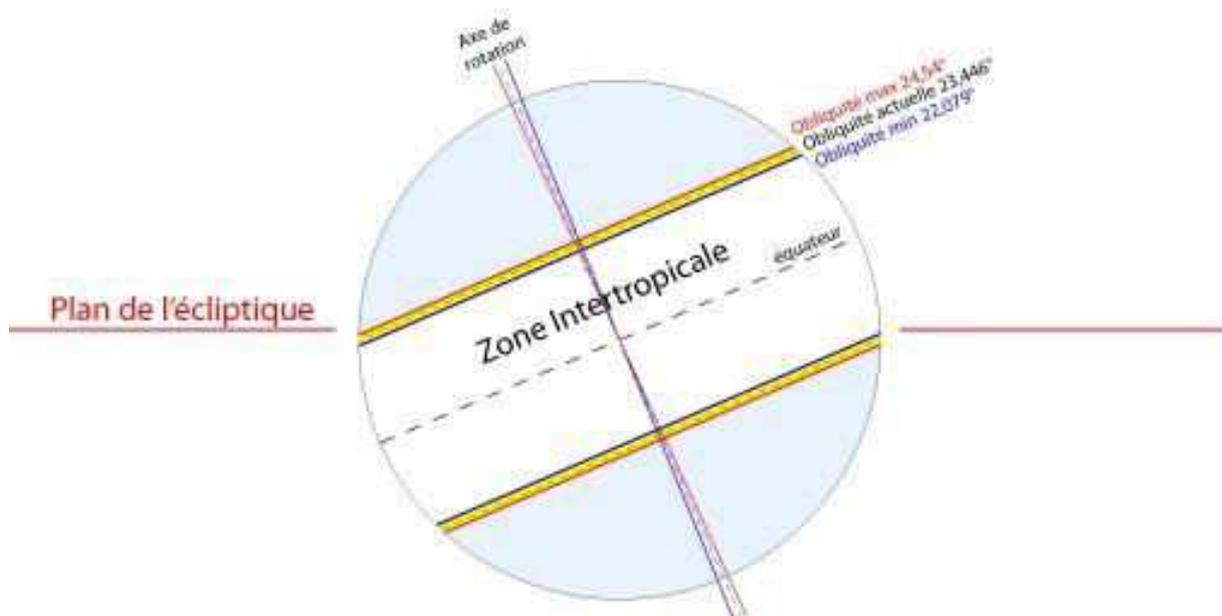


Figure 23 Représentation schématique de l'obliquité terrestre et des changements de l'extension géographique de la zone intertropicale (en orange). Les régions en jaune correspondent à la zone de balancement liée aux variations de l'obliquité, dont le minimum est représenté par un trait bleu et le maximum par un trait rouge. Les valeurs min. et max. de l'obliquité sont calculées en fonction des données modélisées par Berger et Loutre (1991) sur les 5 derniers millions d'années.

6.3. La précession des équinoxes

Ce paramètre consiste en la rotation de l'axe d'inclinaison de la Terre suivant un cône de précession et une série de périodes allant de 23 716 ans à 18 976 ans (Baro, 2007). Les manifestations sur Terre sont multiples, la plus visible étant le mouvement apparent des étoiles. Aujourd'hui, l'axe de rotation de la Terre pointe vers l'étoile Polaris, mais il pointait vers α Draconis il y a 5 000 ans, vers Vega il y a 13 000 ans, vers δ Cygni il y a 16 000 ans, vers Alderamin il y a 20 000 ans, et de nouveau vers Polaris il y a 23 000 ans (données issues de l'application Stellarium) comme aujourd'hui. La précession des équinoxes se traduit également par un décalage dans l'année : i) de la date des apsides, i.e. du périhélie et de l'aphélie, et ii) des dates de changements de saison. Aujourd'hui, le solstice d'été boréal survient le 21 juin et le solstice d'hiver boréal le 21 décembre ; il y a 11 000 ans, un demi cycle de précession plus tôt, les dates de solstices étaient alors inversées (Berger et Loutre, 1991) ; il y a 6 000 ans, un quart de cycle en arrière, les dates de solstices coïncidaient avec les dates actuelles des équinoxes.

Pour comprendre le rôle de la précession des équinoxes sur l'évolution du climat, il faut également prendre en compte l'excentricité orbitale. Les différentes configurations d'ellipse impactent les distances à l'aphélie et au périhélie (Figure 24), i.e. la Terre sera au plus loin du Soleil durant l'été ou autre saison. Ceci se traduira par des saisons plus froides ou plus chaudes en fonction de la configuration orbitale (Figure 24). Selon la seconde loi de Kepler, la vitesse de révolution de la Terre change en fonction de son éloignement, i.e. les saisons auront une durée inégale, engendrant ainsi des différences sur l'énergie incidente reçue sur Terre. Lors d'un minimum d'indice de précession (Figure 24c), l'été boréal (Terre située au périhélie) sera plus court mais plus chaud et l'hiver boréal sera plus long et plus froid. L'excès de chaleur en été sera suffisant pour qu'il y ait plus de glace fondue l'été par rapport à la quantité de glace qui s'accumule pendant l'hiver. A l'inverse, en cas de maximum d'indice de précession (Figure 24b), l'hiver boréal sera plus court et moins froid et l'été boréal (Terre située à l'aphélie) sera plus frais. Le déficit d'énergie estival favorisera l'extension progressive des glaciers saison après saison. Des indices nuls de précession offrent des stades climatiques intermédiaire; la subtilité résidant dans la différence entre un contexte descendant (i.e. l'indice diminue) qui va favoriser un réchauffement climatique (Figure 24d), alors qu'un contexte ascendant (l'indice augmente) favorisera une phase de refroidissement (Figure 24e).

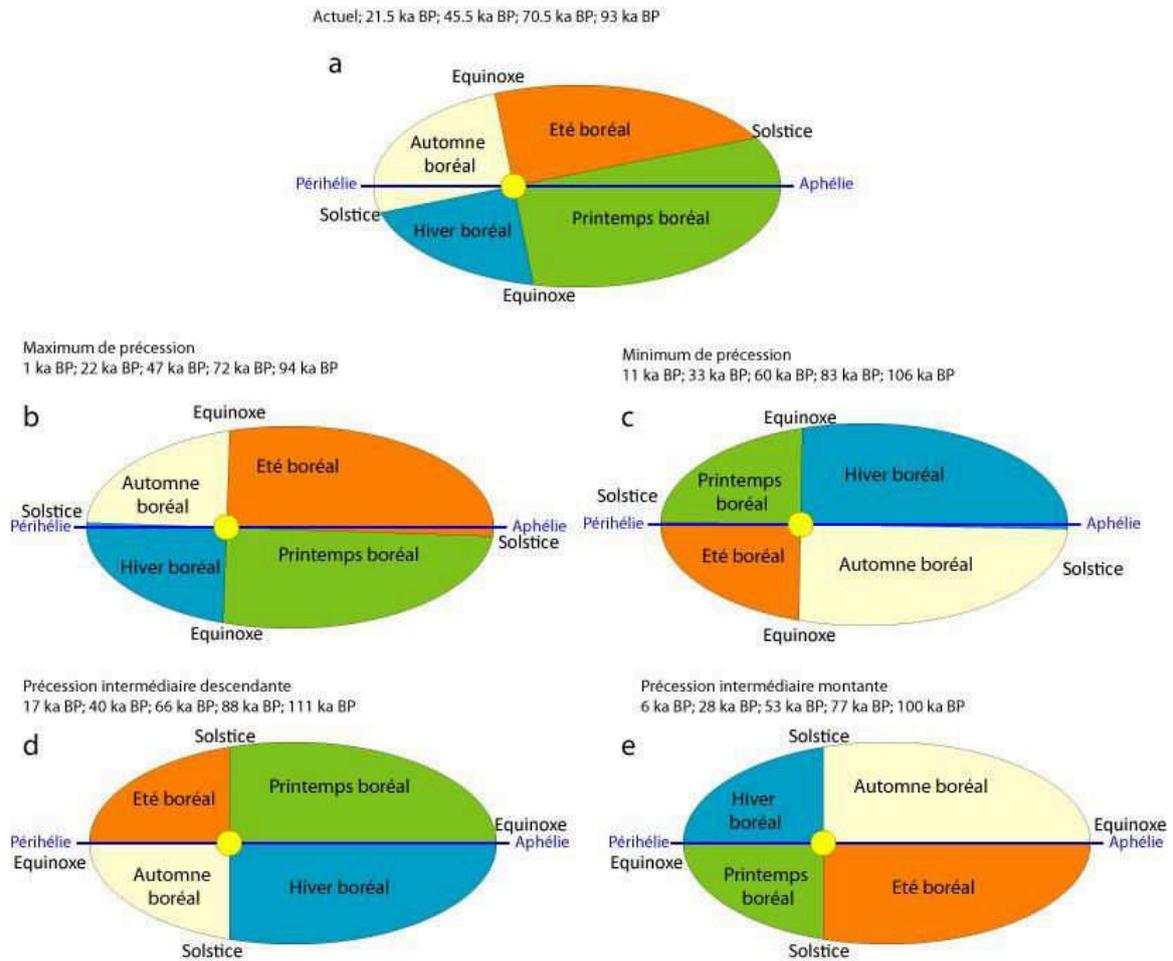


Figure 24 Schématisation des différentes configurations orbitales liées à la précession des équinoxes, découpées en saisons selon l'année anomalistique, i.e. en fonction de l'angle entre le nœud vernal et le périhélie. Les données angulaires ω de l'argument du périastre sont issues des calculs de Berger et Loutre (1991). a) Configuration actuelle et 4 dernières occurrences de configuration similaire b) configuration pour une maximum d'indice de précession, c) configuration pour un minimum d'indice de précession, d) configuration en cas d'indice nul en contexte descendant, e) configuration en cas d'indice nul en contexte ascendant.

Dans l'hémisphère sud, les configurations qui viennent d'être évoquées sont inversées. De plus, il convient de noter que la prééminence des océans dans l'hémisphère sud va fortement atténuer les contrastes climatiques imposés par les changements orbitaux.

Il apparaît donc que la configuration actuelle (Figure 24a), proche du maximum de précession qui a eu lieu il y a 1 000 ans, correspond à une configuration propice à un climat froid. La tendance à la diminution de l'indice de précession qui suggèrerait un réchauffement du climat est largement contrebalancée par : i) la diminution de l'obliquité, le dernier maximum ayant eu lieu il y a 10 000 ans (depuis, l'axe s'est redressée de 0,8°; Berger et Loutre, 1991), et ii) la diminution de l'excentricité depuis 12 000 ans. Ainsi, les conditions orbitales tendent actuellement vers des conditions propices à une entrée en glaciation.

7. Variabilité climatique des derniers 45 000 ans à l'échelle globale

7.1. Impact des forçages orbitaux

Les cycles orbitaux ont un impact de premier ordre sur les différentes étapes climatiques qui ont jalonné les derniers 45 000 ans BP.

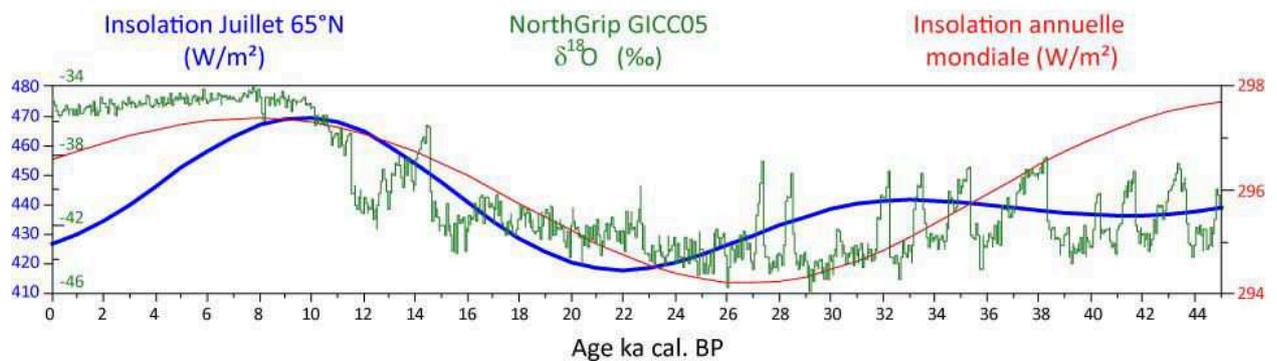


Figure 25 Evolution de l'insolation en juillet à 65°N (bleu) comparée avec l'insolation mondiale annuelle (rouge) et les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) issues des glaces du Groenland (Svensson et al., 2008) au cours des derniers 45 000 ans.

L'insolation estivale à 65°N montre des changements considérables de l'ordre de 50 W/m², avec un maximum et un minimum survenus entre 10 000 et 22 000 ans BP (Figure 25). Le pic d'insolation estivale à 65°N correspond au début de l'Holocène, notre interglaciaire actuel débuté il y a 11,7 ka BP, tandis que le minimum d'insolation correspond au DMG (19-23 ka

BP ; Mix et al., 2001). Les valeurs moyennes d'insolation entre 45 et 28 ka BP coïncident avec une période complexe et plus chaude de la dernière période glaciaire, le Stade Isotopique Marin 3 (MIS3), que nous aborderons dans la sous partie suivante.

Toutefois, si la tendance de l'insolation estivale à 65°N rend bien compte de la dernière déglaciation depuis 15 000 ans BP (Figure 25), on note une baisse très importante des valeurs d'insolation tout du long de l'Holocène jusqu'à atteindre des valeurs similaires à celles caractérisant le DMG, alors que l'Holocène se maintient en climat chaud interglaciaire. L'amplitude de l'insolation est beaucoup plus faible lorsque l'on considère les valeurs annuelles mondiales, cette amplitude ne dépassant pas 4 W/m² (Figure 25), mais ces données se corrélaient davantage à la tendance climatique générale de l'Holocène.

7.2. Oscillations climatiques suborbitales

Les fluctuations climatiques observées sur les derniers 45 000 ans BP ne sont pas toutes expliquées par les configurations orbitales décrites précédemment. En effet, les événements climatiques orbitaux s'échelonnent sur plusieurs milliers à dizaines, voire centaines, de milliers d'années, alors que les glaces et sédiments marins enregistrent des événements climatiques abrupts s'échelonnant sur plusieurs années à décennies, voire siècles à milliers d'années, détectés en fonction de l'extension temporelle et de la résolution d'étude atteintes par les archives paléoenvironnementales. Dans cette partie, nous nous consacrerons à la variabilité climatique présentant des signaux pseudo-périodiques de l'ordre du siècle au millier d'années, ce qui correspond à la résolution d'étude couverte par les carottes marines étudiées au cours de cette thèse.

7.2.1. Événements de Dansgaard-Oeschger

Les périodes glaciaires, dont la dernière période glaciaire qui nous intéresse plus spécifiquement dans le cadre de ce travail, sont particulièrement instables du fait notamment de la présence des inlandsis dans des latitudes tempérées, comme l'ont mis en évidence les enregistrements marins et glaciologiques (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Dansgaard et al.,

1993; Alley, 2000; Zhang et al., 2014). Plus précisément, des événements climatiques abrupts, essentiellement survenus au cours du MIS 3 (Figure 26), se caractérisent par des changements rapides et violents de températures dans l'hémisphère nord, regroupés sous la terminologie des événements de Dansgaard-Oeschger (DO).

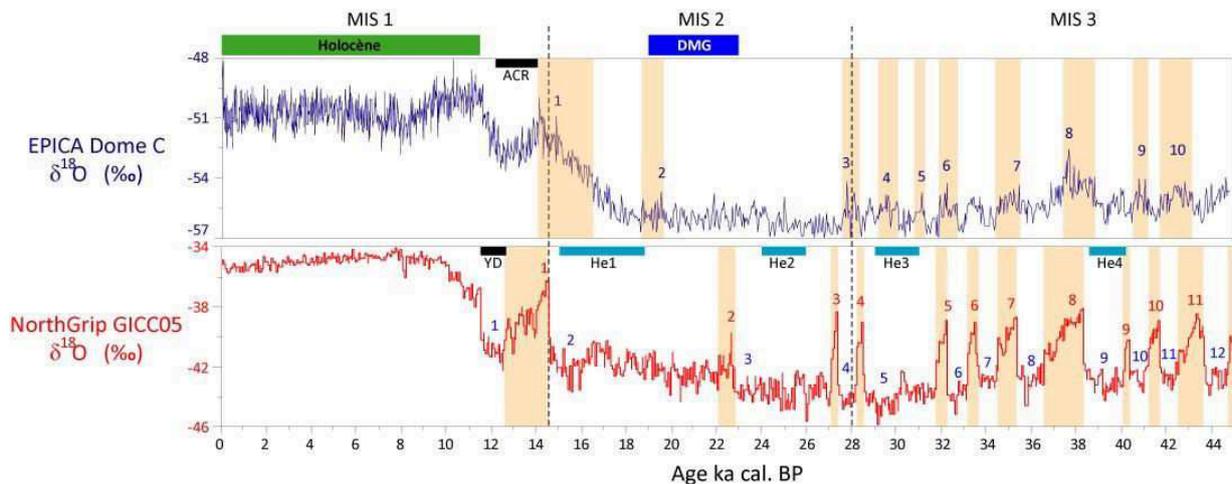


Figure 26 Principaux événements climatiques ayant caractérisé les derniers 45 000 ans tels qu'enregistrés dans les données $\delta^{18}\text{O}$ des glaces : Antarctique (bleu) et Arctique (rouge). La numérotation 1 à 10 pour l'Antarctique correspond aux Antarctic Isotopic Maximum (AIM ; Alberti et al., 2014), tandis que la numérotation 1 à 12 pour l'Arctique correspond aux Greenland Interstadials (GI ; rouge) et Greenland Stadials (GS ; bleu). Les GI et AIM sont surlignés en orange pâle. Les rectangles bleu clair replacent les événements de Heinrich (HEs) et les rectangles noirs situent le Younger Dryas (YD) et l'Antarctic Cold Reversal (ACR). Enfin l'Holocène est représenté par un encart vert et le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) par un encart bleu. Les Stades Isotopiques Marins (MIS) sont délimités par des traits noirs en tiretés.

Les événements DO se caractérisent par des pics de $\delta^{18}\text{O}$, avoisinant celles enregistrées pendant les périodes interglaciaires, appelés interstades (ou *Greenland Interstadials*, GI ; Figure 25), entrecoupés par des périodes de refroidissement nommées stadias (ou *Greenland Stadials*, GS ; Figure 26), selon une périodicité moyenne de 1 470 ans +/- 12 % de cette durée (Schulz, 2002). Ainsi, 25 GI et GS sont comptabilisés au total sur la dernière période glaciaire, et ces événements sont probablement survenus également lors des périodes glaciaires précédentes sur le dernier million d'années (Barker et al., 2011). Le mécanisme de ces événements implique une interaction entre la dynamique des calottes de glace alternant entre croissance et débâcles d'icebergs, et la dynamique océanique, notamment à travers les

changements périodiques dans l'intensité de l'AMOC. De plus, les changements en terme d'insolation sont susceptibles d'avoir influé sur l'occurrence de ces événements dans la mesure où ces derniers interviennent principalement durant le MIS 3 au moment où l'insolation estivale à 65°N était plus élevée (Figure 25).

7.2.2. Événements d'Heinrich

Parmi les GS, des refroidissements de températures océaniques plus intenses correspondent à un démantèlement massif des inlandsis, et notamment de la Laurentide, regroupés sous l'appellation des événements d'Heinrich (HEs). Ces événements, correspondant à un afflux considérable d'icebergs équivalent à 3+/-1 m de niveau marin (Roche et al., 2004), soit environ 1/4 du volume actuel de l'inlandsis groenlandais (Houghton, 2001), ont été décrits pour la première fois dans les sédiments marins par des dépôts de sédiments détritiques terrigènes grossiers, ou « *Ice Rafted Debris* » (IRD ; Heinrich, 1988), au sein de la sédimentation fine hémipélagique. Ces séquences de dépôts ont été observées à 10 reprises au cours de la dernière période glaciaire, selon une pseudo-périodicité de 7 000-10 000 ans et sur une durée moyenne de 2 000 ans, et 4 sont dénombrées au cours des derniers 45 000 ans BP (Figure 26; Heinrich, 1988; Rasmussen et al., 2003).

Le consensus actuel consiste à considérer une déstabilisation des inlandsis suite à l'instabilité des plateformes de glace de mer, ou « *ice-shelves* », qui assurent le maintien de la glace continentale en amont (Bond et al., 1992). La fonte des icebergs perturbe la stratification des masses d'eau de l'Atlantique Nord et les zones de plongement, se traduisant notamment par un ralentissement significatif de la circulation thermohaline. Cependant, le ralentissement de la circulation thermohaline, antérieur de plusieurs siècles aux dépôts des IRD, laisserait à penser que les HEs pourraient être la conséquence et non le moteur d'une perturbation de la circulation océanique (Álvarez-Solas et al., 2011). Les auteurs proposent en effet un réchauffement des eaux de subsurface dans la Mer du Labrador consécutif au ralentissement de l'AMOC, *via* le retrait de l'influence de la NADW, ce qui induirait une « érosion thermique » accrue de la Laurentide, entraînant par conséquent une déstabilisation de cette dernière (Álvarez-Solas et al., 2011). Dans tous les cas, les débâcles d'icebergs font partie d'une boucle de rétroaction positive, puisqu'elles réduisent d'avantage l'intensité de l'AMOC, accentuant ainsi le réchauffement subsurface, etc...

En termes de conséquence climatique, les HEs se traduisent par la quasi disparition de la zone climatique tempérée avec la migration du front polaire jusqu'à environ 40° N, i.e. jusqu'à des latitudes subtropicales (McIntyre et al., 1976; Eynaud et al., 2009; Harland et al., 2016). Il convient cependant de noter qu'aucun HE n'est semblable à un autre d'un point de vue des conséquences paléoenvironnementales étant donné que chacun de ces événements est survenu dans des contextes climatiques très différents, avec des volumes de glace (niveaux marins) et une insolation différents.

7.2.3. Bascule climatique bipolaire ou “*Bipolar seesaw*”

Un déphasage de la variabilité climatique millénaire haute fréquence a été mis en évidence entre les deux hémisphères. Ainsi, les oscillations rapides de la dernière période glaciaire ne sont ni synchrones, ni identiques en terme d'amplitude thermique, et ce découplage inter-hémisphérique complexe est aussi nommé « *bipolar seesaw* » en référence au modèle de réchauffement-refroidissement des DO comparable à un schéma en dent de scie (Stocker, 1998). Le décalage temporel entre les données isotopiques glaciologiques antarctiques et groenlandaises est cependant complexe puisqu'il est possible d'observer : i) soit une antiphase parfaite, i.e. un interstade Antarctique, ou Antarctic Isotopic Maximum (AIM ; Figure 26; Blunier et Brook, 2001; Bigler et al., 2010; Caballero-Gill et al., 2012; Alberti et al., 2014), synchrone avec un GS (e.g. AIM 4, 5, 9 et 10 avec GS 4, 5-HE3, 10 et 11 ; Figure 26), ii) soit un décalage temporel lié à une différence dans la durée de l'amorce du réchauffement. En effet, l'initiation des GI se fait en quelques décennies dans l'hémisphère nord tandis que l'amorce des AIM prend plusieurs siècles dans l'hémisphère sud. Un AIM peut ainsi démarrer en avance par rapport à un GI (e.g. AIM 1 et 8 débutant 1 000 à 2 000 ans avant GI 1 et 8 ; Figure 26), ou inversement (e.g. AIM 10 et GI 11 ; Figure 26). Enfin, iii) il arrive que les deux pôles soient synchrones (e.g. AIM 6 et 7 avec GI 5 et 7).

La différence de comportement entre les deux hémisphères peut s'expliquer, d'une part, *via* la répartition des continents. En effet, l'hémisphère sud est essentiellement océanique et les oscillations climatiques vont à la fois être atténuées en amplitude et présenter des transitions plus progressives. D'autre part, l'hémisphère sud n'a pas développé d'inlandsis aussi importants au cours des périodes glaciaires que l'hémisphère nord, en dehors des inlandsis de l'Antarctique et la calotte glaciaire du sud de la Patagonie (cf. Figure 21), et n'a pas été affecté

par des régimes d'instabilités aussi importants que ceux connus pour l'Atlantique Nord. Les mécanismes à l'origine du déphasage des événements chauds et froids dans les deux hémisphères seraient liés au fonctionnement même de la circulation thermohaline. Ainsi, le ralentissement de la circulation océanique profonde dans l'Atlantique Nord se traduit classiquement par une diminution du transfert de chaleur vers les hautes latitudes nord, celle-ci s'accumulant alors dans les latitudes australes et entraînant un réchauffement des températures dans l'hémisphère sud (Severinghaus, 2009; Chylek et al., 2010; Jung et al., 2010). Les événements climatiques abrupts de l'Atlantique Nord constitueraient ainsi le moteur de la bascule bipolaire de chaleur, d'où l'expression « *North leads, South lags* ». Toutefois, chaque hémisphère influe l'autre. Il a été récemment suggéré qu'un réchauffement des températures en Antarctique entraînerait une excitation de l'AMOC, se répercutant 3 600 ans plus tard en moyenne par un pic de chaleur dans l'hémisphère nord comme c'est le cas pendant les GI (Alberti et al., 2014), et entraînant par la suite des décharges massives d'eau douce dans l'Atlantique Nord, à la base d'un nouveau GS, lui-même impliquant un réchauffement de l'hémisphère sud, etc...

7.3. La Dernière Déglaciation et l'Holocène

La dernière déglaciation consiste en la transition entre la fin de la dernière période glaciaire et l'interglaciaire actuel, l'Holocène., i.e. entre le début de la fonte des grands inlandsis de l'hémisphère nord à la fin du DMG et leur disparition complète durant la première partie de l'Holocène (Figure 27; Clarke et al., 2005; Schmidt et al., 2013; Gowan et al., 2016; Stroeven et al., 2016). Le principal moteur de ce processus est la hausse de l'insolation estivale à 65°N amorcé à partir de 21 ka BP (Figure 27), bien que l'insolation mondiale présente des signes de hausse dès 26 ka BP (Figure 25).

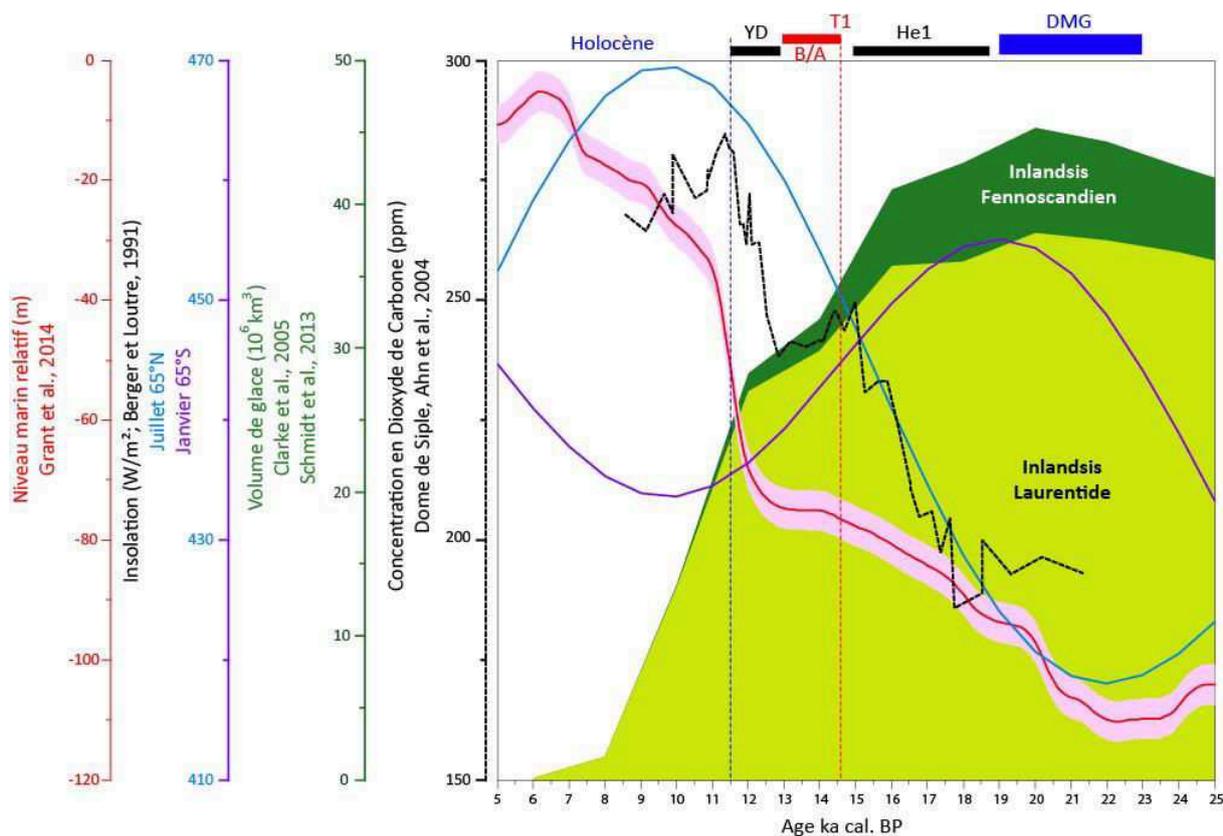


Figure 27 Principaux événements climatiques des derniers 25 ka BP : niveau marin relatif (rouge) et sa marge d'erreur (rose) issu de Grant et al. (2014) ; insolation estivale dans l'hémisphère nord (bleu) et sud (violet) issues des données de Berger et Loutre (1991) ; volumes cumulés des inlandsis fennoscandien (modèles de Schmidt et al., 2013) et laurentien (modèles de Clarke et al., 2005) en vert foncé et vert pâle respectivement ; taux de CO₂ issu des données glaciologiques Antarctique (Dome Siple ; Ahn et al., 2004). Les principales périodes de la dernière déglaciation sont également précisées : début de l'Holocène et Terminaison 1 (T1) limités par des traits en tireté bleu et rouge, respectivement ; événements froids du Younger Dryas (YD) et Événement de Heinrich 1 (HE1) représentés par des rectangles noirs et événement chaud du Bølling-Allerød (B/A) par un rectangle rouge ; Dernier Maximum Glaciaire (DMG) représenté par un rectangle bleu.

Un premier réchauffement mondial de 0,3°C est observé entre 21 et 19,5 ka BP, à la fin du DMG (Shakun et al., 2012), impliquant une première fonte importante des inlandsis d'environ 2,5 millions de km³ en moins de 2 000 ans (Clarke et al., 2005 ; Schmidt et al., 2013) et une élévation du niveau marin de près de 10 m (Figure 27 ; Grant et al., 2014). Ceci a ainsi pu contribuer à un ralentissement significatif de l'AMOC (Shakun et al., 2012) et à la survenue du dernier HE, i.e. HE1 (19-15 ka BP ; Figure 27), provoquant un refroidissement important et interrompant le processus de réchauffement des températures, du moins dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, le réchauffement s'est accéléré à partir de 18 ka BP environ

(Shakun et al., 2012), conformément aux effets de bascule climatique bipolaire inter-hémisphérique précédemment décrits. En parallèle, les concentrations en CO₂, telles qu'enregistrées dans les glaces Antarctique, augmentent fortement à partir de 18 ka BP (Figure 27). Cette hausse des concentrations en gaz à effet de serre devient alors le principal moteur de réchauffement climatique de l'hémisphère sud (Otto-Bliesner et al., 2014) dans la mesure où la déglaciation des calottes australes intervient dans un contexte de baisse de l'insolation estivale australe (Figure 27).

La déglaciation s'accélère à la sortie d'HE 1 (15 ka BP), la Terminaison 1 (T1; Figure 27). Les inlandsis fennoscandien et laurentien fondent massivement selon un taux moyen de 4 000 gigatonnes de glace continentale par an entre 16 et 8 ka, soit 16 fois le taux moyen actuel de fonte du Groenland enregistré entre 2002 et 2009 (Velicogna, 2009). Le réchauffement climatique du Bølling-Allerød (B/A) dans l'hémisphère nord, correspond à une période de refroidissement moyen de 0,5°C dans l'hémisphère sud entre 14,2 et 12 ka BP, qualifiée d'*Antarctic Cold Reversal* (ACR; Figure 27 ; Jouzel et al., 1995; Blunier et al., 1997). Cet épisode s'accompagne également d'une diminution globale des concentrations en CO₂.

En ce qui concerne l'hémisphère nord, le processus de réchauffement et de déglaciation est interrompu lors de l'événement climatique du Younger Dryas (YD) entre 12,9 et 11,5 ka BP (Figures 26 et 27; Friele et Clague, 2002; Björck, 2007), qui s'accompagne d'une baisse moyenne des températures d'environ 1°C (GISP2, Alley et al., 1996). L'origine du YD la plus communément admise consiste en une vidange brutale d'une série de lacs proglaciaires au sud de l'inlandsis laurentien. Cette arrivée massive d'eau douce, principalement vers l'océan Arctique (Murton et al., 2010; Schiermeier, 2010), aurait perturbé la circulation thermohaline de manière analogue aux HEs. Il est à noter une stabilisation relative du niveau marin (Figure 27) ainsi qu'une ré-avancée des glaciers dans les hautes latitudes au cours de cette période (Björck et al., 2007 ; Stroeven et al., 2016).

Enfin, l'entrée dans l'Holocène se matérialise, d'une part, par la reprise de la hausse des températures d'environ 2°C en 2 000 ans à l'échelle mondiale (Shakun et al., 2012) et de 11°C en 150 ans au Groenland (GISP2 ; Alley et al., 1996), et, d'autre part, par la remontée brutale du niveau marin d'environ 40 m en 1 000 ans (Figure 27). Le maximum d'insolation estivale à 65°N est atteint vers 10 ka BP (Figure 27) tandis que les concentrations de CO₂ enregistrées dans les glaces antarctiques se stabilisent autour de 275 ppm vers 11 ka BP (Figure 27). Les

signaux climatiques tendent vers une certaine stabilisation à partir de 10-9 ka BP (Shakun et al., 2012), mais le processus de déglaciation continue encore dans la première partie de l'Holocène ou Holocène inférieur (11,7-8,2 ka BP ; Walker et al., 2012). L'inlandsis fennoscandien disparaît entre 9,5 et 9 ka BP (Stroeven et al., 2016), à l'exception de quelques calottes reliques dans les îles de Novaïa Zemlya en Sibérie (Schmidt et al., 2013), mais l'inlandsis laurentien disparaît définitivement plus tardivement, vers 6-5 ka BP (Gowan et al., 2016). Il est important de noter que l'un des derniers événements majeurs post-glaciaires est survenu autour de 8,2 ka BP. Il s'agit de la rupture de barrages glaciaires qui assuraient la jonction entre les parties québécoise et keewatine de l'inlandsis laurentien, entraînant une vidange massive du lac Agassiz dans l'Océan Arctique à raison d'un volume équivalent à une hausse de 2 m du niveau marin (Li et al., 2012). Le refroidissement climatique consécutif à cet événement est estimé à 0,5 °C à l'échelle de l'hémisphère nord (Shakun et al., 2012) et à 4°C au Groenland (GISP2 ; Alley et al., 1996).

8. Variabilité climatique des derniers 45 000 ans à l'échelle de l'Afrique et de l'Océan Atlantique intertropical

La question des changements climatique passés et de leurs impacts dans la bande intertropicale est complexe en comparaison avec la dynamique climatique plus généralement discutée dans les hautes latitudes. En effet, les hautes latitudes ont connu des changements considérables au cours du dernier cycle climatique : i) le passage d'un climat glaciaire/périglaciaire à un climat interglaciaire tempéré, ii) des amplitudes thermiques maximales de près de 10°C (Shakun et Carlson, 2010; Schmittner et al., 2011), voire 20°C au Groenland (Alley et al., 1996). Les latitudes tropicales ont, quant à elles, subi des changements de température excédant rarement 2°C (Shakun et Carlson, 2010 ; Schmittner et al., 2011) du fait notamment des faibles variations d'insolation à ces latitudes (Berger et Loutre, 1991). La question des changements paléoenvironnementaux et des forçages associés dans la zone intertropicale au cours du dernier cycle climatique va donc porter sur d'autres paramètres que la température, tels que les régimes de mousson et leurs implications en termes de paléoproduktivité océanique.

8.1. Variabilité de la mousson africaine

Le principal facteur influant sur la dynamique atmosphérique de la bande intertropicale consiste en la migration latitudinale de la ceinture des pluies (ou « *Tropical Rainbelt* » ou TR) face à la variabilité climatique orbitale et infra-orbitale. Ces mouvements de fronts atmosphériques ont fait l'objet de reconstructions paléoclimatiques (Arbuszewski et al., 2013 ; McGee et al., 2014) dans le but, notamment, d'expliquer les régimes paléohydrologiques observés dans les études paléoenvironnementales en Afrique.

Les exercices de modélisation pour des extrêmes climatiques tels que le DMG et l'Optimum Climatique Holocène (OCH), aussi appelé « *African Humid Period* » dans le cas plus spécifique des études portant sur l'Afrique (deMenocal et al., 2000), mettent en évidence des variations latitudinales de la TR de l'ordre 5-7° au nord (Figure 28b, OCH) ou au sud (Figure 28c, DMG) de sa position actuelle. Des changements significatifs dans les précipitations ne sont pas observés au niveau de l'équateur (Figure 28), l'amplitude entre les différentes configurations n'excédant pas 5 %, tandis qu'ils sont nettement plus considérables dans les régions périphériques. Plus particulièrement, dans le Sahel, les précipitations chutent de près de 20 % à 21 ka BP par rapport à l'Actuel (Figure 28c), tandis qu'à 6 ka BP cette région enregistre une forte augmentation des précipitations, quadruplée par rapport aux valeurs actuelles (Figure 28b). Ainsi, dans les modèles de McGee et al. (2014), les anomalies pluviométriques induites par une migration de la TR affectent toutes les régions sur 15° de latitude de part et d'autre de la TR, mais les anomalies maximales s'observent vers 5-6° de distance par rapport à sa position moyenne (McGee et al., 2014). Dans l'hémisphère sud, le même phénomène est observé : un climat plus humide qu'à l'actuel sur l'Afrique du Sud durant le DMG à la suite d'une migration vers le sud du front de mousson (Figure 28c), tandis qu'à l'inverse, à 6 ka BP, cette région apparaît plus aride qu'aujourd'hui (Figure 28b).

L'indice de Martonne (voir 2.1.3.2) fournit des informations supplémentaires (Figure 28e). Tout d'abord, bien que l'équateur africain montre un déficit pluviométrique à 21 ka BP (Figure 28c), l'indice de Martonne met en évidence des conditions équatoriales plus prononcées et plus étendues entre 4° N et 11°S, par rapport à 2°N-2°S aujourd'hui (Figure 28e). De plus, le passage entre les différents seuils hygrométriques proposés par Martonne se décale de 1° vers le sud à 21 ka BP tandis qu'il se décale de 3° environ vers le nord à 6 ka BP (Figure 28e). Il est intéressant de noter que seules les régions où les précipitations augmentent

sont caractérisées par ce décalage des seuils, tandis que les régions où les précipitations diminuent ne sont pas caractérisées par des changements de l'indice d'aridité. Cependant, cette observation est propre au calcul de l'indice de Martonne qui reste stable dans le cas où les températures et les précipitations baissent de manière synchrone.

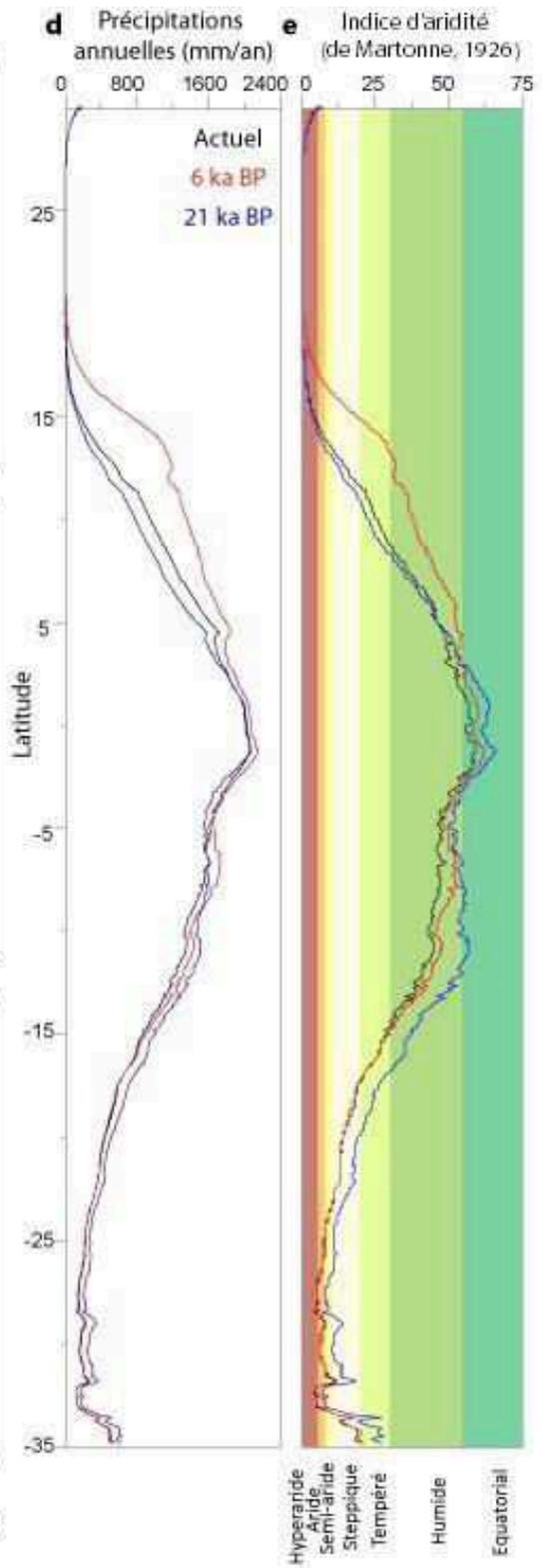
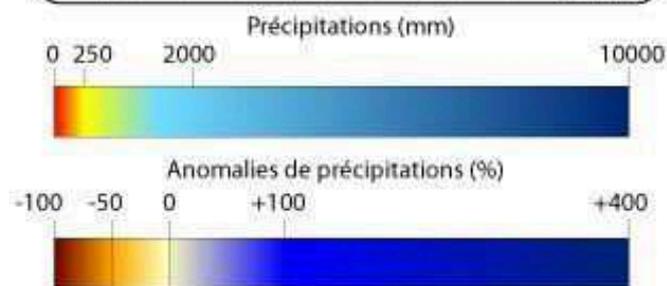
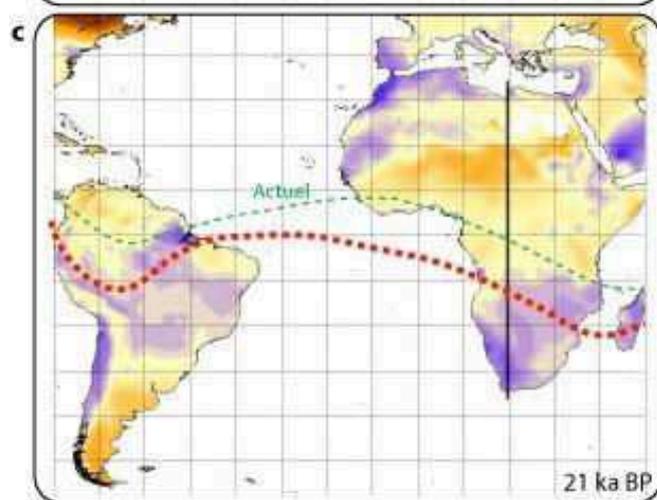
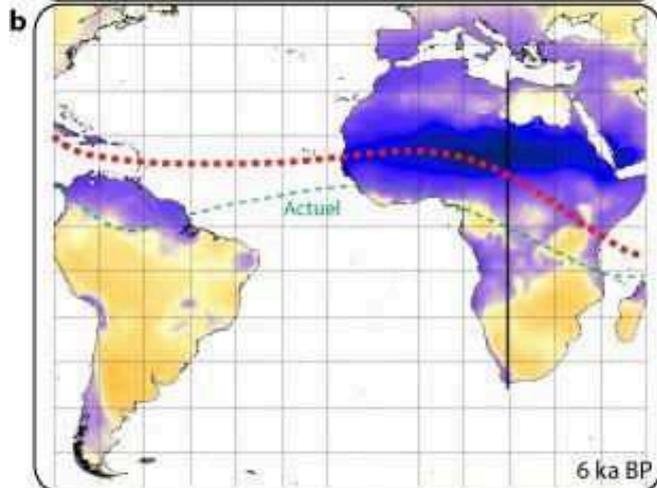
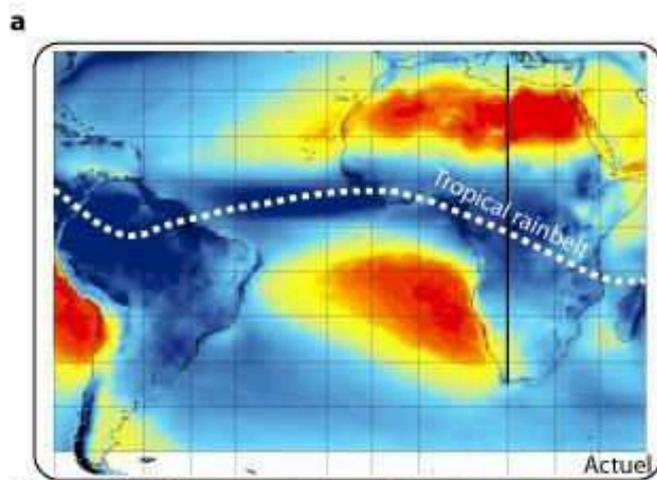


Figure 28 Evolution de la migration de la ceinture de pluies au cours de trois périodes de référence. **a)** Précipitations actuelles moyennes (mm/an ; données TRMM 1998-2014) avec la position moyenne annuelle de la ceinture de pluies (Tropical Rainbelt) en blanc tireté. **b)** Anomalies de précipitations (%) à 6 ka BP selon la moyenne des simulations effectuées par Hijmans et al. (2005). Position actuelle de la ceinture de pluies en vert et position hypothétique en rouge selon Arbuszewski et al. (2013) et McGee et al. (2014). **c)** Anomalies de précipitations (%) à 21 ka BP selon la moyenne des simulations effectuées par Hijmans et al. (2005). Position actuelle de la ceinture de pluies en vert et position hypothétique en rouge selon Arbuszewski et al. (2013) et McGee et al. (2014). **d)** Transect latitudinal des précipitations moyennes annuelles à 20° est (trait noir en a), b) et c) selon les 3 cas de figure présentés. **e)** Indice d'aridité (de Martonne, 1926) calculé pour les 3 périodes présentées. La grille de coordonnées géographiques a une maille de 10°.

8.1.1. Impact des cycles orbitaux

Bien que l'insolation varie peu dans les basses latitudes, les variations de l'obliquité et de la précession des équinoxes ont une influence significative sur les régimes d'humidité équatoriaux (Tuenter et al., 2003). Les latitudes tropicales, quant à elles, sont soumises aux oscillations glaciaires/interglaciaires. (deMenocal et al., 1993). Ceci se traduit notamment dans ces régions par des changements en termes de gradient thermique (Bosmans et al., 2015), permettant probablement à la TR d'augmenter ou de réduire son amplitude pluviométrique saisonnière. Aussi, la précession a un rôle majeur dans les basses latitudes en fonction de la configuration orbitale. En effet, le fait qu'un hémisphère soit au périhélie pendant l'été, i.e. durant les minima (/maxima) de précession pour l'hémisphère nord (/sud) (Berger et Loutre, 1991), influe directement sur la température et l'humidité qui gagnent en intensité (Merlis et al., 2012). Enfin, la combinaison obliquité/précession joue également un rôle important (Tuenter et al., 2003). Ainsi, l'impact climatique lié à la précession va être accentué ou atténué par l'obliquité. Dans le cas de l'Afrique, un maximum d'intensité du régime des moussons est caractérisé par une association « minimum de précession - maximum d'obliquité » (Tuenter et al., 2003; Caley et al., 2011), comme cela a été le cas notamment durant l'Holocène moyen (Berger et Loutre, 1991). A l'inverse, une combinaison de type « maximum de précession - minimum d'obliquité » correspond à une phase climatique tropicale aride, comme ce fut le cas entre 27 et 17 ka BP dans notre zone d'étude (Bonnefille et Chalié, 2000; Anhuf et al., 2006; Weldeab et al., 2007). Enfin, une combinaison orbitale de type « minimum d'obliquité - minimum de précession » correspond dans les tropiques à un régime de mousson intermédiaire par rapport aux deux configurations discutées précédemment, comme ce fut le cas à la fin du MIS 3, entre 40 et 27 ka BP.

8.1.2. Impact des oscillations climatiques infra-orbitales

Compte tenu de la très forte dépendance de la TR vis-à-vis du gradient thermique océanique trans-équatorial, les événements climatiques rapides ayant affecté la circulation thermohaline, essentiellement durant le MIS3 et la dernière déglaciation, ont également eu un impact sur l'intensité de la mousson africaine. Les enregistrements sédimentaires dans le Bassin de Cariaco au large du Venezuela (González et al., 2008; Schneider et al., 2014), ainsi que les signaux isotopiques (Arbuszewski et al., 2013) et Baryum / Calcium (Weldeab et al., 2007) enregistrés dans les sédiments atlantiques, mettent en évidence une migration systématique vers le sud de la TR en réponse au ralentissement de l'AMOC durant les stadias et notamment les événements d'Heinrich (Chiang et al., 2008; Schmidt et Spero, 2011). Cette migration est d'une amplitude 1 à 2° supérieure à sa position moyenne atteinte durant le DMG (McGee et al., 2014). A l'inverse, durant les interstades, les reconstructions climatiques semblent indiquer une migration vers le nord de la TR atteignant alors des latitudes relativement similaires à sa position moyenne actuelle (Schneider et al., 2014). Il convient toutefois de noter que les reconstructions paléoenvironnementales issues du Bassin de Cariaco font partie des rares reconstructions de ce secteur géographique à disposer d'une résolution temporelle suffisante pour détecter clairement les contrastes entre stadias et interstadias. Sur la marge africaine et dans les latitudes tropicales, les études paléoenvironnementales ne permettent pas d'aborder cette problématique compte tenu des résolutions temporelles moyennes de l'ordre de plusieurs siècles à plusieurs milliers d'années pour le MIS3.

Enfin, la mousson est également sujette à des oscillations sur des échelles de temps beaucoup plus courtes, i.e. quelques décennies, notamment en lien avec les oscillations multidécales de l'Océan Atlantique (AMO; Zhang et Delworth, 2006; Wang et Gillies, 2011) qui influent sur la puissance des courants jet AEJ et TEJ (Nicholson, 2009). Ceci conduit à un affaiblissement et à une légère migration de la zone de mousson vers le sud en cas d'AMO négative, ce qui explique en partie l'origine de la sécheresse du Sahel intervenue au cours des années 1980 et 1990. La configuration atmosphérique durant les phases AMO+ est à l'inverse favorable à des conditions plus humides.

8.2. Régimes de paléoproduktivité primaire

La quantité de carbone organique total (TOC) et de silice biogène sous forme opale (BiSiO_2) est communément utilisée comme proxy de la paléoproduktivité primaire (paléo PP) dans la bande intertropicale (Figure 29).

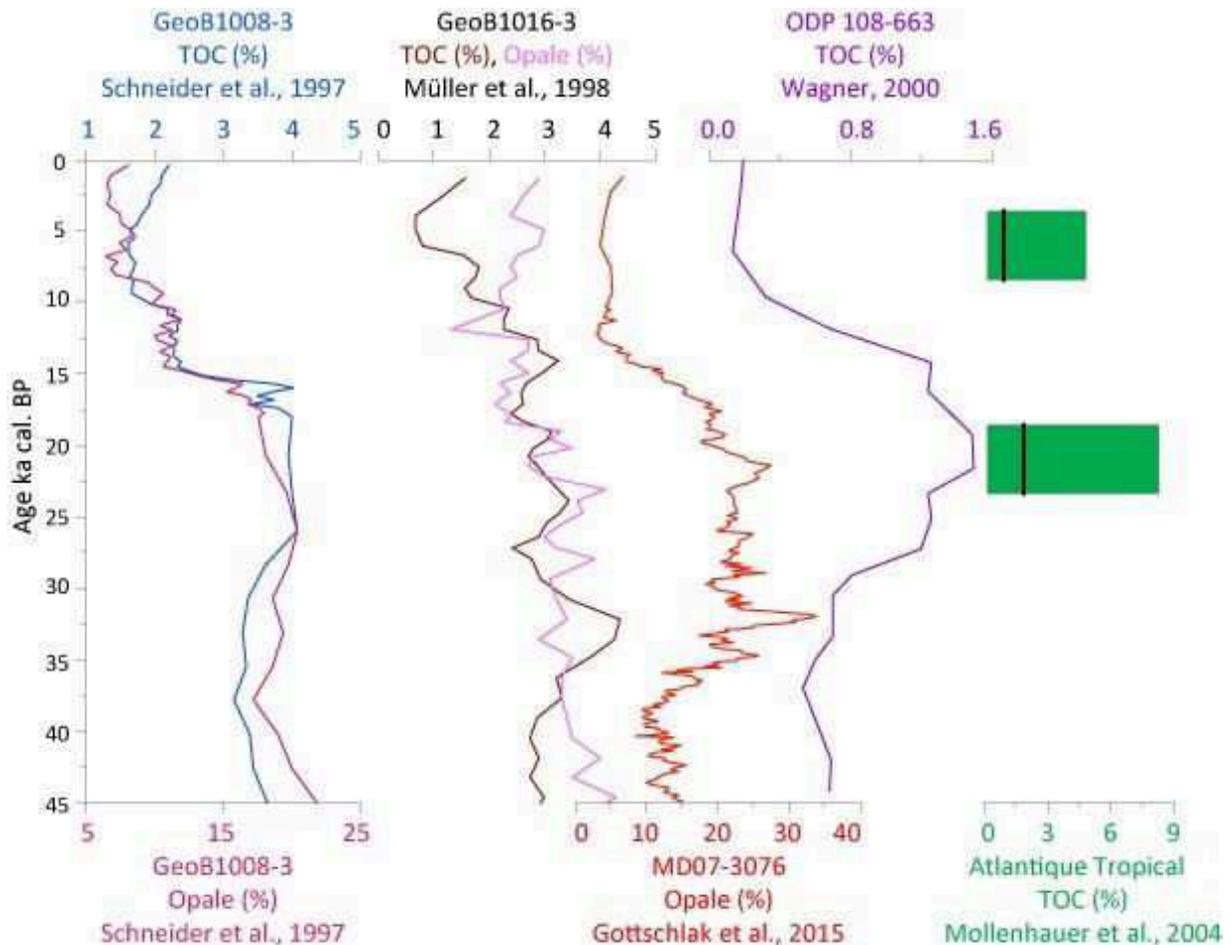


Figure 29 Reconstitutions de la paléoproduktivité au travers du Carbone Organique Total (TOC, %) et de la concentration en silice biogène (Opale, %) au cours des derniers 45 000 ans dans l'Océan Atlantique tropical. L'histogramme vert représente le TOC de 60 carottes réparties dans l'Océan Atlantique tropical. Les traits noirs représentent le TOC moyen. Les barres vertes représentent les valeurs minimales et maximales reconstruites au cours de l'Holocène, entre 8 et 4 ka BP, ainsi que durant le DMG, entre 23 et 19 ka BP.

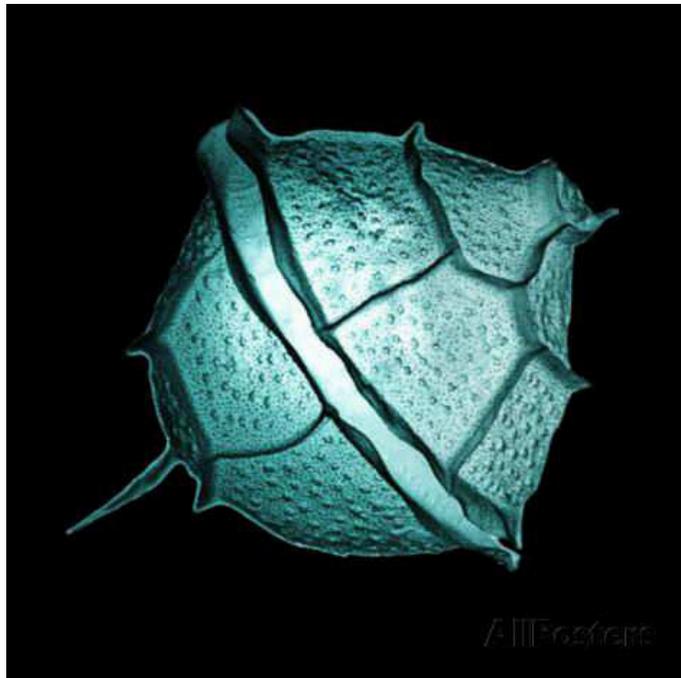
Ces outils mettent en exergue des changements importants au cours de la dernière période glaciaire, et notamment une paléo-PP bien plus élevée qu'aujourd'hui (Figure 29), en contraste avec l'Holocène qui se caractérise, à l'instar de toutes les autres périodes

interglaciaires (Wagner, 2000), par une faible PP. La Terminaison I, autour de 15 ka BP, correspond à la transition majeure observée dans les reconstructions de PP (Figure 29). Etant donné que la PP dépend en partie de l'énergie solaire incidente qui favorise la photosynthèse, les variations de l'insolation semblent représenter un premier facteur de contrôle évident sur la PP au cours du dernier cycle climatique. Or, compte tenu : i) de la faible amplitude des changements d'insolation dans les tropiques (Berger et Loutre, 1991; Barber, 1992), et ii) des plus faibles valeurs d'insolation durant la période glaciaire, l'énergie solaire incidente ne semble pas expliquer les régimes passés de paléo-PP.

Comme décrit précédemment pour la période moderne (cf. 4.2), la quantité de nutriments disponibles constitue un facteur de contrôle majeur sur la PP (Barber, 1992). La majorité des auteurs attribuent ainsi l'intensification de la paléo-PP durant la dernière période glaciaire à l'intensification des cellules d'upwelling, consécutivement au renforcement de la circulation atmosphérique et notamment des alizés (Hooghiemstra et al., 1987; Marret et Turon, 1994). De plus, des vents plus forts en période glaciaire impliquent une augmentation des apports éoliens vers l'océan (Bleil et al., 1988; Frihmat et al., 2015), qui plus est à partir de continents dont la végétation est plus clairsemée (Dupont et al., 1998; Anhuf et al., 2006), et donc une augmentation de la fertilisation océanique. Cette configuration est souvent décrite comme un état moyen relatif à l'ensemble de la période glaciaire compte tenu des résolutions temporelles des études paléoenvironnementales discutant les précédents cycles glaciaires-interglaciaires. L'impact des oscillations climatiques rapides (i.e. DO, HEs) étant ainsi souvent difficile à déceler. Cependant, certaines études mettent en évidence une accentuation de la puissance des alizés lors des HEs et du YD (Frihmat et al., 2015; Penaud et al., 2010, 2011, 2016). Enfin, il est important de noter que bien que les décharges fluviales, et notamment les apports détritiques terrigènes, puissent intuitivement favoriser la PP (da Cunha and Buitenhuis, 2013a; Materia et al., 2012; Cloern et al., 2014), l'intensification des décharges fluviales durant les périodes chaudes telles que la dernière déglaciation et l'Holocène entraîne une dilution de la matière organique océanique, ce qui se traduit par une baisse de la PP par unité de surface. De plus, les épisodes d'intensification des apports continentaux interviennent souvent pendant des périodes caractérisées par des alizés plus faibles (Barber, 1992), ce qui a pour conséquence une plus grande stratification des eaux de surface et une baisse de la quantité de nutriments disponibles non renouvelés en surface par l'apport des eaux profondes.

CHAPITRE II : MATERIEL ET METHODES

Ce chapitre est consacré à la description du matériel utilisé durant ce travail de thèse, à savoir la description des carottes sédimentaires étudiées (informations géographiques, contextes sédimentaire, stratigraphique et environnemental), ainsi que les différents proxies analysés dont nous décrirons à la fois l'aspect technique relatif aux protocoles expérimentaux et l'interprétation des signaux d'un point de vue paléoenvironnemental.



Dinoflagellé bioluminescent *Pyrodinium bahamense* (Pinterest.com)

Sous-Chapitre IIA : Matériel d'étude

1. Contextes géographique, environnemental et sédimentaire des sites d'étude retenus

1.1. Positionnement géographique

Les sites étudiés au cours de ce travail sont situés autour de l'équateur est-atlantique entre 2,5°N et 6°S (Figure 30 ; Tableau 2), à proximité de l'embouchure du fleuve Congo.

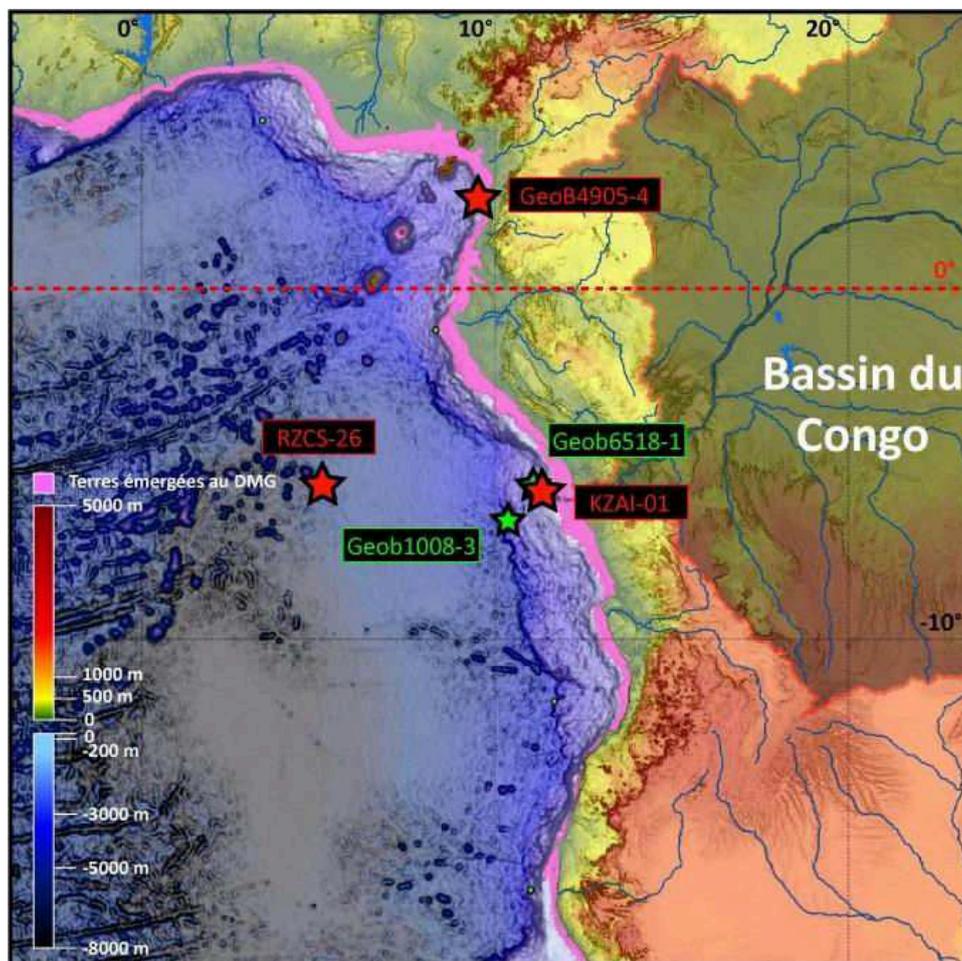


Figure 30 Localisation des carottes étudiées. Les carottes représentées par des étoiles rouges correspondent aux carottes principales de cette thèse, tandis que les carottes représentées par des étoiles vertes correspondent aux carottes citées dans ce chapitre pour l'élaboration des modèles d'âge. Le bassin du Congo est souligné par un ombré gris sur la carte.

Carotte	Mission	Année de prélèvement	Longitude	Latitude	Profondeur (m)	Longueur (m)
KZAI-01	ZAIANGO1	1998	11,23	-5,70	816	10,03
RZCS-26	REPRESAI1	2011	5,12	-5,56	4 972	32,80
Geob4905	Meteor 41/1	1998	9,56	2,5	1 328	12,18

Tableau 2 Informations générales et géographiques des 3 carottes de cette étude.

1.2. Informations d'ordre environnemental

Les trois carottes de cette thèse sont situées à proximité de l'équateur et ont été prélevées dans des conditions environnementales différentes, vis-à-vis notamment des conditions hydrologiques de surface.

Ainsi, les 3 sites permettent de couvrir une gamme de salinité de surface assez large d'environ 7 psu. Le secteur dans lequel se situe la carotte RZCS-26 présente des salinités supérieures à 35 psu (Figure 31), typiques des environnements de gyre océanique. Du fait de leur proximité avec la côte et donc de l'influence des panaches fluviales, les deux autres carottes présentent de plus faibles salinités, de l'ordre de 28 (GeoB4905-4) à 31 psu (KZAI-01).

Les variations des températures annuelles de surface sont relativement faibles sous ces latitudes, avec une amplitude de moins de 3°C enregistrée pour les 3 sites d'étude (Figure 31). Les températures moyennes annuelles atteignent près de 28°C (/25°C) pour la carotte GeoB4905-4 (/KZAI-01). Au regard des 3 sites d'étude, la présence (KZAI-01) ou absence (GeoB4905-4 et RZCS-26) de zones d'upwelling rend compte des contrastes thermiques.

Au niveau de la PP, les contrastes entre les sites d'étude sont plus marqués. Les sites correspondant aux carottes RZCS-26 et GeoB4905-4 apparaissent faiblement productifs en comparaison avec le secteur où se situe la carotte KZAI-01, 3 fois plus productif en raison de l'influence du panache du fleuve Congo ainsi que de l'influence des cellules d'upwelling de type équatorial et fluvial.

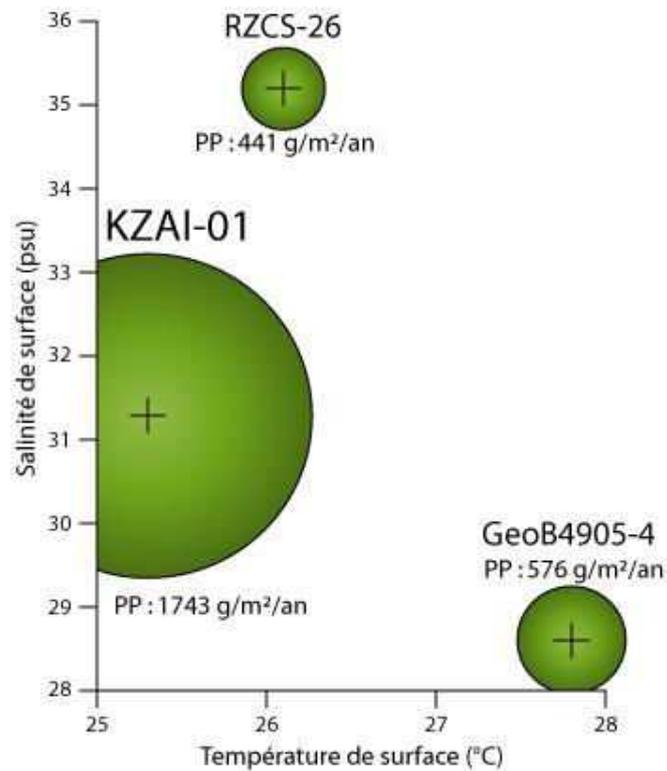


Figure 31 Diagramme température/salinité permettant de représenter les 3 carottes d'étude en fonction des conditions hydrologiques moyennes de surface calculées sur l'intervalle 1955-2012 (croix sur la figure, données World Ocean Atlas 2013). La taille des cercles verts est, quant à elle, proportionnelle à la productivité primaire (PP) annuelle (données 1997-2016, SeaWiifs-Modis, ratio 10 g/m²/an pour 1 pixel de diamètre).

1.3. Contexte sédimentaire

1.3.1. Carotte KZAI-01

La carotte KZAI-01 a été prélevée à 816 m de profondeur, sur la pente continentale, près du canyon sous-marin du Congo (Figure 32a). La séquence présente une sédimentation continue quasi homogène à base d'argiles hémipélagiques, avec quelques traces de bioturbation (Figure 32b). De plus, la présence de pyrite a été observée tout du long de la séquence sédimentaire, ce qui suggère la pérennité d'un environnement pauvre en oxygène, favorable à la préservation de la matière organique.

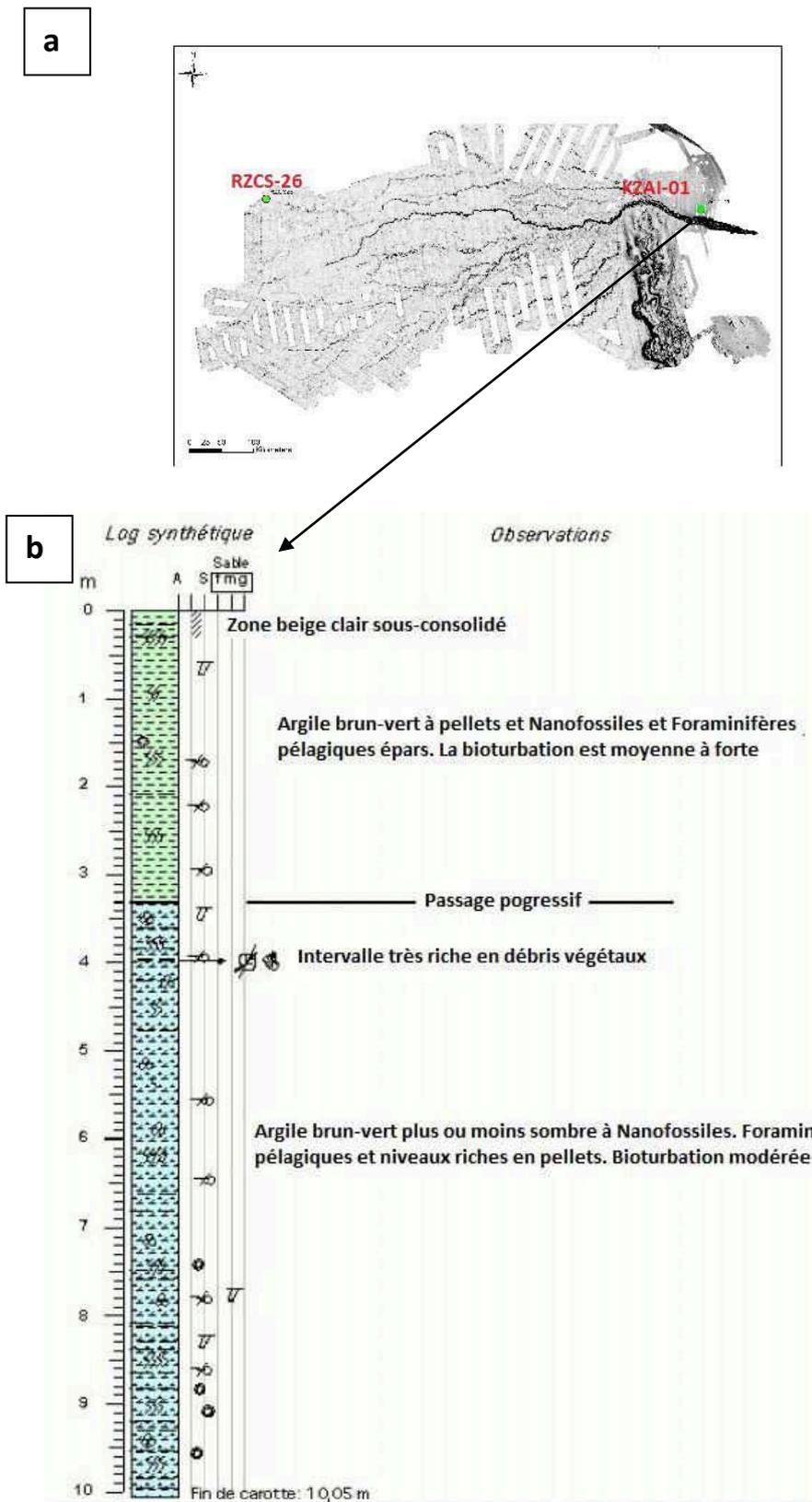


Figure 32 a) Carte de l'éventail turbiditique profond du Congo obtenue au cours de la campagne ZAIANGO1 (d'après Picot, 2015; Picot et al., 2016). Localisation des carottes KZAI-01 et RZCS-26. b) Log synthétique de la carotte KZAI-01 extrait du rapport de mission de la campagne ZAIANGO1 (Savoie, 1998).

1.3.2. Carotte GeoB4905-4

Cette carotte a été prélevée sur la pente continentale, au large du fleuve Sanaga, dans une zone de dépôts hémipélagiques. Le log synthétique de cette carotte montre une séquence argileuse homogène sans bioturbation significative (Figure 33).

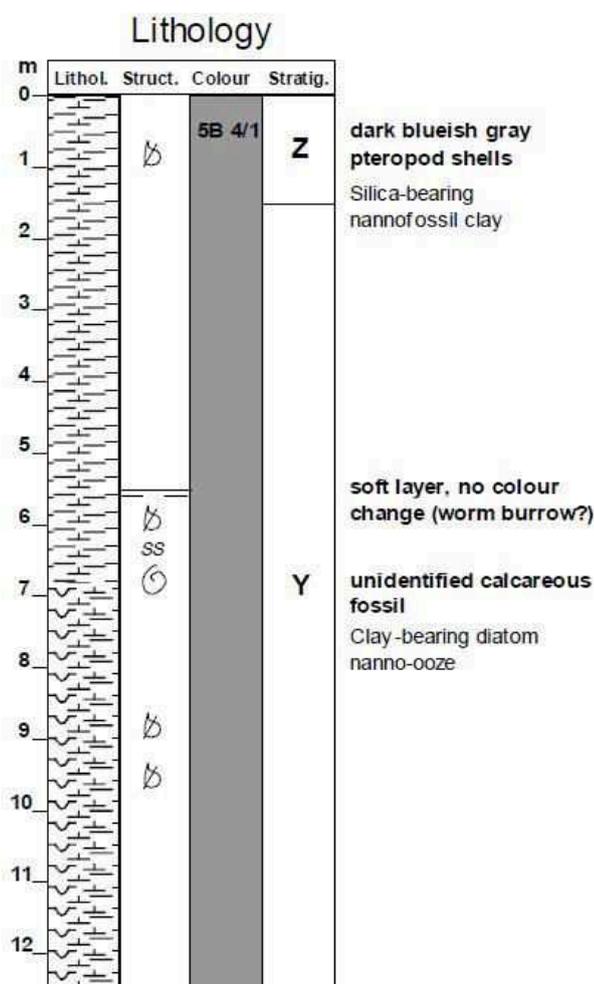


Figure 33 Log synthétique de la carotte GeoB4905-4 extrait du rapport de mission de la campagne Meteor M41/1 (Schulz et al., 1999).

1.3.1. Carotte RZCS-26

Cette carotte a été prélevée au niveau de la plaine abyssale de l'Océan Atlantique, à la périphérie de l'éventail turbiditique profond du Congo (cf. Figure 32a). Elle est caractérisée par une sédimentation hétérogène : de type hémipélagique sur les 13 m supérieurs ainsi qu'entre 15 et 20 m (Figure 34), et de type turbiditique avec des dépôts argilo-silto-sableux sur le reste de la carotte.

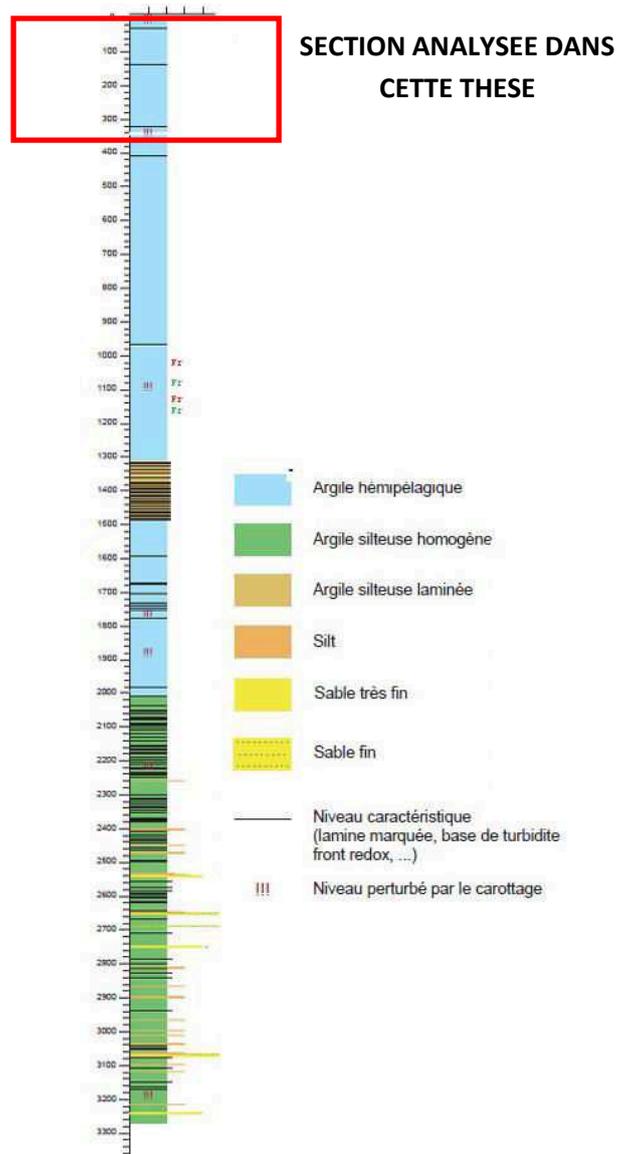


Figure 34 Log synthétique de la carotte RZCS-26 extrait du rapport de mission de la campagne REPRESAÏ 1 (Marsset et Droz, 2010). Seuls les trois mètres supérieurs de cette carotte ont été échantillonnés dans le cadre de ce travail (cadre rouge).

2. Chronostratigraphie des sites d'étude

2.1. Généralités

L'établissement du modèle d'âge des carottes étudiées a nécessité le croisement de plusieurs proxies.

i) Le premier outil, communément utilisé dans les études portant sur la fin de la dernière période glaciaire et l'Holocène, est la datation radiocarbone (^{14}C). Cet isotope radioactif est notamment présent dans le test des organismes vivants marins carbonatés zooplanctoniques (foraminifères) et son taux décroît à la mort de l'individu suivant une désintégration qui suit une loi exponentielle et une demi-vie de 5 568 ans (Stuiver et Reimer, 1993). Théoriquement, il est possible de dater jusqu'à 10 fois la demi-vie d'un isotope radioactif mais, dans la pratique, l'erreur sur la datation est de plus en plus grande (plusieurs siècles à milliers d'années) à partir de 30 000 - 40 000 ans, ce qui constitue la limite atteignable par cet outil stratigraphique. De plus, la concentration en ^{14}C dans l'atmosphère n'est pas stable. Elle varie au cours du temps en fonction de l'activité du rayonnement cosmique (dont le rayonnement solaire), ce qui nécessite de calibrer les âges bruts radiocarbone afin de rendre compte des âges calendaires qui seront systématiquement exprimés dans ce travail en Before Present (BP, i.e. avant 1950). Le principal logiciel de calibration utilisé dans ce travail est CALIB 7.1 en considérant un âge réservoir de 400 ans (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer, 2013). En effet, sans contrainte de l'âge réservoir au niveau de notre zone d'étude, cet âge réservoir moyen océanique de 400 ans a été appliqué par défaut pour l'ensemble des datations acquises dans ce travail.

ii) En cas d'absence de matériel carbonaté dans les sédiments et/ou lorsque les sédiments sont trop anciens pour pouvoir être datés grâce à l'outil ^{14}C , il est possible d'établir des corrélations stratigraphiques entre signaux en se basant sur une séquence possédant un modèle d'âge robuste. Cette séquence de référence peut consister en une carotte de glace (signaux $\delta^{18}\text{O}$ ou δD) ou en une autre carotte sédimentaire voisine. Si la corrélation de signaux isotopiques acquis sur foraminifères est la méthode la plus courante, il est aussi possible d'effectuer des corrélations entre éléments chimiques comme c'est le cas pour les analyses semi-quantitatives des éléments majeurs obtenues à partir de données XRF.

2.2. Carotte KZAI-01

2.2.1. Modèle d'âge original

Le premier modèle d'âge de la carotte KZAI-01 (Bayon et al., 2012) est basé sur un ensemble de pointeurs radiocarbones (7 dates) et stratigraphiques par corrélation (2 pointeurs).

Dans le détail, 7 datations ^{14}C ont été réalisées sur foraminifères planctoniques. En raison des très faibles concentrations en foraminifères et en carbonates au sens large dans la carotte, la moitié supérieure de la carotte étant quasiment stérile en foraminifères, ces dates ont été acquises sur des foraminifères non monospécifiques, ainsi que sur du matériel carbonaté non différencié (Tableau 3). Dix dates ^{14}C supplémentaires ont été réalisées sur de la matière organique mais ne sont pas intégrées au modèle d'âge (Tableau 3). En effet, dans un contexte d'apports terrigènes importants, en raison du fleuve Congo, le mélange entre de la « matière organique marine » de nature planctonique essentiellement (^{14}C incorporant l'âge réservoir de la masse d'eau où l'organisme a vécu) et de la « matière organique terrestre » apportée par l'érosion continentale (pas d'âge réservoir car les organismes terrestres sont directement en équilibre avec l'atmosphère) constitue un potentiel risque sur la calibration des dates radiocarbones obtenues. Ces dates ont néanmoins été utilisées dans l'étude comme contraintes « subjectives » de la robustesse du modèle d'âge.

Les 2 pointeurs stratigraphiques sélectionnés pour le modèle d'âge de la carotte KZAI-01 ont été obtenus par rapprochement des données géochimiques semi-quantitatives de cette séquence (XRF Core-scanner) avec celles obtenues sur une carotte voisine distante de 15 km de la carotte KZAI-01, la carotte GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005). Les âges 11 200 ans et 15 444 ans ont ainsi été retenus pour la contrainte stratigraphique de la carotte KZAI-01 aux cotes 322 et 444 cm, respectivement (Bayon et al., 2012).

Label	Matériel	Profondeur (cm)	Age BP	Erreur	Age calibré	Erreur 1 σ
UtC-9311	Carbonates	10	2 172	39	1 767	57
UtC-9312	Carbonates	190	8 710	60	9 385	64
Poz-20108	Foram. planctoniques	356	10 930	50	12 457	77
Poz-20109	Foram. planctoniques	456	13 950	70	16 723	96
Poz-20110	Foram. planctoniques	585	23 020	130	27 302	290
UtC-9314	Carbonates	678	28 240	280	31 995	459
UtC-9315	Carbonates	851	31 800	400	35 827	472

Label	Matériel	Profondeur (cm)	Age BP	Erreur	Age calibré	Intervalle 2 σ
Poz-40293	Matière org.	13	1 610	30	1 352	36
Poz-40295	Matière org.	18	2 310	30	2 188	70
Poz-40296	Matière org.	26	2 545	30	2 432	78
Poz-40297	Matière org.	37	3 210	30	3 292	40
Poz-40298	Matière org.	51	3 770	30	3 947	61
Poz-40299	Matière org.	70	4 435	35	4 859	35
Poz-40300	Matière org.	122	5 970	40	6 628	73
Poz-40301	Matière org.	196	8 080	40	8 809	106
Poz-40302	Matière org.	269	9 790	50	11 100	206
Poz-40389	Matière org.	305	10 400	50	12 050	92

Tableau 3 Dates ^{14}C initialement acquises sur la carotte (Bayon et al., 2012). Le tableau bleu regroupe les datations ^{14}C effectuées sur le matériel carbonaté (Foram. pour Foraminifères) et le tableau noir regroupe les datations ^{14}C effectuées sur la matière organique. Le code Poz-xxxxx (/UtC-xxxx) correspond aux dates obtenues dans le Laboratoire Radiocarbon de Poznań en Pologne (/Laboratoire d'Utrecht en Hollande).

2.2.2. Mise à jour du modèle d'âge

La mise à jour du modèle d'âge de la carotte KZAI-01 (Hardy et al., 2016) a tout d'abord nécessité de re-calibrer les dates avec la dernière version du logiciel CALIB 7.1 sur la carotte KZAI-01 mais également sur la carotte GeoB6518-1 qui servait de carotte de référence dans la zone d'étude (Bayon et al., 2012). Les écarts entre âges calendaires issus de CALIB 5.0 et de CALIB 7.1 sont assez faibles (quelques décennies) pour les dates les plus récentes et plus larges (quelque siècles) pour les dates supérieures à 15 000 ans (Tableaux 3 et 4). De plus, 3 nouvelles datations sur bivalves et foraminifères planctoniques ont été ajoutées à 372, 522 et 622 cm (Tableau 4) dans le but de renforcer la stratigraphie de la carotte KZAI-01.

De plus, 3 nouveaux pointeurs stratigraphiques basés sur la comparaison entre le rapport XRF Titane-Calcium (Ti/Ca) des deux carottes (KZAI-01 et GeoB6518-1 ; Tableau 4 ; Figure 35) ont été ajoutés. Les 2 anciens pointeurs de l'étude de Bayon et al. (2012) ont été conservés (cf. partie 2.2.1) mais modifiés en âge en raison de la nouvelle calibration des datations brutes de la carotte GeoB6518-1. Certains nouveaux pointeurs stratigraphiques corrélés avec la carotte GeoB6518-1 entrent en conflit avec des datations ^{14}C . A 190 cm, l'âge ^{14}C acquis est plus ancien d'environ 50 ans que l'âge donné par le pointeur stratigraphique à 265 cm. Aussi, dans la mesure où le modèle d'âge de la carotte GeoB6518-1 est plus robuste que celui de la carotte KZAI-01, et notamment du fait de son élaboration à partir de foraminifères planctoniques monospécifiques (Schefuß et al., 2005), la datation ^{14}C à 190 cm calculée à partir de débris carbonatés indifférenciés a été rejetée pour le modèle d'âge final. Enfin, la date acquise à 372 cm a été également exclue car son âge calibré est considéré trop ancien au regard de l'ensemble des pointeurs acquis pour l'établissement du modèle d'âge (Figure 35). De plus, ce pointeur générerait un artefact dans les taux de sédimentation avec des valeurs reconstruites dépassant 120 cm/ka tandis que les taux de sédimentation moyens dans l'intervalle donné par les autres dates sont de l'ordre de 20 à 50 cm/ka (Figure 35).

Le modèle d'âge final a ainsi été établi par interpolation linéaire entre les 13 pointeurs retenus (8 dates ^{14}C et 5 pointeurs stratigraphiques ; Figure 35) et par extrapolation linéaire pour les base/top de la carotte. Pour le top, nous avons considéré la tendance entre les deux derniers pointeurs (10 et 256 cm), donnant un âge sommital de 1 435 ans cal BP. Pour la base comprise entre 962 et 1005 cm, nous avons appliqué une extrapolation linéaire à partir de la tendance calculée entre les 3 premiers pointeurs, donnant un âge basal de 43 810 ans cal BP.

Label	Matériel	Profondeur (cm)	Age BP	Erreur	Age calibré	Erreur 2σ
UtC-9311	Carbonates	10	2 172	39	1 735	82
<i>UtC-9312</i>	<i>Carbonates</i>	<i>190</i>	<i>8 710</i>	<i>60</i>	<i>9 369</i>	<i>131</i>
Poz-20108	Foram. planctoniques	356	10 930	50	12 444	175
Poz-73781	Bivalve	372	13 450	70	15 598	276
Poz-20109	Foram. planctoniques	456	13 950	70	16 328	251
Poz-73782	<i>Bolivina Spathulata</i>	522	20 800	140	24 575	446
Poz-20110	Foram. planctoniques	585	23 020	130	27 232	689
Poz-73783	Bivalve	622	24 870	200	28 454	447
UtC-9314	Carbonates	678	28 240	280	31 812	668
UtC-9315	Carbonates	851	31 800	400	35 274	405
Carotte référence	Type de signal	Profondeur (cm)	Âge estimé	Marge d'erreur 2σ		
GeoB6518-1	XRF Ti/Ca	265	9 322	188		
GeoB6518-1	XRF Ti/Ca	322	11 370	308		
GeoB6518-1	XRF Ti/Ca	444	15 821	369		
GeoB6518-1	XRF Ti/Ca	915	38 858	964		
GeoB6518-1	XRF Ti/Ca	962	41 354	1667		

Tableau 4 Inventaire des dates composant le nouveau modèle d'âge de la carotte KZAI-01. Le tableau bleu regroupe les datations ^{14}C faites sur des carbonates. Les dates en rouge sont les nouvelles datations acquises/ajoutées au cours de cette thèse tandis que les dates en italique (190 et 372 cm) correspondent aux dates rejetées. Le code Poz-xxxxx (/UtC-xxxx) correspond aux dates obtenues dans le Laboratoire Radiocarbon de Poznań en Pologne (/Laboratoire d'Utrecht en Hollande). Le tableau vert regroupe les dates obtenues par corrélation entre signaux XRF Ti-Ca des carottes KZAI-01 et GeoB6518-1. La valeur 2σ reflète la marge d'erreur radiocarbone du modèle d'âge de la carotte GeoB6518-1.

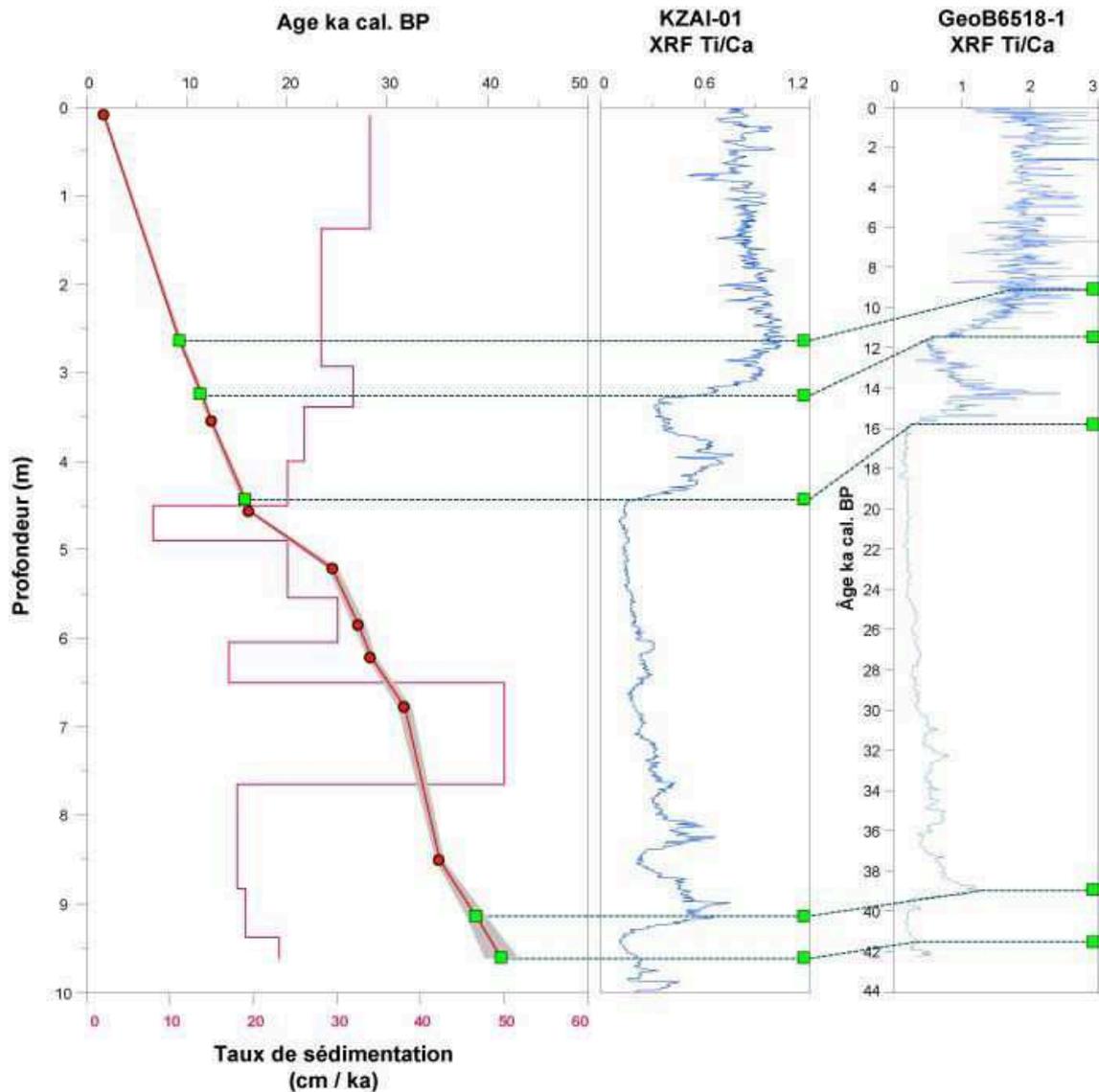


Figure 35 Nouveau modèle d'âge de la carotte KZAI-01 établi par régression linéaire entre les différents pointeurs. Les points rouges représentent les 8 datations ^{14}C calibrées retenues (Tableau 3), tandis que les carrés verts représentent les pointeurs stratigraphiques obtenus à partir de la corrélation entre le signal Ti/Ca XRF de la carotte KZAI-01 et celui de la carotte GeoB6518-1 (cf. courbes bleues). La zone grisée représente la marge d'erreur 2σ donnée par CALIB 7. L'histogramme pourpre correspond aux taux de sédimentation (cm/ka) calculés à partir du modèle d'âge ainsi établi (Hardy et al., 2016).

Pour la base de la carotte, nous avons également contrôlé la pertinence de notre estimation par extrapolation en comparant les signaux d'analyses quantitatives de l'Aluminium et du Potassium de la carotte, et notamment le ratio K/Al, entre la carotte KZAI-01 (Bayon et al., 2012) et une autre carotte voisine, la carotte GeoB1008-3 (Figures 30 et 36; Schneider et al.,

1997). Les signaux montrent des tendances très proches. De plus, le signal des 2 carottes montre un creux important vers 40 ka BP (Figure 36) et ce contrôle met en évidence que l'âge de la base de la carotte KZAI-01 ne peut pas excéder 50 ka BP.

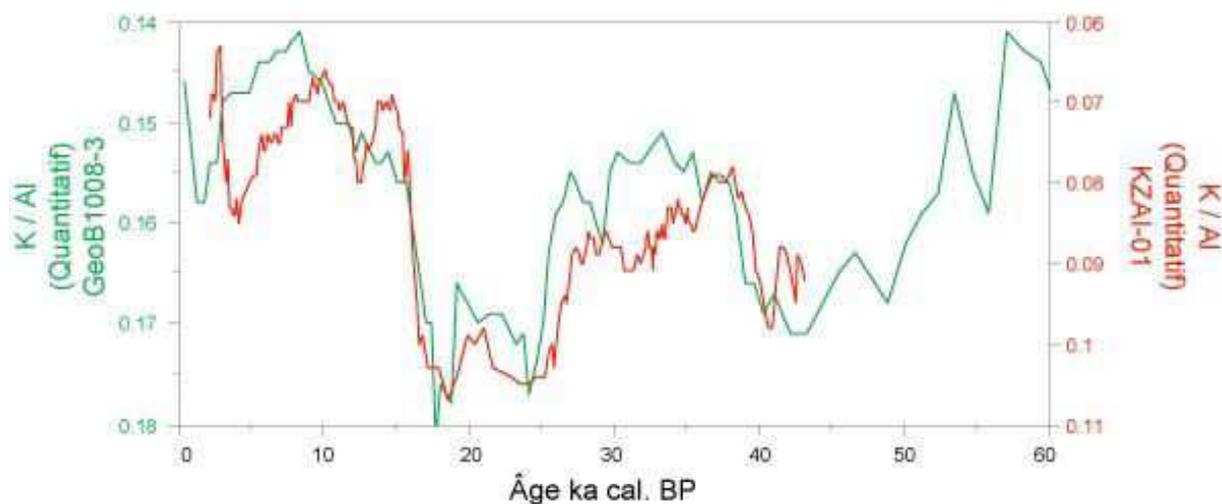


Figure 36 Comparaison des analyses quantitatives du ratio K/Al sur les carottes GeoB1008-3 (vert ; Schneider et al., 1997) et KZAI-01 (rouge ; Bayon et al., 2012), exprimées en ka cal BP.

Il n'est cependant pas possible d'ajouter un pointeur stratigraphique à partir de la carotte GeoB1008-3. En effet, son modèle d'âge est basé sur une corrélation avec SPECMAP (Imbrie et al., 1984; Schneider et al., 1997), ce qui induit des décalages temporels bien visibles entre les deux signaux K/Al (Figure 36). Cependant, il sera possible de proposer un nouveau modèle d'âge pour la carotte GeoB1008-3 dans la mesure où des données dinokystes sont disponibles sur cette carotte et seront exploitées dans le cadre de la synthèse finale de ce manuscrit (cf. synthèse dans le Chapitre IV). L'utilisation de différents signaux quantitatifs et semi-quantitatifs est motivée par le fait que chaque carotte ne dispose pas du même jeu de données géochimiques. La carotte GeoB1008-3 ne dispose que des données quantitatives exprimées sous forme de ratios. La carotte GeoB6518-1 ne possède que des données semi-quantitatives de type XRF à partir d'éléments différents de ceux disponibles pour la carotte GeoB1008-3. Enfin, la carotte KZAI-01 dispose des deux jeux de données quantitatifs et semi-quantitatifs.

2.3. Carotte GeoB4905-4

2.3.1. Modèle d'âge original

Le modèle d'âge de la carotte GeoB4905-4 (Adegbe et al., 2003; Syee Weldeab, 2005) reposait initialement sur 14 datations ^{14}C obtenues sur des foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* et sur des foraminifères planctoniques indifférenciés, calibrées avec CALIB 4. A ces dates s'ajoutaient 4 pointeurs stratigraphiques obtenus par corrélation entre les données $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* (Adegbe et al., 2003) et les données glaciologiques $\delta^{18}\text{O}$ GISP2 (Tableau 4; Alley et al., 1996), pour les interstades 3, 7, 13 et 14.

Label	Matériel	Profondeur (cm)	Age BP	Erreur	Age calibré (ka)	Erreur 2σ
KIA-20514	<i>G. ruber</i>	5,5	900	25	509/ 509	43
KIA-23465	<i>G. ruber</i>	38,8	3 080	30	2849/ 2849	91
KIA-20513	<i>G. ruber</i>	73	4 840	35	5145/ 5145	129
KIA-20512	<i>G. ruber</i>	143	7 185	40	7654/ 7654	87
KIA-23466	<i>G. ruber</i>	190,2	8 710	40	9378/ 9378	97
KIA-20510	<i>G. ruber</i>	213	9 885	50	10824/ 10824	213
KIA-19673	<i>G. ruber</i>	258	10 900	60	12452/ 12396	198
KIA-20509	<i>G. ruber</i>	303	12 470	60	13919/ 13919	159
KIA-13717	Foram. planct.	343	13 660	90	15730/ 16112	650
KIA-13716	Foram. planct.	433	16 170	110	19016/ 18998	326
KIA-13715	Foram. planct.	523	18440	150	21469/ 21630	482
KIA-13714	Foram. planct.	638	21180	200	25650/ 24820	552
KIA-13712	Foram. planct.	798	26950	370	31110/ 30983	498
KIA-13711	Foram. planct.	938	35780	1170	39500/ 39952	2362

Carotte référence	Type de signal	Profondeur (cm)	Âge estimé	Événement climatique
GISP2 / NGRIP	$\delta^{18}\text{O}$	723	27740 / 27400	GI 3
GISP2 / NGRIP	$\delta^{18}\text{O}$	868	35060 / 35350	GI 7
GISP2 / NGRIP	$\delta^{18}\text{O}$	1118	46800 / 49800	GI 13
GISP2 / NGRIP	$\delta^{18}\text{O}$	1213	51800 / 54750	GI 14

Tableau 5 Tableau bleu présentant l'inventaire des dates ^{14}C : en noir, calibration initiale CALIB 4 et en rouge, calibration CALIB 7. Tableau vert présentant l'inventaire des pointeurs stratigraphiques ajoutés à partir des données glaciologiques : les pointeurs issus de la corrélation avec GISP2 (/NGRIP-GICC05) sont en bleu (/rouge). « GI » pour « Greenland Interstadial ». Le label KIA-xxxx correspond aux datations faites à l'Université de Kiel.

2.3.2. Mise à jour du modèle d'âge

Les dates ^{14}C ont été re-calibrées sous CALIB 7 (Tableau 5) et les mêmes pointeurs stratigraphiques précédemment discutés ont été re-datés à partir de la corrélation entre les données $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* et les données $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP adossées au modèle d'âge GICC05 (Svensson et al., 2008).

Le modèle d'âge final a ainsi été établi par interpolation linéaire entre les 18 pointeurs retenus (14 dates ^{14}C et 4 pointeurs stratigraphiques ; Figure 37) et par extrapolation linéaire pour les base/top de la carotte. Pour le top (/base) de la carotte, nous avons considéré la tendance entre les deux dernières dates (/premiers pointeurs stratigraphiques), donnant un âge sommital (/basal) de 122 ans cal BP (/55 010 ans cal BP).

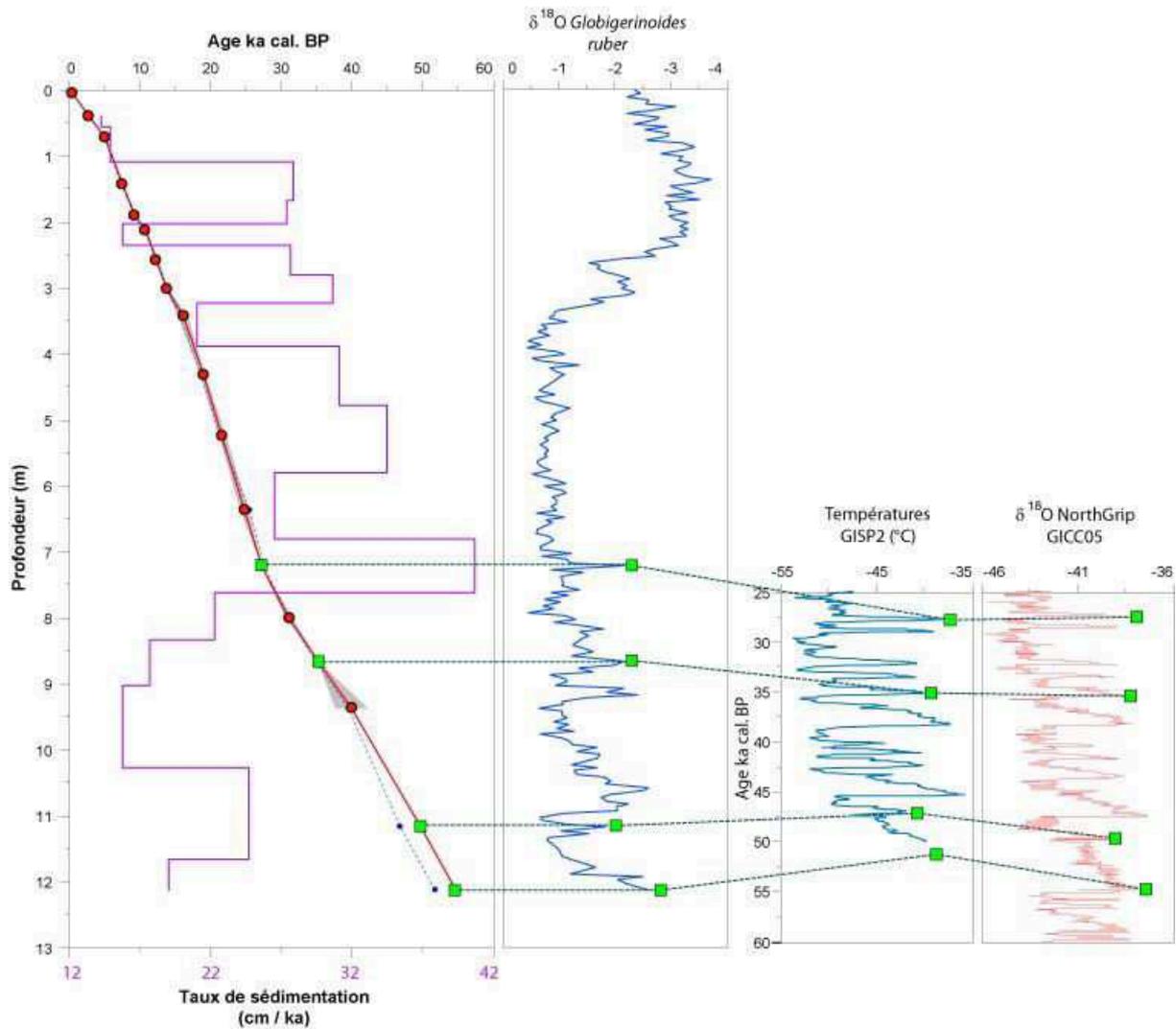


Figure 37 Nouveau modèle d'âge de la carotte GeoB4905-4 établi par régression linéaire entre les différents pointeurs : les points rouges représentent les datations ^{14}C calibrées sous CALIB 7, tandis que les carrés verts représentent les âges obtenus à partir de la corrélation entre les données $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte (courbe bleu marine) et les données $\delta^{18}\text{O}$ d'abord de GISP2 (modèle d'âge initial) puis de NGRIP GICC05 (nouveau modèle d'âge). Les points bleus reliés par un tireté bleu matérialisent l'ancien modèle d'âge. La zone grise représente la marge d'erreur 2σ donnée par CALIB 7. L'histogramme pourpre correspond aux taux de sédimentation (cm/ka) calculés à partir du nouveau modèle d'âge.

2.4. Carotte RZCS-26

La réflexion préliminaire et l'élaboration du modèle d'âge pour la séquence longue RZCS-26 (i.e. couvrant plusieurs cycles climatiques au cours du dernier million d'années) s'est faite dans le cadre des travaux de thèse de Hatin (2016). Dans le cadre de ce travail de thèse, seuls les deux premiers mètres de la carotte ont été échantillonnés pour l'analyse des dinokystes. Dans un premier temps, nous aborderons les données isotopiques acquises par Picot (com. pers.), puis, dans un deuxième temps les données acquises dans le cadre de cette thèse. Enfin, nous ciblerons plus spécifiquement les pointeurs stratigraphiques retenus pour discuter des derniers 50 ka BP.

2.4.1. Données $\delta^{18}\text{O}$ planctoniques et benthiques

Une première session de piquages de foraminifères planctoniques a été réalisée par Marie Picot afin de bâtir un cadre stratigraphique pour la séquence longue RZCS-26 à partir d'une courbe isotopique continue de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) qui pourrait être rapprochée de courbes de référence sur séquences bien datées et de l'évolution du niveau marin impactant ce signal isotopique à grande échelle. Cependant, la profondeur de la carotte (5 200 m) est telle que la majeure partie des foraminifères planctoniques se trouve dissoute, au même titre que l'essentiel du matériel carbonaté, à l'exception de courts intervalles probablement associés à des périodes chaudes telles que les périodes interglaciaires. Une courbe continue de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique haute-résolution destinée à des fins chrono-stratigraphiques s'est ainsi avérée un échec sur la carotte. De plus, les foraminifères piqués étaient des formes planctoniques, inféodées aux eaux de surface/sub-surface, et donc largement influencées par le bilan hydrique local et pas uniquement sensibles aux variations de niveau marin global.

Une nouvelle série de 70 piquages a donc été réalisée (stage d'1 mois de Nicolas Marquis, L3), à partir des mêmes piluliers (résidus > 63 μm) que ceux utilisés par Marie Picot (pas d'échantillonnage : 10 cm) mais, cette fois-ci, sur une espèce abyssale de foraminifères benthiques, *Epistominella exigua*. L'avantage de cette très petite espèce (100 μm pour les formes adultes) réside en sa présence tout au long de la carotte. Même sur les niveaux quasi stériles en carbonates, il a souvent pu être piqué un spécimen au minimum. Les signatures isotopiques de ces foraminifères ont pu être accessibles grâce à la très haute sensibilité (poids

de détection minimum : 20 μg) du nouveau spectromètre (KIEL-MAT 253) acquis dans le cadre du PSO (IUEM, Brest). De plus, les espèces benthiques ont pour avantage de s'affranchir des variations locales des paramètres hydrologiques de surface et de pouvoir raccorder les fluctuations du signal isotopique $\delta^{18}\text{O}$ benthique aux oscillations glaciaires-interglaciaires, permettant de faire ressortir à minima les épisodes majeurs que sont les terminaisons glaciaires.

2.4.2. Modèle d'âge spécifique aux derniers 50 ka BP

Le modèle d'âge a été affiné sur les deux premiers mètres de la carotte grâce à 3 datations radiocarbone réalisées antérieurement à cette thèse sur deux espèces de foraminifères planctoniques à 20,5, 63,5 et 175,5 cm (Tableau 6) et calibrées sous CALIB 7. Ainsi, à 20,5 cm, les sédiments sont déjà âgés de 8 000 ans cal BP et, à 175,5 cm, l'âge des sédiments s'élève à 47 000 ans cal BP (Tableau 6). Cette transition temporelle rapide en moins de 2 m traduit de très faibles taux de sédimentation, oscillant entre 5 et 15 cm/ka (Figure 38).

Des corrélations stratigraphiques nous ont permis d'affiner le modèle d'âge de manière analogue au travail réalisé sur les autres carottes de cette thèse. Le signal $\delta^{18}\text{O}$ benthique *E. exigua* a été notamment corrélé avec l'enregistrement global de $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005) ainsi qu'avec le signal $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la carotte GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005). Malgré la faible résolution acquise sur les derniers 50 ka BP, nous avons pu désigner 3 pointeurs stratigraphiques à partir de ce signal (Figure 38) : i) 73 cm relié à la Terminaison 1 (T1 ; 14 500 ans cal BP), et également validé par sa proximité avec la datation faite à 63,5 cm (Tableau 6, Figure 38), ii) valeur de $\delta^{18}\text{O}$ la plus lourde enregistrée qui pourrait correspondre à la valeur la plus lourde enregistrée par la courbe LR04 à 19 000 ans cal BP, et iii) valeur de $\delta^{18}\text{O}$ la plus légère à 229 cm qui montre des valeurs similaires à la période Holocène et pourrait être considérée comme étant la dernière période chaude du précédent interglaciaire à 82 000 BP, c'est à dire le MIS 5a (Figure 38).

Label	Matériel	Profondeur (cm)	Age BP	Erreur	Age calibré (ka)	Erreur 2 σ
Inconnu	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	20,5	7610	50	8064	108
Inconnu	<i>Globigerinoides ruber</i>	63,5	12080	90	13546	209
Inconnu	<i>Globigerinoides ruber</i>	175,5	44400	1400	47506	2430
Carotte référence	Type de signal	Profondeur (cm)	Âge estimé		Marge d'erreur 2 σ	
KZAI-01	Quantitatif Al/K	10	2211		60	
KZAI-01	Quantitatif Al/K	34	10938		77	
KZAI-01	Quantitatif Al/K	68	14171		80	
GeoB6518	$\delta^{18}\text{O}$	73	14521		369	
LR04	$\delta^{18}\text{O}$	103	19000		-	
KZAI-01	Quantitatif Al/K	111	20576		290	
KZAI-01	Quantitatif Al/K	131	24193		290	
GeoB1008-3	Quantitatif Al/K	167.5	43000		-	
LR04	$\delta^{18}\text{O}$	229	82000		-	

Tableau 6 Inventaire des pointeurs utilisés pour l'élaboration du modèle d'âge de la carotte RZCS-26. Le tableau bleu regroupe les datations ^{14}C , calibrées sous CALIB 7, tandis que le tableau vert regroupe les pointeurs obtenus par le biais de différentes corrélations stratigraphiques.

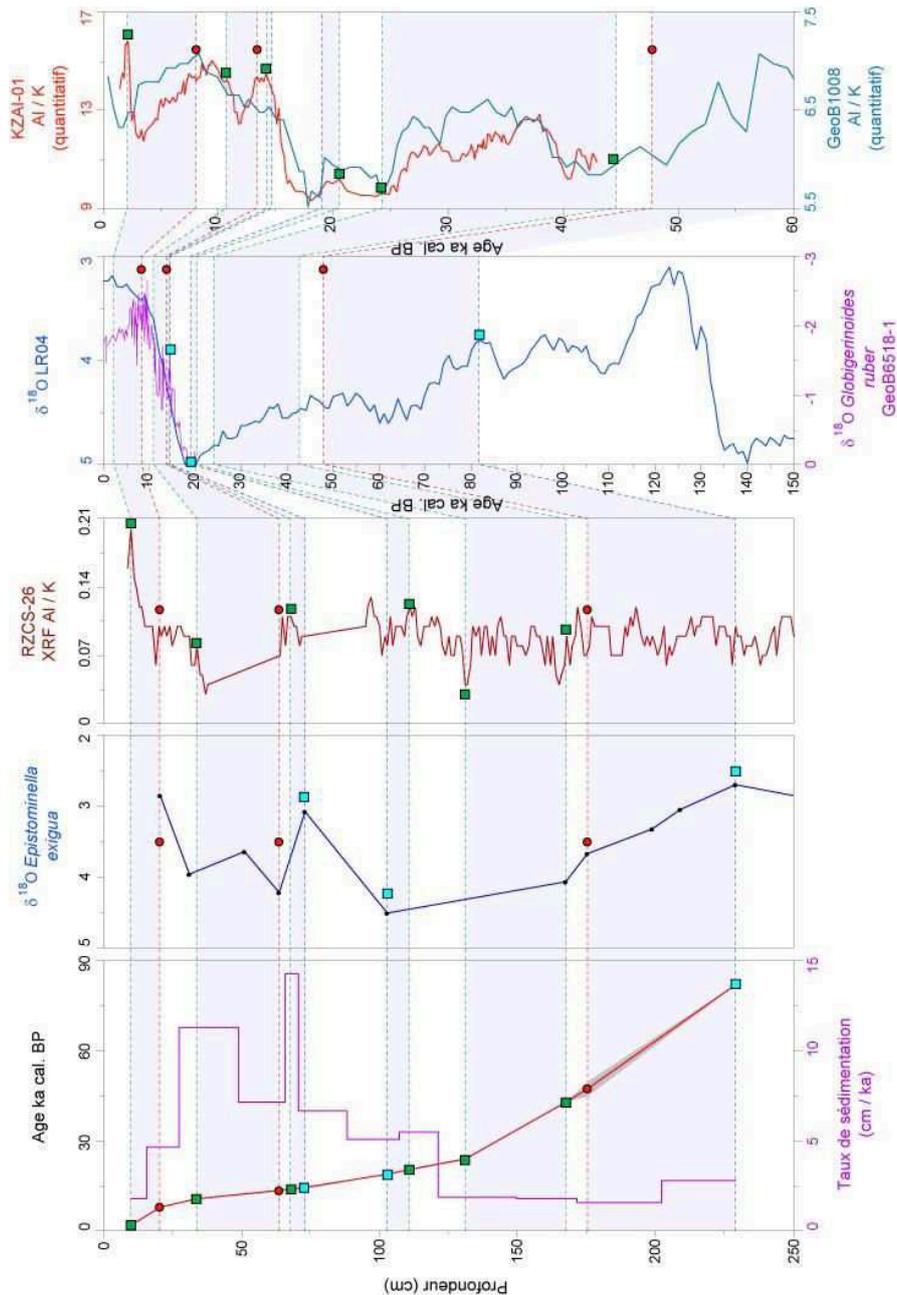


Figure 38 Modèle d'âge des deux premiers mètres de la carotte RZCS-26, établi par régression linéaire entre les différents pointeurs stratigraphiques. Les ronds rouges représentent les datations ^{14}C calibrées sous CALIB 7. Les carrés verts représentent les pointeurs obtenus par corrélation entre les signaux Al/K XRF semi-quantitatifs de la carotte RZCS-26 (courbe bordeaux) et Al/K quantitatifs des carottes KZAI-01 (courbe rouge ; Bayon et al., 2012) et GeoB1008-3 (courbe bleu-vert ; Schneider et al., 1997). Les carrés bleu ciel représentent les pointeurs obtenus par corrélation entre le signal $\delta^{18}\text{O}$ benthique sur *Epistominella exigua* de la carotte RZCS-26 (courbe bleu marine, données produites au cours de cette thèse), le signal $\delta^{18}\text{O}$ global LR04 (courbe bleu primaire ; Lisiecki et Raymo, 2005) et le signal $\delta^{18}\text{O}$ planctonique sur *Globigerinoides ruber* de la carotte GeoB6518-1 (courbe violette ; Schefuß et al., 2005). L'histogramme violet correspond aux taux de sédimentation calculés en fonction du modèle d'âge. La bande grise autour du modèle d'âge correspond à la marge d'erreur 2σ donnée par la calibration sur les dates ^{14}C .

Le signal Al/K XRF acquis sur la carotte RZCS-26 a été également comparé avec le signal Al/K acquis par analyses quantitatives sur les carottes KZAI-01 (Bayon et al., 2012) et GeoB1008-3 (Schneider et al., 1997), permettant de proposer 6 pointeurs stratigraphiques. Le plus récent, à 10 cm de profondeur, a été estimé à 2 211 ans cal BP, à partir d'un pic facilement identifiable sur les carottes RZCS-26 et KZAI-01. Le deuxième pointeur, à 34 cm, est estimé à 10 938 ans cal BP, à partir d'un pic présent lors de l'augmentation du ratio qui est également identifiable au début de l'Holocène sur la carotte KZAI-01 (Figures 37 et 38). Le pointeur à 68 cm est très proche de la datation à 13 546 ans cal BP, ce qui nous a permis de déduire que ce pic pourrait correspondre au même pic (inclus dans une forme de double-pic) que celui observé sur la carotte KZAI-01 à 14 171 ans cal BP (Figures 37 et 38). Enfin, les derniers pointeurs ont été choisis en fonction de tendances que l'on pouvait identifier sur chacun des signaux Al/K des 3 carottes. Ainsi, les deux pointeurs à 111 et 131 cm pourraient marquer, respectivement, le début et la fin d'une tendance à l'augmentation du ratio Al/K entre 24 193 et 20 576 ans cal BP (Figures 37 et 38). Le dernier pointeur retenu à 167,5 cm pourrait marquer le milieu d'une tendance décroissante observée entre 160 et 175 cm qui pourrait être identifiée aussi sur la carotte GeoB1008-3 et dont l'âge correspondrait à 43 000 ans cal BP. Ceci est contraint par la datation ^{14}C à 47 500 ans cal BP acquise sur la carotte RZCS-26.

Le modèle d'âge final a ainsi été établi par interpolation linéaire entre les 12 pointeurs retenus (3 dates ^{14}C et 9 pointeurs stratigraphiques ; Figure 37) et par extrapolation linéaire pour le top de la carotte. Au vu de la tendance donnée par les deux pointeurs les plus superficiels, l'âge du top de la carotte ne peut être plus ancien que l'âge de référence des datations (1950).

Sous-Chapitre IIB : Méthodologie mise en œuvre

1. Outils et études réalisées sur chaque carotte

Les 3 carottes étudiées dans ce travail ont fait l'objet de plusieurs études sédimentologiques, micro-paléontologiques et/ou géochimiques. La carotte GeoB4905-4 a fait l'objet de nombreuses publications (Tableau 7), la carotte KZAI-01 a été, quant à elle, moins valorisée, tandis que la carotte RZCS-26, la plus récemment prélevée, est toujours en cours d'étude. Le tableau 7 détaille ainsi l'ensemble des analyses et manipulations faites au cours de cette thèse sur chacune des trois carottes, et les autres outils qui sont également disponibles sur ces séquences sédimentaires.

Parmi les proxies acquis dans cette thèse figurent : les **dinokystes** et les **fonctions de transfert** appliquées aux données d'assemblages sur les 3 carottes, des **datations ^{14}C** supplémentaires sur la carotte KZAI-01, ainsi que des **analyses isotopiques $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$** sur foraminifères benthiques sur la carotte RZCS-26.

Outils	KZAI-01	GeoB4905-4	RZCS-26
PROXIES ACQUIS AU COURS DE CETTE THESE			
Echantillonnage	<i>705-1006 cm</i>	-	6-334 cm
Préparation palyno	<i>705-1006 cm</i>	135-395 cm / 825-1200 cm Réplicas 247-391 cm	6-100 cm (2 fois)
Assemblages dinokystes	<i>495-1006 cm (Hardy et al., 2016)</i>	135-395 cm / 825-1200 cm Réplicas 247-391 cm 1-800 cm (échantillons Kim so-Young)	6-100 cm (2 fois)
Fonction de transfert dinokyste	√	√	√
Datations ¹⁴ C	<i>3 datations</i>	-	-
Isotopes stables benthiques	-	-	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ <i>Epistominella exigua</i>
PROXIES ACQUIS ANTERIEUREMENT A CETTE THESE			
Echantillonnage	0-700 cm (F. Marret en 2003)	1-1200 cm (Thèse Kim So-Young, 2007)	-
Préparation palyno	0-700 cm (F. Marret en 2003)	1-800 cm (Thèse Kim So-Young, 2007)	-
Assemblages dinokystes	<i>0-495 cm (mon stage de M2 ; Hardy et al., 2016)</i>	<i>1-800 cm (Thèse Kim So-Young, 2007 ; Marret et al., 2013)</i>	-
Assemblages polliniques	0-700 cm (F. Marret en 2003)	-	-
Datations ¹⁴ C	<i>7 datations sur carbonates (B. Dennielou en 1998) 10 datations sur matière org. (Bayon et al., 2012)</i>	<i>14 datations (Adegbe et al., 2003; Weldeab et al., 2005)</i>	3 datations (Picot, com. pers.)
Isotopes stables planctoniques	-	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ <i>Globigerinoides ruber (Adegbe et al., 2003)</i>	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ <i>Globigerinoides trilobus</i> (Picot, com. pers.)
XRF	Savoye, 1998	<i>Adegbe et al., 2001</i>	Marsset et Droz, 2011
Analyses quantitatives Eléments majeurs	<i>Bayon et al., 2012</i>	-	-
Réflectance	-	<i>(Itambi et al., 2010)</i>	Marsset et Droz, 2011
Susceptibilité magnétique	-	<i>(Itambi et al., 2010)</i>	Marsset et Droz, 2011
Silice biogène	-	<i>Collins et al., 2011</i>	Thèse Hatin, 2016

Tableau 7 Inventaire des études réalisées sur chaque carotte. En bleu italique figurent les données ayant fait l'objet d'une publication.

2. Outil principal de cette thèse : les kystes de dinoflagellés

2.1. Généralités sur les dinoflagellés

Les dinoflagellés sont des algues unicellulaires microscopiques (20-150 μm) eucaryotes. Ces organismes vivent en grande majorité dans le domaine marin, bien que pouvant également coloniser des habitats saumâtres et fluviatiles, et évoluent dans la zone photique de la colonne d'eau. Les dinoflagellés font partie des producteurs primaires et les stratégies alimentaires de chaque espèce divisent essentiellement les dinoflagellés en deux grands sous-ensembles auxquels il sera souvent fait référence dans la présentation des résultats et la discussion :

i) Les dinoflagellés dits hétérotrophes, non photosynthétisants, se nourrissent par phagocytose d'autres microorganismes, dinoflagellés, algues ou diatomées. Ces dinoflagellés appartiennent essentiellement à l'ordre des *Peridinales* et des *Gymnodinales* (Marret et Zonneveld, 2003). Il s'agit là d'organismes strictement hétérotrophes.

ii) Les dinoflagellés dits autotrophes, photosynthétisants, se nourrissent des nutriments présents dans la colonne d'eau. Ces dinoflagellés appartiennent essentiellement à l'ordre des *Gonyaulacales* (Marret et Zonneveld, 2003). Cependant, cette catégorie est plus complexe dans les faits, et il apparaît que ces dinoflagellés présentent souvent d'autres stratégies alimentaires dont la mixotrophie.

Le développement des dinoflagellés est contrôlé par les mêmes facteurs que ceux décrits précédemment à propos de la productivité primaire en général, c'est-à-dire : la lumière, la turbidité de l'eau, la température, la salinité, la concentration en nutriments, les conditions courantologiques (e.g. cellules d'upwelling, grands courants eutrophes ou oligotrophes, ...), l'intensité des décharges fluviatiles, tous ces facteurs étant inter-connectés. Ces conditions hydrologiques de surface influent sur la distribution spécifique des taxons, sachant que les dinoflagellés présentent une distribution diversifiée à l'échelle mondiale des basses aux hautes latitudes (y compris dans des domaines pris en glace plusieurs mois par an) et pour de larges gammes de salinités de surface (Marret et Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013).

2.2. Cycle de vie des dinoflagellés

Leur cycle de vie est complexe, sexué et/ou asexué (division par mitose ; Figure 39), en fonction des espèces. Durant la reproduction sexuée (phase diploïde ; Figure 39), qui concernerait 15% des espèces actuelles de dinoflagellés, la fusion de deux gamètes de deux dinoflagellés différents va aboutir à la formation d'un kyste. Ce kyste constitue une coque protectrice pour la nouvelle cellule à venir, et peut rester en dormance plusieurs mois à siècles après avoir fait germer en laboratoire des kystes enfouis dans des sédiments pluriséculaires (Ribeiro et al., 2011) avant de s'extraire du kyste *via* son exutoire nommé l'archéopyle. Cette phase d'enkystement se produit en général durant une période bien déterminée de l'année, généralement à la fin des phases de bloom. Dans le cas de notre zone d'étude, cette phase de bloom intervient probablement durant la saison productive enregistrée en août par les données satellites, et en décembre également dans le cas du site correspondant à la carotte GeoB4905-4.

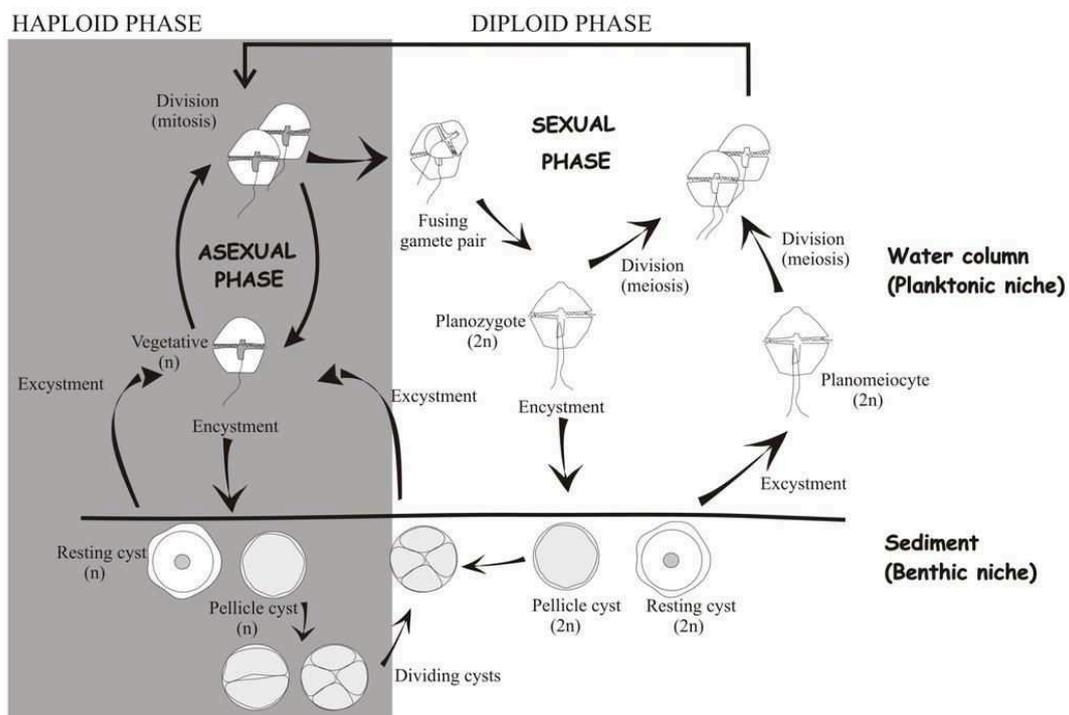


Figure 39 Représentation schématique du cycle de vie des dinoflagellés et de la production du kyste (Bravo et Figueroa, 2014).

La membrane constituant la paroi du kyste est composée d'un polymère organique complexe, la dinosporine (Fensome, 1993), à structure chimique relativement proche de la paroi organique des grains de pollen. La dinosporine confère à la membrane une très grande résistance face aux processus de dissolution dans la colonne d'eau ou post-dépôt (contrairement aux organismes carbonatés ou siliceux, dont la conservation est tributaire des conditions physico-chimiques), et également face aux attaques chimiques (acides chlorhydriques et fluorhydriques) réalisées lors du protocole d'extraction et de concentration des palynomorphes (microfossiles organiques) à partir des sédiments de nature mixte minérale et organique. En revanche, les kystes sont sensibles aux conditions d'oxygénation, particulièrement marquées dans les fonds océaniques bien ventilés et/ou caractérisés par de faibles taux de sédimentation (Zonneveld et al., 2001; Marret et Zonneveld, 2003). Les faibles concentrations en oxygène au niveau des sites correspondant aux carottes GeoB4905-4 et KZAI-01 peuvent être particulièrement mises en évidence par les données du « World Ocean Atlas 2013 », et surtout par la caractérisation de pyrite dans la matrice sédimentaire de la carotte KZAI-01. Ceci implique des conditions optimales pour la préservation des kystes dans ces carottes où la résolution temporelle d'étude sera la plus poussée.

2.3. Distribution moderne des dinokystes

2.3.1. Distribution mondiale

La compréhension de l'écologie actuelle des différents taxons a fait l'objet de nombreuses études depuis un demi-siècle, que ce soit *via* des cultures *in vitro* de dinoflagellés (Wall et Dale, 1968; Zonneveld et al., 2001; Holzwarth et al., 2007; Price et Pospelova, 2011; Price et al., 2016) ou *via* l'identification et le dénombrement de kystes dans les sédiments de surface (Rochon et de Vernal, 1994; Targarona et al., 1999; Rochon et al., 1999; de Vernal et al., 2001; Zonneveld et al., 2001; Dale et al., 2002; Vink et al., 2002; Marret et Zonneveld, 2003; Bouimetarhan et al., 2009). Dans notre approche paléo-écologique, l'analyse des sédiments de surface est plus couramment utilisée dans la mesure où l'on s'affranchit ainsi de la forme de vie végétative (i.e. dinoflagellé). De plus, il est à noter la grande difficulté, voire l'impossibilité dans certains cas, d'établir une correspondance systématique entre formes

végétatives et formes enkystées ; une même espèce de dinoflagellé pouvant qui plus est produire plusieurs kystes différents. L'observation de sédiments de surface (tops de carottes longues ou de carotte d'interfaces) permet d'appréhender une vision moyennée d'un signal fossilisé dont la durée pluri-annuelle voire pluri-décennale se rapproche davantage des résolutions temporelles des études paleo-environnementales (pluri-millénaires à pluri-séculaires, voire pluri-décennales dans le cas des résolutions d'étude les plus fines).

Ainsi, l'écologie actuelle des dinokystes peut être déduite de leur répartition géographique à partir de l'ensemble des sédiments de surface étudiés, mise en parallèle avec les paramètres environnementaux connus pour chacun de ces mêmes sites : température, saisonnalité (i.e. amplitude thermique saisonnière), salinité, concentrations en nitrates et phosphates, productivité primaire (PP), couvert de glace, oxygénation,... A ces paramètres hydrologiques de surface s'ajoute l'affinité géographique, et notamment le clivage littoral/hauturier, zones d'upwelling/zones stratifiées, ... L'ensemble des données d'assemblages et environnementales sont ainsi regroupées dans des atlas dinokystes (Marret et Zonneveld, 2003 ; Zonneveld et al., 2013). Il convient de noter que : i) ces atlas ne sont souvent pas exhaustifs vis-à-vis de la diversité des formes dinokystes connues, ii) les échantillons à l'origine de ces atlas ont été analysés par différents auteurs et à différentes époques pouvant occasionner des problèmes d'identification ou de taxonomie, iii) de larges portions océaniques sont vides de tout échantillonnage de surface, iv) ces atlas regroupent des sites considérés actuels/subactuels mais les sédiments de surface n'ont pas forcément le même âge : plusieurs siècles peuvent en effet séparer un échantillon d'un autre.

2.3.2. Les grands domaines de l'Atlantique intertropical

L'écologie des principaux taxons observés dans le secteur d'étude, i.e. l'Atlantique intertropical, est à présent détaillée plus spécifiquement. Ainsi, les différentes espèces présentes dans la base de données moderne de l'Océan Atlantique intertropical (Marret et Zonneveld, 2003; Marret et al., 2008) peuvent être classées en fonction de leur occurrence au sein des 5 grands domaines environnementaux définis sur la Figure 40 :

-Le domaine équatorial, caractérisé par les SST les plus élevées de la région (26-28°C), de faibles salinités (28-35 psu) induites par les précipitations de la TR (Tropical Rainbelt) ainsi

que des conditions généralement mésotrophiques (200-600 g/m²/an). Exemples : *Spiniferites mirabilis*, *Tuberculodinium vancampoae* et *Spiniferites membranaceus* (Tableau 8).

-**Le domaine des gyres**, caractérisés par des SST légèrement plus basses (17-27°C) mais des salinités parmi les plus élevées de la région (35-37 psu). Les gyres sont également particulièrement oligotrophiques (50-300 g/m²/an). Exemples : *Impagidinium* spp., *Pyxidinospis reticulata* et *Dalella chathamensis* (Tableau 8).

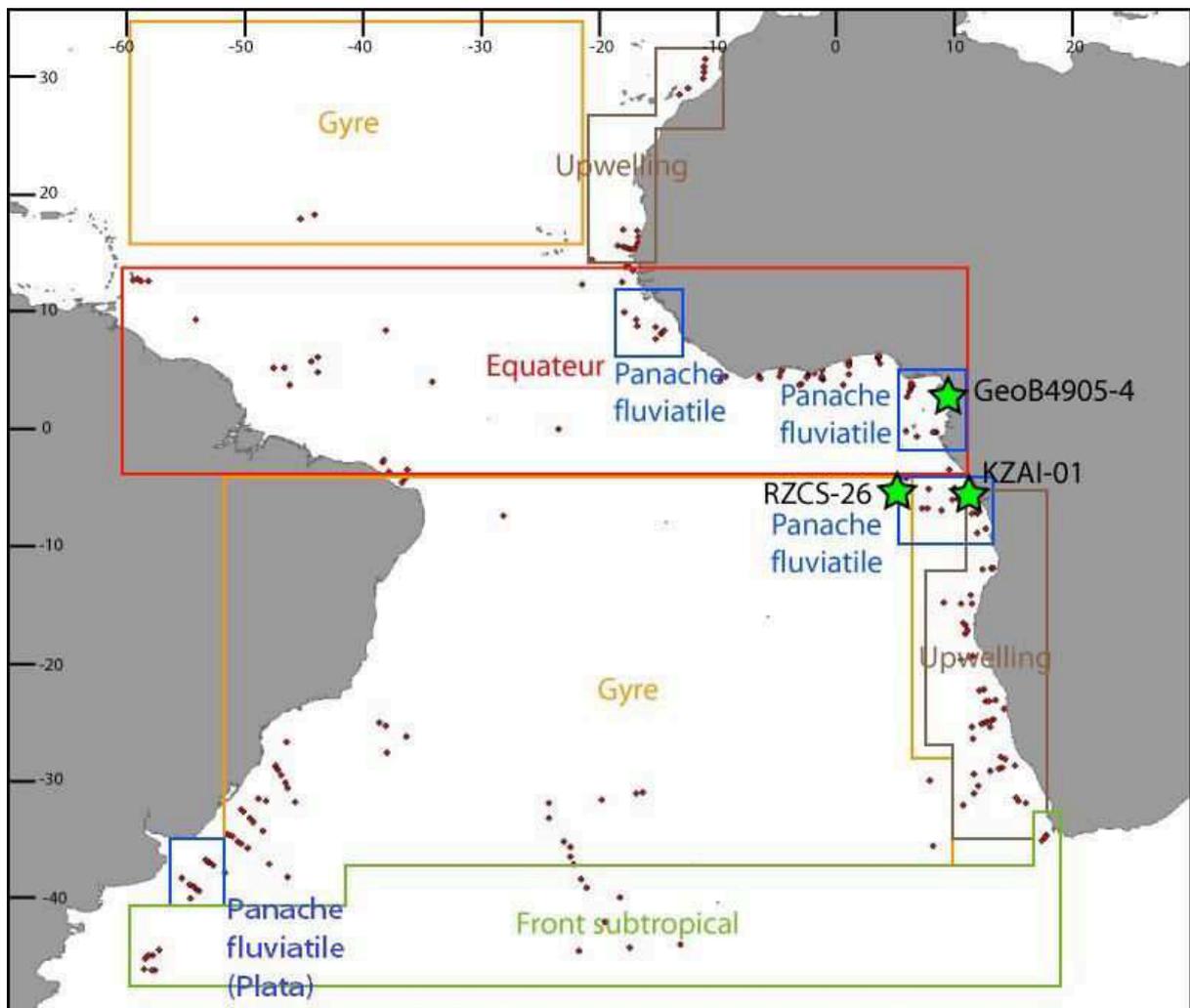
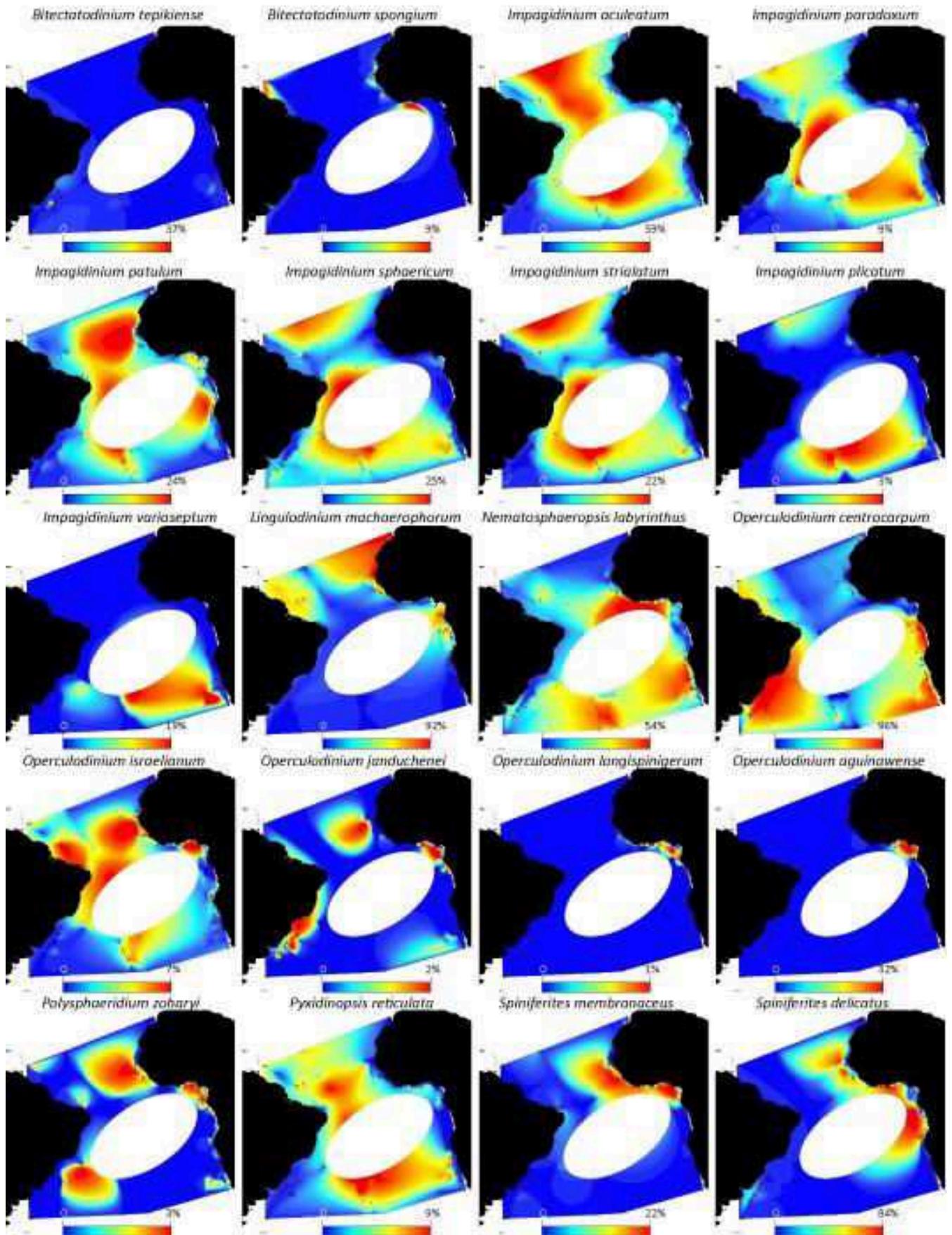


Figure 40 Principaux domaines environnementaux de l'Océan Atlantique tropical. Les étoiles vertes représentent les 3 carottes d'étude et les points rouges correspondent aux sites inventoriés dans la base de données moderne tropicale (Marret et al., 2008).

Espèce	Abrév.	Equateur	Panache	Gyre	Upwelling	Front sub.
<i>Bitectatodinium tepikiense</i>	BTEP				+	
<i>Bitectatodinium spongium</i>	BSPO	+				
<i>Impagidinium aculeatum</i>	IACU	+		+		
<i>Impagidinium paradoxum</i>	IPAR			+		
<i>Impagidinium patulum</i>	IPAT	+		+		
<i>Impagidinium sphaericum</i>	ISPH			+		
<i>Impagidinium strialatum</i>	ISTR			+		
<i>Impagidinium plicatum</i>	IPLI			+		
<i>Impagidinium variaseptum</i>	IVAR			+		
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	LMAC		+		+	
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	NLAB			+	+	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	OCEN			+	+	
<i>Operculodinium israelianum</i>	OISR	+		+		
<i>Operculodinium janduchenei</i>	OJAN		+			
<i>Operculodinium longispinigerum</i>	OLON	+	+			
<i>Operculodinium aguinaense</i>	OAGUI	+	+			
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	PZOH	+		+		
<i>Pyxidinosia reticulata</i>	PRET			+		
<i>Spiniferites membranaceus</i>	SMEM	+				
<i>Spiniferites delicatus</i>	SDEL	+				
<i>Spiniferites ramosus</i>	SRAM	+		+		
<i>Spiniferites bentori</i>	SBEN	+				
<i>Spiniferites mirabilis</i>	SMIR	+				+
<i>Spiniferites pachydermus</i>	SPAC				+	
<i>Pentapharsodinium dalei</i>	PDAL	+		+		
<i>Brigantedinium</i> spp.	BSPP		+		+	+
<i>Protoperidinium</i> spp.	PERI				+	
<i>Lejeunecysta sabrina</i>	LSAB	+				

<i>Lejeunecysta oliva</i>	LOLI	+			+	
<i>Selenopemphix nephroides</i>	SNEP	+			+	
<i>Xandarodinium xanthum</i>	XAND	+				
<i>Selenopemphix quanta</i>	SQUA		+		+	
<i>Stelladinium spp.</i>	PSTE				+	
<i>Trinovantedinium applanatum</i>	TAPP				+	
<i>Votadinium calvum</i>	VCAL	+				
<i>Votadinium spinosum</i>	VSPI				+	
<i>Protoperidinium americanum</i>	PAME				+	
<i>Quinquecuspis concreta</i>	QCON				+	
<i>Polykrikos schwartzii</i>	PSCH				+	+
<i>Polykrikos kofoidii</i>	PKOF	+				
<i>Dalella chathamensis</i>	DCHA			+		
<i>Tuberculodinium vancampoae</i>	TVAN	+				
<i>Echinidinium spp.</i>	ESPP		+		+	

Tableau 8 Tableau illustrant schématiquement la liste des dinokystes présents dans l'atlas tropical et leurs abréviations (Marret et Zonneveld, 2003 ; Marret et al., 2008) en fonction de grands domaines pouvant être individualisés dans l'Océan Atlantique tropical (Figure 40). En rouge : espèces hauturières ; en bleu : espèces côtières ; en vert : taxons caractérisant des zones intermédiaires.



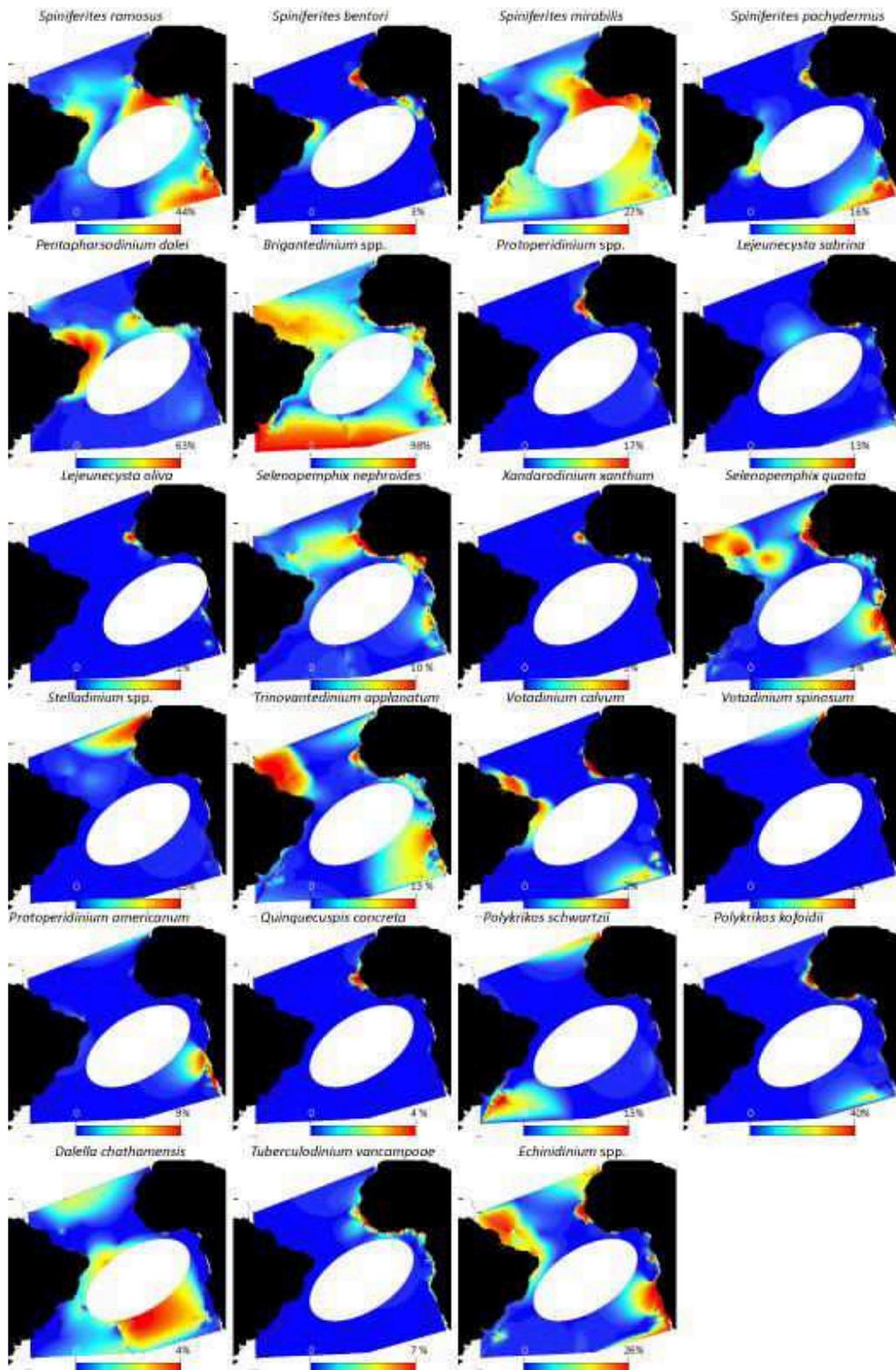


Figure 41 Cartographie de l'abondance actuelle des taxons dinokystes (méthode des plus proches voisins, ArcGis) présents dans l'atlas tropical (Marret et Zonneveld, 2003 ; Marret et al., 2008). L'ellipse blanche correspond à une région vide de données.

-Le domaine des cellules d'upwelling, régions de plus basses SST (15-25 °C) et de salinités moyennes (32-36 psu) qui se démarquent des autres régions par les très fortes PP observées, jusqu'à 2 300 g/m²/an pour une moyenne de 800 g/m²/an. Exemples : *Trinovantedinium applanatum*, *Stelladinium stellatum* et *Selenopemphix quanta* (Tableau 8).

-Le domaine sous influence des fleuves, où les salinités descendent jusqu'à 20 psu avec un gradient littoral/hauturier bien marqué. Les PP enregistrées (500 g/m²/an) sont légèrement inférieures à celles caractérisant les zones d'upwelling. En dehors de la région du fleuve Rio de la Plata et du Congo, le domaine fluvial est inclus dans le domaine équatorial et aura, par conséquent, des caractéristiques très proches de ce domaine (cf plus haut). Exemples : *Opeculodinium aguinawense*, *Lingulodinium machaerophorum* et *Echinidinium* spp. (Tableau 8). Il est à noter que la géométrie particulière du panache de l'Amazone, dévié contre la côte vers l'ouest de son embouchure fait qu'aucun site moderne ne se trouve dans son sillage.

-Le domaine du front subtropical, qui partage des caractéristiques proches des régions d'upwelling mais avec des températures nettement plus basses (8-17°C), de même pour la PP qui présente des valeurs typiques d'environnements mésotrophiques (250 g/m²/an). Exemple : *Selenopemphix antarctica*, *Bitectatodinium tepikiense* (Tableau 8).

La distribution moderne des taxons est complexe dans la mesure où chacun présente souvent une large tolérance vis-à-vis des conditions environnementales. Notre compréhension écologique est donc basée sur un maximum de sites pour lesquels on retrouve un taxon dans chacune des grandes régions déterminées. Ainsi, une ségrégation géographique relativement nette peut être mise en évidence pour la majorité des dinokystes (Figure 41), et ce, malgré le fait que certains puissent être identifiés dans plusieurs domaines (Tableau 8). Cependant, cette classification peut être critiquée dans la mesure où les grands domaines ne regroupent pas forcément des environnements homogènes. L'exemple le plus évident concerne le domaine équatorial, qui ne correspond visiblement pas au climat équatorial, dans la mesure ce domaine regroupe à la fois des espèces typiques d'environnements de panache fluvial tout comme des espèces hauturières typiques d'environnements à salinité élevée et à faible PP. L'écologie commune de ces communes reste leur affinité avec les hautes températures, ce qui signifie que le domaine dit équatorial est avant tout un domaine d'espèces thermophiles. Afin de

définir un signal clair de climat équatorial il faut recouper le domaine équatorial avec le domaine des grands panaches fluviatiles (Figure 40).

2.4. Stratégie d'échantillonnage pour l'étude des dinokystes

Le nombre total d'échantillons analysés pour l'étude des assemblages dinokystes au cours de cette thèse s'élève à 418 (202 pour la carotte KZAI-01, 66 pour la carotte RZCS-26 et 150 pour la carotte GeoB4905-4). Les résolutions maximales et minimales d'étude de chaque carotte, ainsi que leur couverture temporelle en termes d'analyse, sont représentées sur la Figure 42.

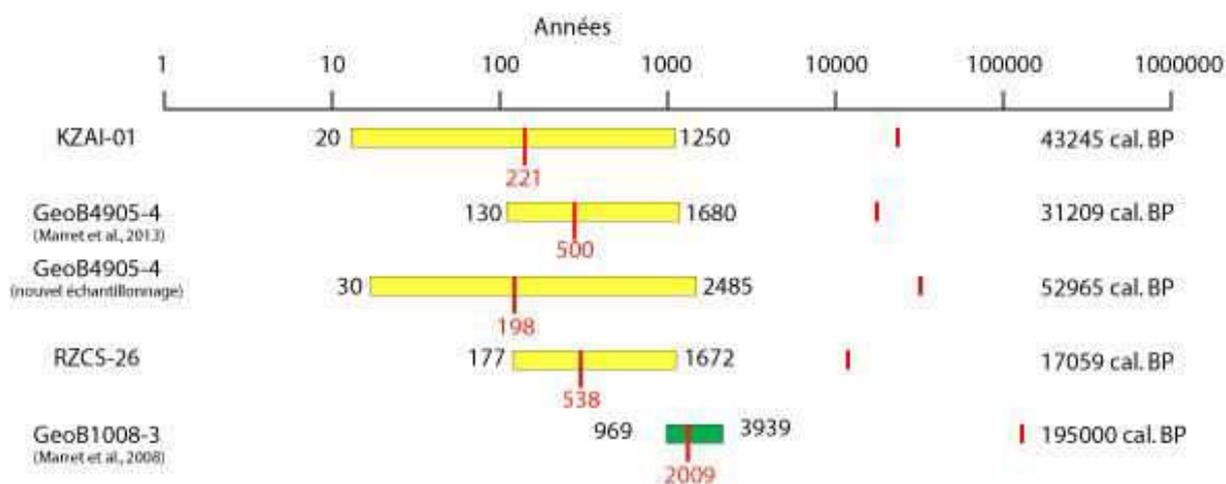


Figure 42 Résolutions maximale et minimale (en jaune) et moyenne (trait et valeur correspondante en rouge dans l'encart jaune) de chaque carotte étudiée au cours de cette thèse. L'âge maximal de chaque analyse d'assemblages de dinokystes est indiquée à droite des encarts jaunes par un curseur rouge. A titre de comparaison, les résolutions et couvertures temporelles d'analyse de la carotte GeoB1008-3 sont représentées en vert.

2.4.1. Carotte KZAI-01

La carotte a été échantillonnée tous les 5 cm de 0 à 700 cm en 2003 par F. Marret, représentant 140 échantillons sur les derniers 33 000 ans. Le reste de la carotte, entre 700 et 1 005 cm, a été échantillonné au cours de cette thèse, à l'Ifremer. La résolution temporelle correspondant à ce pas d'échantillonnage s'étend de 20 à 1 250 ans pour une résolution moyenne de 221 ans (Figure 42).

2.4.2. Carotte GeoB4905-4

L'échantillonnage de la carotte, réalisé dans le cadre de la thèse de Kim So-Young (2007), s'est fait selon un pas d'échantillonnage variable : tous les 25 cm de 0 à 200 cm et de 400 à 800 cm, et tous les 5 cm entre 200 et 400 cm, correspondant à un total de 64 échantillons. La résolution temporelle s'étend ainsi de 130 à 1 680 ans pour une moyenne de 500 ans.

Dans le but d'harmoniser la résolution d'étude de la carotte GeoB4905-4 ainsi que sa couverture temporelle maximale avec la carotte KZAI-01, il a été décidé : i) d'étudier/traiter les niveaux échantillonnés mais non comptés de Kim So-Young jusqu'à la base de la carotte, et ii) d'augmenter l'échantillonnage de la carotte tous les 5 cm entre 135 et 391 cm, (i.e. entre 7 300 et 17 800 ans cal BP). La série de ré-échantillonnage a ajouté 68 niveaux supplémentaires et la nouvelle résolution de la carotte s'étend de 30 à 2 485 ans pour une résolution moyenne de 198 ans. Dans le cas de 18 échantillons, pour lesquels le volume de sédiment était plus important, les lames palynologiques ont été dupliquées.

2.4.3. Carotte RZCS-26

Cette carotte a été échantillonnée de 6 à 334 cm selon un pas d'échantillonnage de 2 à 3 cm, représentant un total de 86 échantillons. Cependant, seuls les échantillons compris entre 6 et 100 cm ont été traités/analysés, soit 33 niveaux couvrant les derniers 17 000 ans. En effet, il s'est avéré difficile d'établir une contrainte stratigraphique fine sur l'ensemble des échantillons prélevés. La résolution temporelle correspondant à l'étude de cette séquence s'étend ainsi de 177 à 1 672 ans pour une résolution moyenne de 538 ans (Figure 42). Il est à noter que les échantillons compris entre 6 et 100 cm ont été dupliqués dans le but de prévenir les faibles concentrations attendues sur cette carotte, qui nécessitent de compter les dinokystes sur deux lames palynologiques afin d'obtenir le nombre de spécimens suffisants à la représentation des données en assemblages.

2.5. Etude des palynomorphes

2.5.1. Protocole d'extraction palynologique

Le protocole utilisé pour les 3 carottes d'étude, y compris pour les échantillons traités avant ce travail de thèse, est celui du département de Géographie à l'Université de Liverpool. J'ai pu mener personnellement toute la phase d'extraction palynologique, comprenant les étapes suivantes :

- 1)** Prélèvement de 5 à 10 cm³ de sédiments, séchés à l'étuve pendant 24 h. Les sédiments ont été préalablement soumis à une agitation mécanique pendant 2 mn et à un bain dans du pyrophosphate de sodium afin de faciliter la défloculation des argiles organiques.
- 2)** Les sédiments séchés sont mis dans des éprouvettes par séries de 8 ou 16 en fonction de la place disponible sous hotte, avec également une pastille de marqueurs exotiques de type *Lycopodium clavatum* ; ces pastilles contenant dans notre cas 20 848 spores.
- 3)** 1ère attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) à 10%, à chaud (bain-marie), 30 mn.
- 4)** Dilution de la solution dans l'eau distillée puis centrifugation à 3 500 tours/mn, 5 mn, et élimination du surnageant.
- 5)** 2ème attaque acide à l'acide fluorhydrique (HF) à 40%, à chaud (bain-marie), 30 mn.
- 6)** Dilution de la solution dans l'eau distillée puis centrifugation à 3 500 tours/mn, 5 mn.
- 7)** Neutralisation de l'HF avec de l'hydroxyde de calcium.
- 8)** Lavage du résidu avec de l'HCl (10%) à chaud pendant 30 mn pour supprimer les fluorosilicates.
- 9)** Nouvelle attaque à l'HF (40%), à froid, pendant toute la nuit.
- 10)** Dilution de la solution dans l'eau distillée puis centrifugation à 3 500 tours/mn, 5 mn.
- 11)** Neutralisation de l'HF avec de l'hydroxyde de calcium.

12) Lavage du résidu avec de l'HCl (10%) à chaud pendant 30 mn pour supprimer les fluorosilicates.

13) Le résidu est baigné dans de l'hydroxyde de sodium afin d'éliminer les composés humiques alcalins solubles.

14) Lavage final à l'eau distillée, centrifugation, et élimination du surnageant.

15) Tamisage : on utilise des filtres en nylon que l'on place dans un entonnoir avant d'y verser le résidu ; le tamisage est facilité par l'utilisation d'eau distillée, mélangée avec du pyrophosphate de sodium.

15a) Premier tamisage à 100 μm : j'ai utilisé cette méthode après avoir constaté des résidus organiques de grande taille gênants l'observation dans les lames faites antérieurement à cette thèse.

15b) Seconde phase de tamisage à 5 μm afin d'éliminer les particules argileuses fines tout en préservant les palynomorphes les plus petits, et notamment les grains de pollen.

15c) Durant cette thèse, au vu de la grande quantité de particules fines supérieures à 5 μm qui diluent fortement les palynomorphes et gênent leur identification, j'ai augmenté le tamisage à 20 μm , ce qui reste inférieur à la plus petite espèce de dinokyste.

16) Montage sur lame du résidu organique, entre lame et lamelle, scellé avec de la cire : le milieu de montage est composé de gelée de glycérine, chauffée au point de fusion.

2.5.2. Observation microscopique

L'identification des différents taxons repose sur l'analyse de la morphologie des kystes (forme et aspect/texture de la membrane, archéopyle : exutoire de la nouvelle forme dinoflagellé à partir du kyste, tabulation : agencement des plaques qui constituent le kyste, processus : expansions de la membrane, ...). De plus, la couleur du kyste peut constituer un critère d'identification dans la mesure où les « dinokystes hétérotrophes » (i.e. kystes issus de dinoflagellés strictement hétérotrophes) sont généralement de couleur brune tandis que les

« dinokystes autotrophes/mixotrophes » (i.e. issus de dinoflagellés photosynthétisants ou aux stratégies nutritives mixtes et complexes) sont généralement plus ou moins incolores.

Le comptage des dinokystes sur lames palynologiques a été conduit avec un microscope Leica en lumière naturelle en utilisant un grossissement X400. Afin d'obtenir un assemblage statistiquement fiable, 300 individus au minimum sont identifiés et comptés par lame, afin que les espèces mineures ou accessoires puissent être considérées dans la richesse spécifique (diversité taxonomique) de l'échantillon. Cependant, dans le cas du domaine intertropical, les sédiments sont très peu concentrés en dinokystes en raison de la faible bioproduktivité en dinoflagellés dans les eaux de surface ; les diatomées supplantant la biomasse photosynthétisante (Marret et al., 2008). De plus, dans notre secteur d'étude plus spécifiquement (bassin du Congo), la concentration en dinokystes est faible en raison de la dilution de la PP marine par l'advection de matière organique d'origine continentale. Ainsi, le seuil minimal de 300 dinokystes a été abaissé à 100, consistant pour autant un seuil statistiquement fiable d'après Fatela et Taborda (F Fatela, 2002). Pour les 3 carottes de cette thèse, cela nécessitait de considérer intégralement chaque lame. Enfin, il est également à noter que lorsqu'un taxon était largement majoritaire dans l'assemblage (> 90%), un minimum de 100 individus était compté en dehors de cette espèce dominante.

En moyenne, sur les 395 lames comptées, 236 lames ont été rejetées car il n'a pas été possible d'atteindre un seuil de 100 individus et le résidu de traitement disponible ne permettait pas de remonter une lame palynologique supplémentaire. Dans la suite des résultats et discussions de ce manuscrit, 68 lames présentaient un nombre d'individus comptés entre 100 et 150, 23 lames entre 150 et 200 et 68 lames > 200 individus.

2.5.3. Représentation des données palynologiques

Les assemblages sont décrits en fonction des pourcentages de chaque taxon, calculés en fonction de la somme totale des dinokystes comptés. Les autres palynomorphes, tels que les micro-algues d'eau douce du genre *Pediastrum*, sont dénombrés à part et exprimés en concentrations. Les assemblages dinokystes peuvent également être calculés en termes de concentrations dans les sédiments selon l'équation suivante :

Concentrations (palynomorphes/cm³)= (Nombre kystes x nombre de spores de *Lycopodium* ajoutées) / (nombre de spores de *Lycopodium* comptées x Volume de l'échantillon en cm³).

2.5.4. Reconstructions quantitatives des paramètres hydrologiques de surface

Les dinokystes sont présents dans tous les bassins océaniques du monde (Marret et Zonneveld, 2003 ; Zonneveld et al., 2013) et leur diversité écologique reste importante sous toutes les latitudes, permettant d'obtenir des interprétations environnementales fines dans certains contextes particuliers où d'autres assemblages microfossiles sont monospécifiques (i.e. cas des foraminifères planctoniques au-delà du front polaire). Ainsi, les assemblages dinokystes renseignent sur les variations des conditions environnementales passées, en partant du principe fondamental (actualisme) que l'écologie de chaque taxon, telle que définie aujourd'hui sur la base de sa distribution moderne, n'a pas changé au cours du temps. Cependant, ces représentations d'assemblages ne fournissent pas de données quantitatives, mais permettent de discuter qualitativement des variations paléohydrologiques de surface.

Ainsi, une fonction de transfert a été développée, basée sur la technique des meilleurs analogues (MAT; Guiot, 1990). La MAT consiste en la comparaison statistique, sous le logiciel "R", entre les assemblages fossiles reconstruits à partir d'une carotte et les assemblages modernes reconstruits à partir de sédiments de surface et regroupés dans une base de données dinokystes modernes pour l'Atlantique Nord (de Vernal et al., 1993; Guiot et de Vernal, 2007; Radi et de Vernal, 2008; de Vernal et al., 2013) (165 sites modernes disponibles en 1993 ; 1492 sites modernes disponibles aujourd'hui) ou encore pour l'Atlantique tropical (Marret et al., 2008 ; 208 échantillons localisés entre 30°N et 40°S ; Figure 43).

Pour chaque échantillon fossile, la fonction de transfert recherche 5 analogues modernes dont la distance statistique est la plus faible, et attribue à l'assemblage fossile la moyenne des paramètres hydrologiques de surface connus pour ces sites modernes, pondérés en fonction de la distance statistique des analogues. Concernant la base de données utilisée dans l'Atlantique tropical, les températures et salinités de surface, en valeurs saisonnières et annuelles, sont extraites du World Ocean Atlas 2001, et les valeurs de productivité primaire sont calculées selon les données satellites MODIS de 2002 à 2005 (Marret et al., 2008 ; Radi et de Vernal,

2008). Cependant, le programme prévoit un seuil limite pour la distance statistique, variable suivant chaque lancement, avec cependant une moyenne située autour de 2,5. Aucun résultat n'est fourni par la fonction de transfert si la distance de l'analogue le plus proche (D_{min}) excède ce seuil critique.

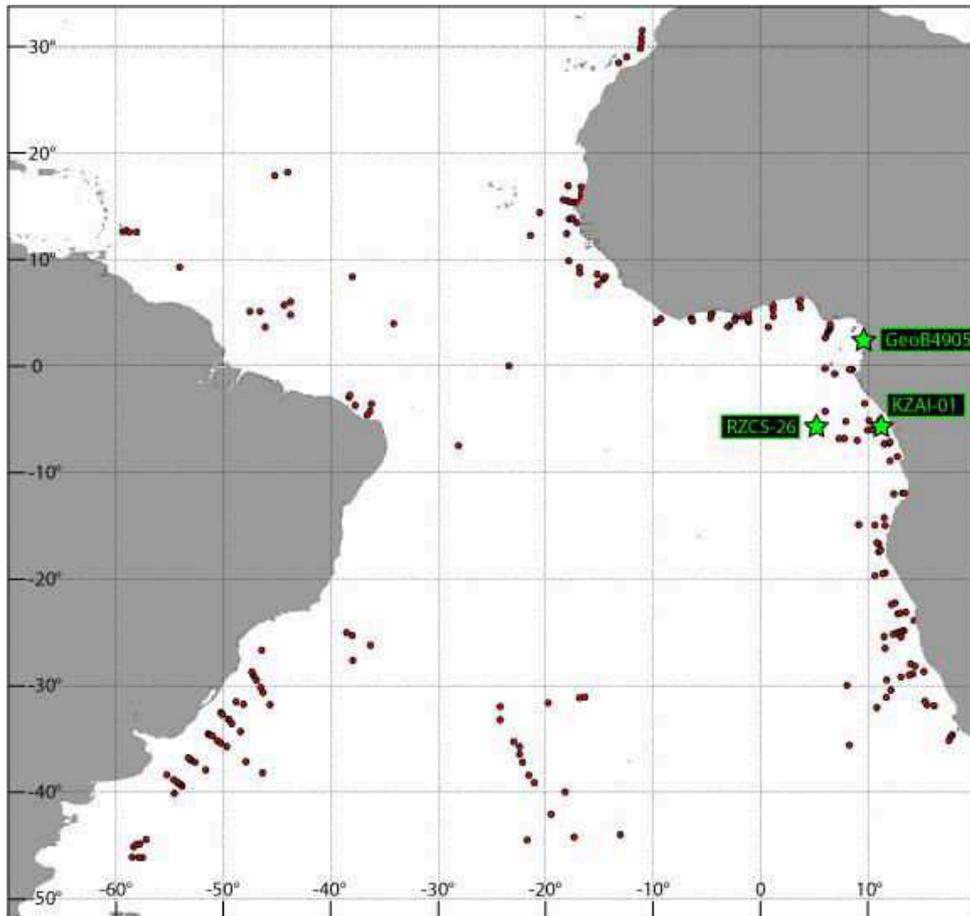


Figure 43 Localisation des analogues modernes dans l'Atlantique tropical sous la forme de points rouges. Les étoiles vertes correspondent aux carottes étudiées au cours de cette thèse.

Le principe général de la fonction de transfert (MAT) est ici succinctement développé mais d'importantes modifications ont été apportées aux bases de données dinokystes et environnementales au cours de cette thèse. Ces changements sont argumentés dans le cadre du deuxième article du Chapitre 4.

3. Outils couramment utilisés dans les tropiques

En raison des faibles concentrations en dinokystes relevées dans les sédiments tropicaux (Shi et al., 1998; Marret et al., 2008; Kim et al., 2010; Marret et al., 2013; Hardy et al., 2016), l'outil dinokyste a été précédemment utilisé dans la région de manière assez marginale en comparaison avec d'autres proxys qui seront discutés en parallèle avec les données de cette thèse dans la suite du manuscrit.

3.1. Assemblages polliniques

Parmi les palynomorphes (même protocole d'extraction palynologique que pour les dinokystes), les assemblages polliniques ont souvent été reconstruits dans l'Atlantique intertropical (Dupont et al., 1998; Shi et al., 1998; Dupont et Behling, 2006; Marret et al., 2006, 2008; Dupont, 2011). Ce proxy permet de discuter la dynamique du couvert végétal sur le continent grâce à l'identification microscopique des grains de pollen et des spores transportés vers l'océan par les vents et les fleuves. Les grains de pollen, comme les dinokystes, sont constitués d'une paroi organique très résistante à la dissolution et sensible à de fortes conditions d'oxydation.

3.2. Assemblages diatomées

Les diatomées sont des organismes unicellulaires phytoplanctoniques à test siliceux, constituant près de la moitié de la productivité primaire (Nelson et al., 1995), et colonisant également des environnements fluviaux d'eaux douces. Les diatomées sont sensibles à la dissolution, et notamment dans des eaux chaudes où la silice bioprécipitée sera redissoute à la mort de l'individu, constituant en cela un stock de silice dissoute biodisponible pour les autres algues qui se formeront par la suite. En raison de cet important recyclage de surface, le message fossilisé de bioproduktivité de surface peut être entaché d'un biais considérable, variable au cours du temps. De même que pour les dinokystes, les différents taxons peuvent

fournir une grande quantité d'informations sur les conditions hydrologiques de surface passées. La thèse de Hatin (2016) a notamment été basée sur l'étude de la carotte RZCS-26. Le taux de silice biogène (% BSi) dans les vases hémipélagiques peut également constituer un outil indirect de paléoproduktivité de surface, couramment utilisé dans notre région d'étude.

3.3. Foraminifères

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires zooplanctoniques à test minéral principalement carbonaté. Certaines espèces vivent dans les eaux de surface, les foraminifères planctoniques, tandis que d'autres sont benthiques et vivent à l'interface eau-sédiment ou enfouis.

3.3.1. Assemblages foraminifères

De manière analogue aux diatomées et dinokystes, les assemblages de foraminifères (lavage des sédiments généralement à 150 μm et identification sous loupe binoculaire des différents taxons sur la fraction supérieure à 150 μm) permettent d'accéder à des reconstructions qualitatives ou quantitatives des conditions paléoenvironnementales. Le problème de la dissolution se pose pour les foraminifères dans le cas d'eaux froides (i.e. hautes latitudes ou profondeurs importantes dans les bassins océaniques) ou plus acides (i.e. riches en CO_2).

3.3.2. Isotopes stables

La signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ du test des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques) est couramment utilisée dans les tropiques afin de retracer les conditions paléoenvironnementales (température, salinité et niveau marin, combinés dans le signal $\delta^{18}\text{O}$, bioproduktivité marine *versus* reminéralisation et/ou ventilation profonde dans le cas du signal $\delta^{13}\text{C}$). Le signal $\delta^{18}\text{O}$ permet notamment d'obtenir une contrainte stratigraphique sur les carottes marines en comparant le signal avec d'autres séquences de référence bien datées. C'est ainsi que les modèles d'âge de carottes voisines, dans la zone d'étude, ont été établis (Schneider et al., 1995, 1997; Adegbie et al., 2003; Schefuß et al., 2005). La carotte

GeoB4905-4 bénéficie d'un jeu de données isotopiques mesurées sur foraminifères planctoniques, de même que la carotte RZCS-26 qui dispose de données benthiques.

3.3.3. Signal Mg / Ca

Durant la formation du test carbonaté des foraminifères, du Magnésium sera incorporé à la coquille minérale et sa proportion varie en fonction de la température de l'eau (Barker et al., 2005). Ce paléothermomètre a été utilisé à plusieurs reprises dans la zones d'étude (Weldeab et al., 2007; Weldeab, 2012; Dyez et al., 2014), y compris sur la carotte GeoB4905-4, mais seulement sur les derniers 21 000 ans.

3.4. Les alcénones

Les alcénones sont des composés organiques lipidiques, structurés en chaînes macromoléculaires (C_{37}), essentiellement produits par des algues phytoplanctoniques de la famille des coccolithophoridés, et dont le ratio entre les formes di- et tri-insaturées (U'_{37} ; Brassell et al., 1986) est dépendant de la température de surface. Ce paléothermomètre a couramment été utilisé dans la zone d'étude (Müller et al., 1998; Kim et al., 2003; Schefuß et al., 2005), bien qu'aucune des 3 carottes de cette thèse n'en ait fait l'objet.

CHAPITRE III : RESULTATS

Ce chapitre est consacré à la description des données obtenues durant cette thèse, à savoir la description des échantillons analysés, des espèces identifiées et des résultats disponibles sous différentes formes à partir des dinokystes : diversité, concentrations, pourcentages (assemblages fossiles et description des palynozones : zones cohérentes et homogènes en termes de tendances palynologiques), et données quantitatives issues des fonctions de transfert (plusieurs paramètres environnementaux sont quantifiés tels que la densité de l'eau, les salinité et température de surface, ou encore la productivité par plusieurs méthodes).



Kyste *Spiniferites mirabilis* photographié sur la carotte KZAI-01. La largeur de la photo représente environ 100 μm

1. Description générale des échantillons

1.1. Nombre d'individus par lame

Sur l'ensemble des échantillons traités et analysés, tous n'ont pas été retenus : i) soit parce qu'ils étaient quasi stériles (i.e. moins de 10 individus/lame), ii) soit parce qu'ils présentaient des qualités d'observation microscopique médiocres (i.e. bulles dans la lame, matière organique agglomérée en grumeaux opaques, cas de 8 lames).

→ Sur les 190 niveaux retenus de la carotte KZAI-01, 38 dépassaient 300 individus comptés, 94 présentaient entre 299 et 100 individus, tandis que 58 niveaux présentaient entre 100 et 20 kystes.

→ En ce qui concerne la carotte RZCS-26, le nombre de dinokystes comptés/lame est très faible au niveau de la première série de lames (tamisage 5 µm) : 3 niveaux se sont révélés stériles, tandis que 22 niveaux contenaient moins de 10 kystes/lame. Seuls 3 niveaux possédaient un minimum de 100 spécimens. Sur la deuxième série de lames (tamisage 10 µm), le nombre de spécimens présents reste très faible avec 5 niveaux quasi stériles. Cependant, le nombre de niveaux présentant plus de 100 kystes s'élève à 9 ; le reste des niveaux présentant 20 à 80 individus/lame. La fusion des deux séries, *a posteriori*, a permis d'obtenir des lames comprenant entre 23 et 180 spécimens, avec 12 niveaux dépassant 100 individus, et 11 niveaux comprenant entre 50 et 99 spécimens.

→ Pour la carotte GeoB4905-4, la série de 63 nouvelles lames réalisées dans cette thèse (tamisage 10 µm) présentait un faible nombre de kystes : 15 niveaux se sont révélés quasi stériles, tandis que seulement 11 niveaux dépassaient les 100 individus. A partir de 16 résidus de traitements palynologiques restants (culots non vides dans les tubes eppendorf après le montage des premières lames), un tamisage à 20 µm a été pratiqué. Sur ces 16 niveaux, 13 d'entre eux qui étaient stériles ont permis de concentrer un plus grand nombre de dinokystes. Le bilan positif de cette série fut un seul niveau quasi stérile et 5 niveaux dépassant 100 individus. Enfin, durant la thèse de Kim So-Young (2007), 77 niveaux avaient été traités. A partir des résidus de traitements palynologiques disponibles, 51 lames ont été remontées et comptées dans le cadre de cette thèse. Elles révèlent également une grande pauvreté en dinokystes : 25 niveaux sont quasi stériles et aucun niveau ne dépasse 100 individus.

	Carotte KZAI-01	Carotte RZCS-26		Total (Fusion des comptages)	Carotte GeoB4905-4
		1 ^{ère} série de lames (tamisage 5 µm)	2 ^{ème} série de lames (tamisage 10 µm)		
Nombre d'éch. TRAITES/ ANALYSES	202	33	33	33	51* traités par Kim So- young (thèse, 2007) + 63** traités pendant cette thèse
Nombre d'éch. RETENUS pour discussion % et □	132 / 190	3 / 8	9 / 27	12 / 30	* 0/26 **16/ 48
Nb kystes/lame sur TOTAL analysé	Min : 0 Max : 748 Médiane : 125	Min : 0 Max : 175 Médiane : 4	Min : 0 Max : 123 Médiane : 64	Min : 1 Max : 178 Médiane : 80	Min : 0 Max : 289 Médiane :29
Nb kystes/lame sur éch. RETENUS	Min : 20 Max : 748 Médiane : 130	Min :25 Max :175 Médiane:5 7	Min : 20 Max : 123 Médiane : 72	Min : 23 Max : 178 Médiane : 84	Min :11 Max :289 Médiane :43
Conc. (kystes/cm³) sur TOTAL analysé	Min : 0 Max : 11218 Médiane : 857	Min : 0 Max : 4654 Médiane : 598	Min :0 Max :2608 Médiane :385	Min :3 Max :2321 Médiane : 416	Min :29 Max :1591 Médiane :243
Conc. (kystes/cm³) sur éch. RETENUS	Min : 96 Max : 11 218 Médiane : 735	Min : 471 Max : 4654 Médiane : 1928	Min :244 Max :2608 Médiane :540	Min :256 Max :2321 Médiane:487	Min :81 Max :1591 Médiane :292

Tableau 9 Inventaire des informations principales de comptages sur les 3 carottes d'étude.

1.2. Concentrations en dinokystes

Les concentrations calculées sont généralement très faibles (Tableau 9), inférieures à 1 000 kystes/cm³, pour plus de la moitié des échantillons dans le cas de la carotte KZAI-01 (points jaunes, Figure 44), 29 des 33 niveaux dans le cas de la carotte RZCS-26 après fusion des deux séries de comptages (points jaunes et roses, Figure 44), et tous les niveaux à l'exception d'un seul dans le cas de la carotte GeoB4905-4 (points jaunes, roses et bleus, Figure 44). Il est à noter également que les concentrations en dinokystes calculées au cours de cette thèse pour la carotte GeoB4905-4 présentent des valeurs comprises entre 50 et 1 600 kystes/cm³, tandis que les lames remontées à partir des résidus de traitements palynologiques effectués pendant la thèse de Kim So-Young (2007) présentent des valeurs encore plus faibles, entre 30 et 600 kystes/cm³. La combinaison « concentration en dinokystes vs. nombre de kystes comptés/lame » met en évidence des changements importants vis-à-vis de la qualité de la lame réalisée, et notamment au regard de la dilution de la matière organique (Figure 44).

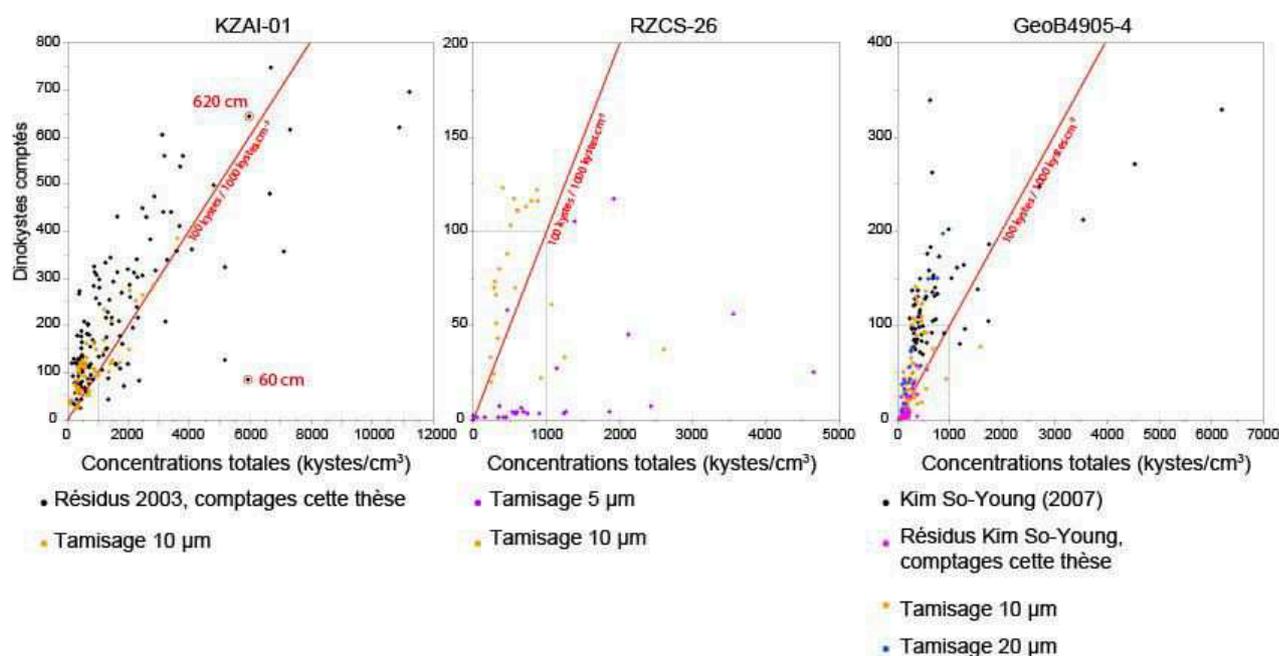


Figure 44 Diagrammes présentant les concentrations totales en dinokystes vs. Le nombre de kystes comptés sur chaque lame, dans les 3 carottes d'étude. La couleur des points correspond aux différents tamisages réalisés dans le protocole d'extraction palynologique. Le seuil arbitraire de 100 kystes comptés pour 1000 kystes.cm⁻³ calculés est représenté sur la figure pour simplifier la lecture de chaque graphique.

→ Pour exemple, les niveaux 60 et 620 cm de la carotte KZAI-01 (Figure 44) enregistrent tous deux une concentration de 6 000 kystes/cm³ mais un nombre total de kystes comptés entre 85 et 644, respectivement. Aussi, il est à noter que les lames acquises au cours de cette thèse sur la carotte KZAI-01 présentent la même distribution « concentration vs. kystes comptés/lame » que les lames réalisées sur cette même carotte en 2003 à partir du même protocole (Figure 44), i.e. environ 100 kystes comptés pour 1 000 kystes/cm³. Ainsi, la matière organique contenue dans le sédiment ne semble pas s'être dégradée, auquel cas nous aurions quantifié une dilution plus grande des dinokystes sur les lames récentes.

→ Pour la carotte RZCS-26, la première série de lames (5 µm, points roses, Figure 44) a conservé un volume important de particules fines ayant fortement dilué les palynomorphes, d'où la quasi stérilité observée des échantillons malgré des concentrations calculées qui pourraient permettre de dénombrer au moins 100 individus/lame si l'on se réfère aux données de la carotte KZAI-01. Le fait d'avoir retraité les mêmes niveaux puis tamisé à 10 µm a été bénéfique au niveau des résultats. Sur des mêmes niveaux analysés à tamisages finaux différents, des concentrations proches sont calculées et le nombre de kystes s'élève à plus d'une centaine parfois quand la première série de lames ne permettait d'en dénombrer qu'une dizaine ou moins (Figure 44). Le ratio s'approche celui de la carotte KZAI-01 à savoir 100 kystes comptés pour 1000 kystes/cm³.

→ Concernant la carotte GeoB4905-4, les lames « traitements pendant cette thèse - tamisage 10 µm » (points jaunes, Figure 44) présentent une distribution proche de 100 kystes comptés pour 1000 kystes/cm³. Les concentrations calculées se trouvent dans une gamme de valeurs plus faibles que celle obtenue par Kim So-Young pendant sa thèse (points noirs, Figure 44) car la période échantillonnée durant cette thèse correspond uniquement à la dernière déglaciation, période logiquement caractérisée par des concentrations plus faibles que durant l'Holocène, qui a aussi été échantillonné pendant la thèse de Kim So-Young (Kim et al., 2010; Marret et al., 2013; Hardy et al., 2016). Un problème a été noté sur les lames remontées à partir des résidus de Kim So-Young et contenant moins d'une dizaine de kystes. En effet, ils présentaient toutefois des concentrations comprises entre 100 et 300 kystes/cm³ mais une très forte présence de particules fines et de cristaux de silice. De plus, les concentrations calculées ne s'accordaient pas avec celles reconstruites durant la thèse de Kim So-Young (2007). Entre 2007 et 2015, les résidus se sont peut-être dégradés ainsi que certains dinokystes par

oxydation, pouvant à la fois expliquer les concentrations calculées plus faibles et le faible nombre de kystes comptés.

Les différents tamisages effectués au cours de cette thèse montrent que dans ces environnements tropicaux, naturellement pauvres en dinokystes, et à sédimentation fine très riches en matière organique d'origine marine et continentale, il apparaît quasi indispensable d'augmenter la maille des tamis. Il est ainsi préférable de tamiser les résidus à 20 μm dans la mesure où certaines lames sont passées de stériles à statistiquement fiables. De plus, il est peu probable que cette méthode de tamisage soit préjudiciable vis-à-vis de la perte de spécimens ; les plus petites espèces de dinokystes ayant un diamètre d'environ 25-30 μm (Marret et Zonneveld, 2003).

En revanche, ces lames ne pourront pas être réutilisées pour effectuer des comptages de grains de pollen car de nombreuses espèces $<20 \mu\text{m}$ ne seraient plus identifiables. D'autre part, il a été constaté une hausse des concentrations calculées après le tamisage à 20 μm , ce qui signifie probablement une perte en marqueurs exotiques *Lycopodium clavatum*. Ceci pourrait représenter un problème au regard du calcul des concentrations en dinokystes notamment.

1.3. Richesse spécifique des niveaux analysés

1.3.1. Diversité en dinokystes

Les 3 carottes d'étude révèlent une grande diversité en dinokystes, dans la mesure où la quasi-totalité des espèces inventoriées dans la région a été identifiée (cf. atlas modernes ; Marret et Zonneveld, 2003; Marret et al., 2008 ; Zonneveld et al., 2013). Ainsi, sur la carotte KZAI-01, 47 différents taxons ont été identifiés au total, 35 sur la carotte RZCS-26, et 39 sur la carotte GeoB4905-4 (Tableau 10). Il est intéressant de constater que, malgré les très faibles concentrations calculées dans les carottes RZCS-26 et GeoB4905-4, la diversité biologique reste importante sur l'ensemble de ces séquences analysées.

Il apparaît également que certains taxons ont été identifiés dans les carottes mais sont absents des atlas dinokystes modernes dans la région. Une des raisons vient du fait que, dans la majorité des cas, ces taxons sont regroupés avec d'autres taxons dans les bases de données modernes en raison de leur grande ressemblance morphologique (Tableau 10, colonne « Remarques »). Ces taxons, implémentés dans la liste du Tableau 10 (en bleu), sont décrits dans les paragraphes ci-dessous.

Nematosphaeropsis lemniscata (Bujak, 1984)

Cette espèce a été observée sur les 3 carottes d'étude (Tableau 10), ce qui laisse à penser qu'elle est relativement commune dans la zone d'étude et a probablement aussi été identifiée dans des études antérieures. Sa ressemblance avec *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) a pu amener certains auteurs à les confondre. Les quelques différences morphologiques entre *N. lemniscata* et *N. labyrinthus* ayant permis de les identifier sont les suivantes :

- Rapport différent « taille totale (avec processus) / taille du corps du kyste ». *N. labyrinthus* présente généralement un diamètre de « corps » de kyste inférieur ou égal à la longueur des processus (soit un tiers du diamètre total du kyste comprenant les expansions). *N. lemniscata*, en revanche, présente un « corps » de kyste relativement ovoïde, mais également plus volumineux, avec un diamètre généralement supérieur ou égal à la longueur des processus.

Kystes mixotrophes	Abréviation	KZAI-01	RZCS-26	GEOB4905-4	Remarques
<i>Bitectatodinium tepikiense</i>	BTEP	■	■	■	
<i>Bitectatodinium spongium</i>	BSPO	■	■	■	
<i>Impagidinium aculeatum</i>	IACU	■	■	■	
<i>Impagidinium paradoxum</i>	IPAR	■	■	■	
<i>Impagidinium sphaericum</i>	ISPH	■	■	■	
<i>Impagidinium patulum</i>	IPAT	■	■	■	
<i>Impagidinium striatum</i>	ISTR	■	■	■	
<i>Impagidinium plicatum</i>	IPLI	■	■	■	
<i>Impagidinium variaseptum</i>	IVAR	■	■	■	
<i>Impagidinium velorum</i>	IVEL	■	■	■	
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	LMAC	■	■	■	
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	NLAB	■	■	■	
<i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>	NLEM	■	■	■	Sommé avec NLAB
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	OCEN	■	■	■	
<i>Operculodinium israelianum</i>	OISR	■	■	■	
<i>Operculodinium janduchenei</i>	OJAN	■	■	■	
<i>Operculodinium longispinigerum</i>	OLON	■	■	■	
<i>Operculodinium aguinawense</i>	OAGUI	■	■	■	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	PZOH	■	■	■	
<i>Pyxidinosia reticulata</i>	PRET	■	■	■	
<i>Spiniferites membranaceus</i>	SMEM	■	■	■	
<i>Spiniferites delicatus</i>	SDEL	■	■	■	SDEL cf. pachydermus
<i>Spiniferites ramosus</i>	SRAM	■	■	■	Sommé avec SRAM
<i>Spiniferites bulloides</i>	SBUL	■	■	■	
<i>Spiniferites bentorii</i>	SBEN	■	■	■	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	SMIR	■	■	■	
<i>Spiniferites pachydermus</i>	SPAC	■	■	■	
<i>Pentapharsodinium daleii</i>	PDAL	■	■	■	
Kystes hétérotrophes					
<i>Brigantedinium</i> spp.	BSPP	■	■	■	Sommés en BSPP
<i>Brigantedinium simplex</i>	BSIM	■	■	■	
<i>Brigantedinium cariacense</i>	BCAR	■	■	■	
<i>Protoperidinium</i> spp.	PERI	■	■	■	
<i>Lejeunecysta oliva</i>	LOLI	■	■	■	
<i>Lejeunecysta sabrina</i>	LSAB	■	■	■	
<i>Leipokatium invisitatum</i>	LINV	■	■	■	
<i>Selenopemphix quanta</i>	SQUA	■	■	■	
<i>Selenopemphix nephroides</i>	SNEP	■	■	■	
<i>Xandarodinium xanthum</i>	XAND	■	■	■	
<i>Stelladinium stellatum</i>	SSTE	■	■	■	Confusion avec SREID
<i>Stelladinium reidii</i>	SREID	■	■	■	
<i>Trinovantedinium applanatum</i>	TAPP	■	■	■	
<i>Votadinium calvum</i>	VCAL	■	■	■	
<i>Votadinium spinosum</i>	VSPI	■	■	■	
<i>Protoperidinium americanum</i>	PAME	■	■	■	
<i>Quinquecuspsis concreta</i>	QCON	■	■	■	
<i>Polykrikos schwartzii</i>	PSCH	■	■	■	
<i>Polykrikos kofoidii</i>	PKOF	■	■	■	
<i>Gymnodinium catenatum</i>	GCAT	■	■	■	
<i>Dalella chathamensis</i>	DCHA	■	■	■	
<i>Tuberculodinium vancampoae</i>	TVAN	■	■	■	
<i>Echinidinium</i> spp.	ESPP	■	■	■	Sommés en ESPP
<i>Echinidinium aculeatum</i>	EACU	■	■	■	
<i>Echinidinium granulatum</i>	EGRA	■	■	■	
<i>Echinidinium delicatum</i>	EDEL	■	■	■	
<i>Echinidinium transparentum</i>	ETRA	■	■	■	
<i>Echinidinium bispiniformum</i>	EBIS	■	■	■	
<i>Dubridinium caperatum</i>	DUBRI	■	■	■	
		47	35	39	

Tableau 10 Inventaire des espèces identifiées dans les carottes d'étude. Les espèces en noir figurent dans la base de données modernes tropicale (n=208; Marret et al., 2008), tandis que les espèces en bleu sont des espèces absentes de cette base de données modernes. Les barres vertes correspondent aux espèces clairement identifiées tandis que les barres jaunes correspondent à des espèces potentiellement présentes mais mal identifiées.

Morphologie différente des *trabeculae* (qui assurent la jonction entre les terminaisons des processus). Ces dernières ont un relief nettement plus élevé au microscope chez *N. lemniscata* et une morphologie moins géométrique et régulière que chez *N. labyrinthus*.

Spiniferites bulloides (Deflandre et Cookson, 1955)

Cette espèce, morphologiquement très proche de *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1836), est généralement regroupée avec cette dernière dans les bases de données dinokystes. La forme du corps diffère pour ces deux taxons : le corps apparaît « hexagonal » pour *S. ramosus*, avec un fort relief des membranes reliant les processus et de la ceinture équatoriale. Le corps est de forme parfaitement sphérique, avec des membranes et une tabulation moins prononcées chez *S. bulloides*.

Stelladinium reidii (Bradford, 1975)

Le problème majeur des espèces du genre *Stelladinium* (*Stelladinium stellatum*, *Stelladinium robustum* et *Stelladinium reidii*, i.e. les espèces présentes dans les tropiques; Marret et Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013) est leur morphologie quasi identique. Chaque espèce se caractérise par une forme brune pentagonale dotée de 5 processus en aiguilles au niveau des arêtes de ce pentagone. Certaines espèces de ce genre possèdent également (ou non) des processus autour de la zone paracingulaire. Cependant, alors que *Stelladinium reidii* possède systématiquement des processus au niveau de la zone paracingulaire, l'espèce *Stelladinium stellatum* peut présenter les deux cas de figure (absence ou présence de ces processus supplémentaires). Etant donné qu'il est très difficile de certifier laquelle des deux espèces a été identifiée dans les carottes, le compromis trouvé a été de regrouper toutes ces espèces sous le genre *Stelladinium* spp.

Dubridinium caperatum (Reid, 1978)

Cette espèce a été repérée à plusieurs reprises dans la carotte GeoB4905-4 sur des lames très chargées en débris organiques. Cependant, elle n'est répertoriée dans aucun atlas dans les

régions tropicales (Marret et Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). De plus, sa morphologie (i.e. corps brun sphérique ouvert en deux autour duquel s'observe un voile incolore) et sa fragilité (faible préservation) rendent son identification / sa détermination très difficiles. Il est possible de confondre cette espèce avec l'espèce *Echinidinium bispiniformum* (Zonneveld, 1997) qui se caractérise par un corps brun sphérique et des processus assez massifs et incolores qui sont susceptibles d'être confondus avec le voile incolore de *D. caperatum*. Aussi, son archéopyle très large peut évoquer la forme ouverte de *D. caperatum*.

1.3.2. Problèmes taxonomiques

La reconnaissance des espèces est basée sur leur holotype, mais certaines espèces du même genre sont parfois difficiles à déterminer, et notamment du fait de la variabilité des morphotypes pour une même espèce.

Spiniferites delicatus (Reid, 1974)

Son corps est sphérique à ovoïde avec une paroi épaisse et granuleuse, et la longueur des processus équivaut au rayon du corps du kyste. Aussi, les processus sont caractérisés par une membrane épaisse, très marquée, qui ceinture chaque processus individuellement et se termine en forme « d'éventail ». Or, il s'avère que les spécimens observés au cours de cette thèse ne possèdent pas tous les critères définis par Reid (1974) pour définir *S. delicatus*. Bien qu'ils aient un corps ovoïde et granuleux avec des processus solides et bien marqués, la paroi du corps est moins épaisse, tandis que la membrane reliant les processus est très peu développée, voire quasiment absente dans certains cas. De plus, les bifurcations de chaque processus sont nettement plus développés ainsi que dénués de membrane en forme « d'éventail ». Cette morphologie rapproche ainsi les spécimens de l'espèce *Spiniferites pachydermus* (Rossignol, 1964) sans en posséder toutefois tous les critères d'identification non plus, et notamment en ce qui concerne la forme des processus : les processus de *S. pachydermus* sont généralement tubulaires et bifurqués là où ceux des spécimens observés sont caractérisés par un fort relief de manière analogue à *S. delicatus*. Il s'agit donc d'une morphologie « hybride » restant toutefois rattachée à *S. delicatus* sous l'appellation suivante : *Spiniferites delicatus cf. pachydermus* (Marret, communication personnelle). De plus, la

répartition géographique de ces deux espèces dans l'atlas dinokyste diffère fortement. *S. delicatus* est particulièrement représenté dans les eaux équatoriales de la zone d'étude tandis que *S. pachydermus* se trouve plutôt le long des côtes sud africaines, à l'interface entre les eaux du Courant des Aiguilles et du Courant de Benguela (Marret et Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013).

Operculodinium centrocarpum (Deflandre et Cookson, 1955)

Les espèces majeures de la zone d'étude du genre *Operculodinium* (*O. centrocarpum*, *O. israelianum*, *O. aguinawense* ; Figure 45) ont également soulevé certaines difficultés. De la même manière qu'évoquée précédemment, la plupart des individus présentent des morphologies hybrides, rendant leur identification spécifique difficile. D'un point de vue général, les corps de ces trois kystes se révèlent particulièrement granuleux en comparaison avec leur description d'origine (i.e. holotype), alors que la texture fait justement partie des critères de différenciation pour ces espèces. *O. centrocarpum* est généralement micro-granulé, *O. israelianum* est le plus granuleux, tandis qu'*O. aguinawense* est caractérisé par une granularité intermédiaire. Ici, chaque kyste du genre *Operculodinium* possédait généralement un corps à texture fibreuse tout comme l'holotype d'*O. israelianum*. La forme des processus présentait également des caractères hybrides, en particulier au sein de l'espèce *O. centrocarpum*. L'holotype présente en effet une forte densité de processus longilignes, fins, et capités (Figure 45), tandis qu'un certain nombre d'individus identifiés possédait des processus évasés et coniques de manière analogue à *O. israelianum*. La capitulation des processus était alors le seul critère permettant de conserver ces individus au sein d'*O. centrocarpum*. *O. aguinawense* possède également des capitations au bout de ses processus (Figure 45) mais, à la différence d'*O. centrocarpum* pour lequel les capitations sont plates, elles sont bifides chez *O. aguinawense*.

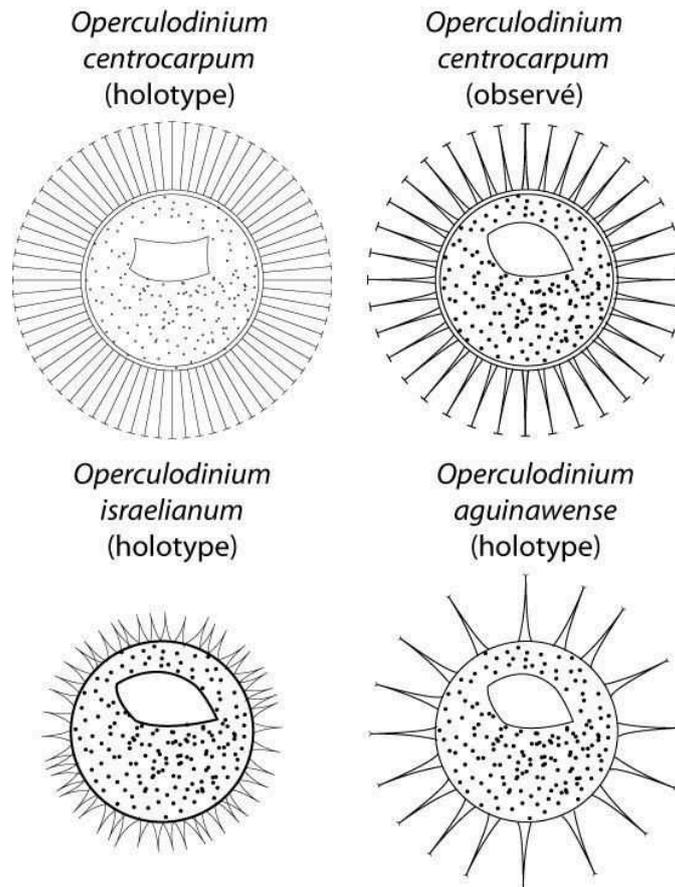


Figure 45 Représentation schématique des holotypes et des observations tropicales des espèces : *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre et Cookson, 1955), *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) et *Operculodinium aguinawense* (Marret et Kim, 2009).

Il est fondamental de définir une grille d'identification stricte pour chaque espèce. Bien que ces problèmes taxonomiques se fassent en général entre deux espèces du même genre, elles ne possèdent pas forcément la même écologie. Pour exemple, dans la région d'étude, l'espèce *O. aguinawense* est considérée comme une espèce thermophile oligotrophe de faible salinité, tandis qu'*O. centrocarpum* est considérée comme une espèce vivant dans des eaux plus froides éventuellement sujettes à des courants d'upwelling.

2. Résultats issus des assemblages dinokystes sur les 3 carottes

2.1. Carotte KZAI-01 (cf. partie résultats du 1^{er} article, Chapitre IV)

La description détaillée des assemblages dinokystes est disponible dans l'article : Hardy et al. (2016 ; Chapitre IV de ce manuscrit). Cependant, les assemblages et concentrations de la carotte KZAI-01 sont représentés de manière uniforme à ce qui sera représenté pour les 2 autres carottes de cette thèse (RZCS-26 et GeoB4905-4) dans la suite de cette partie résultats (Figures 46 à 49) et les données sont synthétisées palynozone après palynozone dans le Tableau 11 ci-après.

Palynozone	Intervalle	Conc. (kystes/cm ³)	Espèces majeures	Domaine environnemental
a1	1,4 – 2,2 ka BP	2 000-3 000	<i>O. centrocarpum</i> <i>Echinidinium</i> spp. <i>L. machaerophorum</i>	Fluviale Upwelling
a2	2,2 – 4,1 ka BP	2 000-11 000	<i>O. centrocarpum</i> <i>S. delicatus</i> <i>S. membranaceus</i>	Upwelling Equatorial
b1	4,1 – 6,7 ka BP	300-900	<i>O. centrocarpum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>Echinidinium</i> spp.	Upwelling Equatorial Fluviale
b2	6,7 – 11,2 ka BP	150-700	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>Stelladinium</i> spp. <i>Echinidinium</i> spp.	Equatorial Fluviale
b3	11,2-15,5 ka BP	400-2 000	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>Echinidinium</i> spp. <i>Stelladinium</i> spp.	Fluviale Upwelling
c1	15,5-17,2 ka BP	1 500-7 000	<i>L. machaerophorum</i> <i>O. centrocarpum</i> <i>T. vancampoae</i>	Upwelling Equatorial Fluviale
c2	17,2-24,5 ka BP	200-3 000	<i>O. centrocarpum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>O. israelianum</i>	Equatorial Upwelling
c3	24,5-27,2 ka BP	800-1 800	<i>O. centrocarpum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>L. machaerophorum</i>	Upwelling Fluviale
d1	27,2-34,6 ka BP	300-6 000	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>L. machaerophorum</i> <i>S. mirabilis</i>	Equatorial Fluviale
d2	34,6-36,4 ka BP	400-6 000	<i>L. machaerophorum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>P. schwartzii</i>	Equatorial Fluviale
d3	36,4-37,5 ka BP	200-300	<i>L. machaerophorum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>O. israelianum</i>	Fluviale
e1	37,5-39 ka BP	100-300	<i>L. machaerophorum</i> <i>O. israelianum</i> <i>S. ramosus</i>	Fluviale Equatorial
e2	39-43,8 ka BP	200-1 200	<i>L. machaerophorum</i> <i>S. ramosus</i> <i>Brigantedinium</i> spp.	Fluviale Equatorial

Tableau 11 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes.

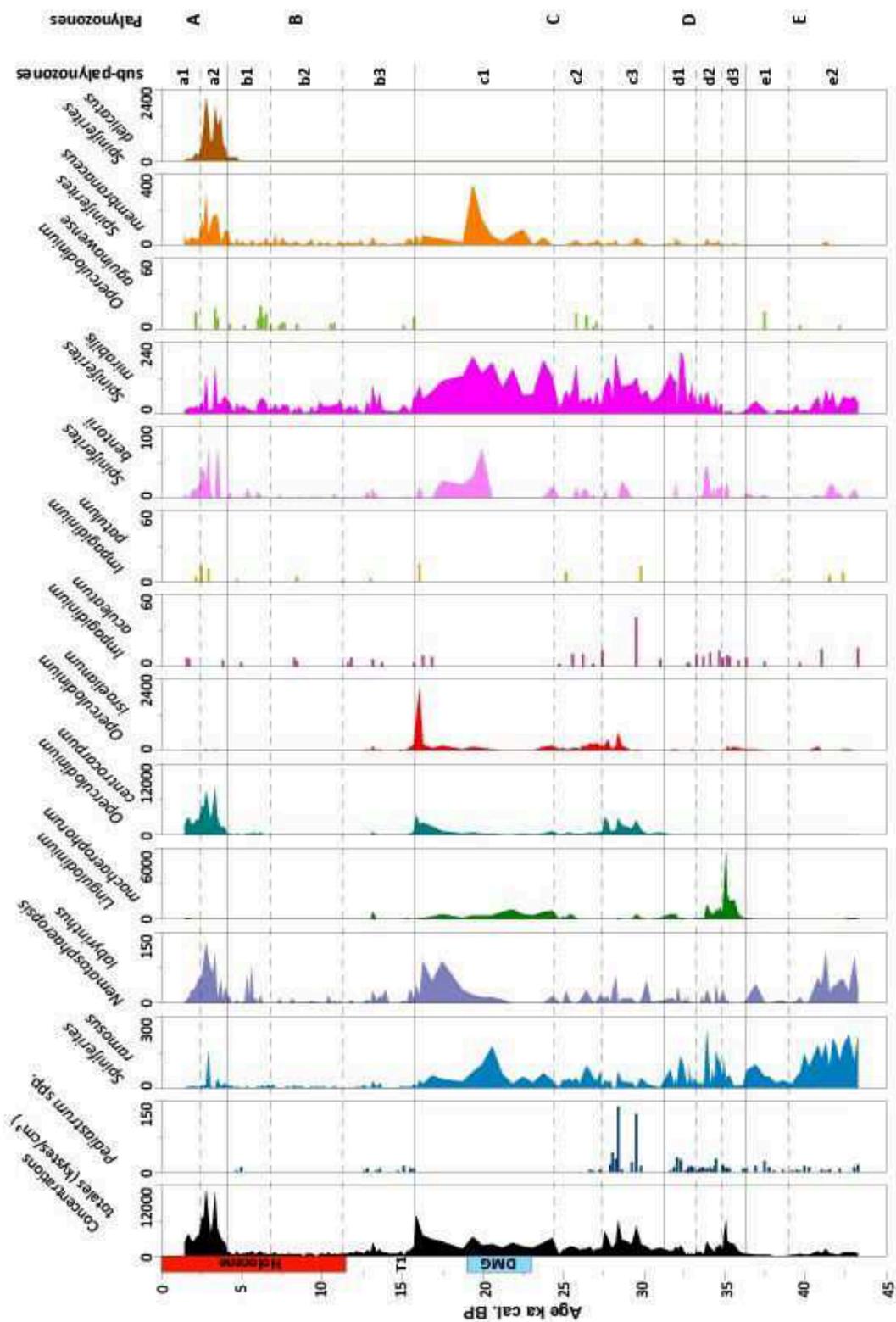


Figure 46 Concentrations ($kystes/cm^3$) des espèces majeures *autotrophes/mixotrophes* dans la carotte **KZAI-01** (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pedastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.

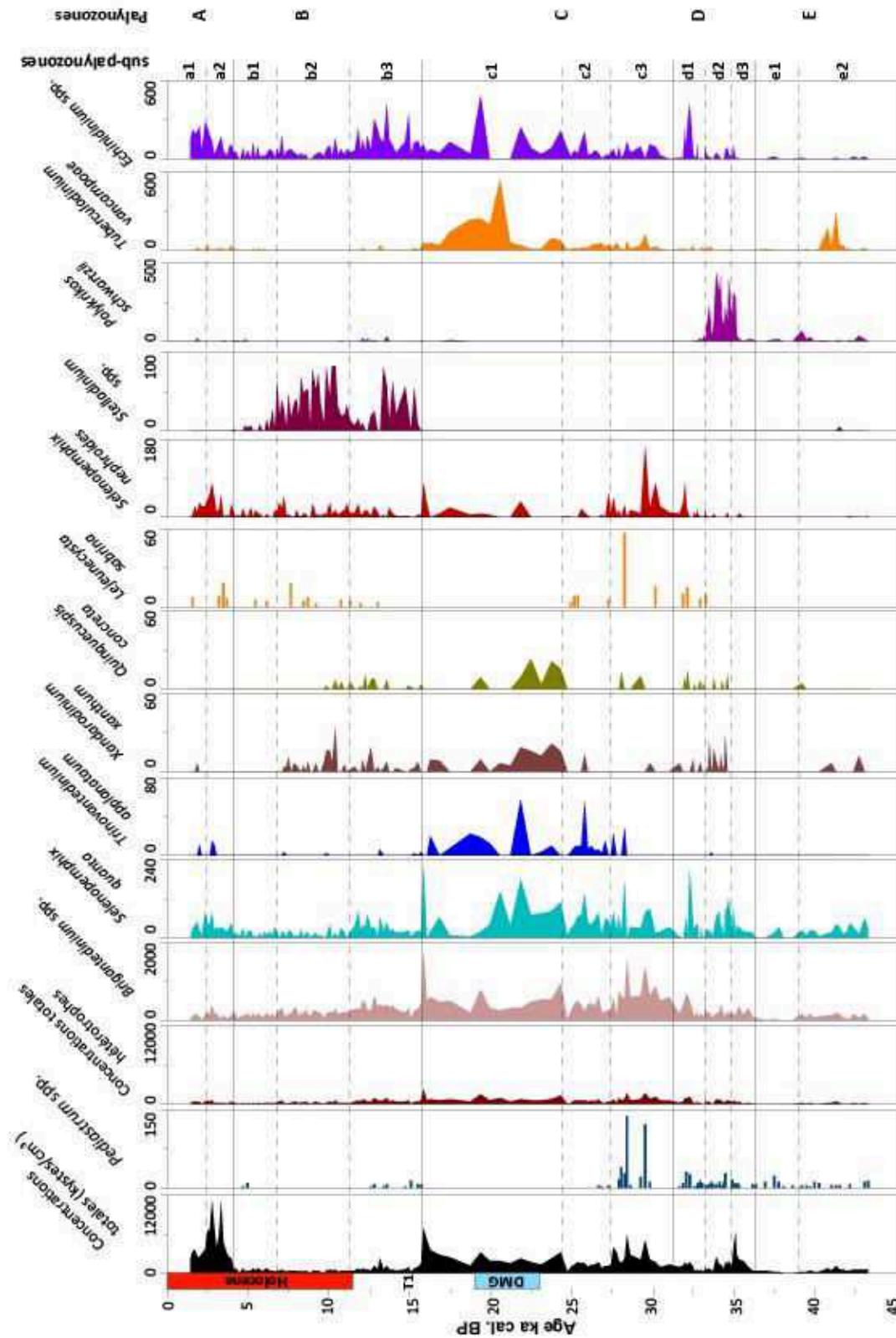


Figure 47 Concentrations des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte *KZAI-01* (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tiré.

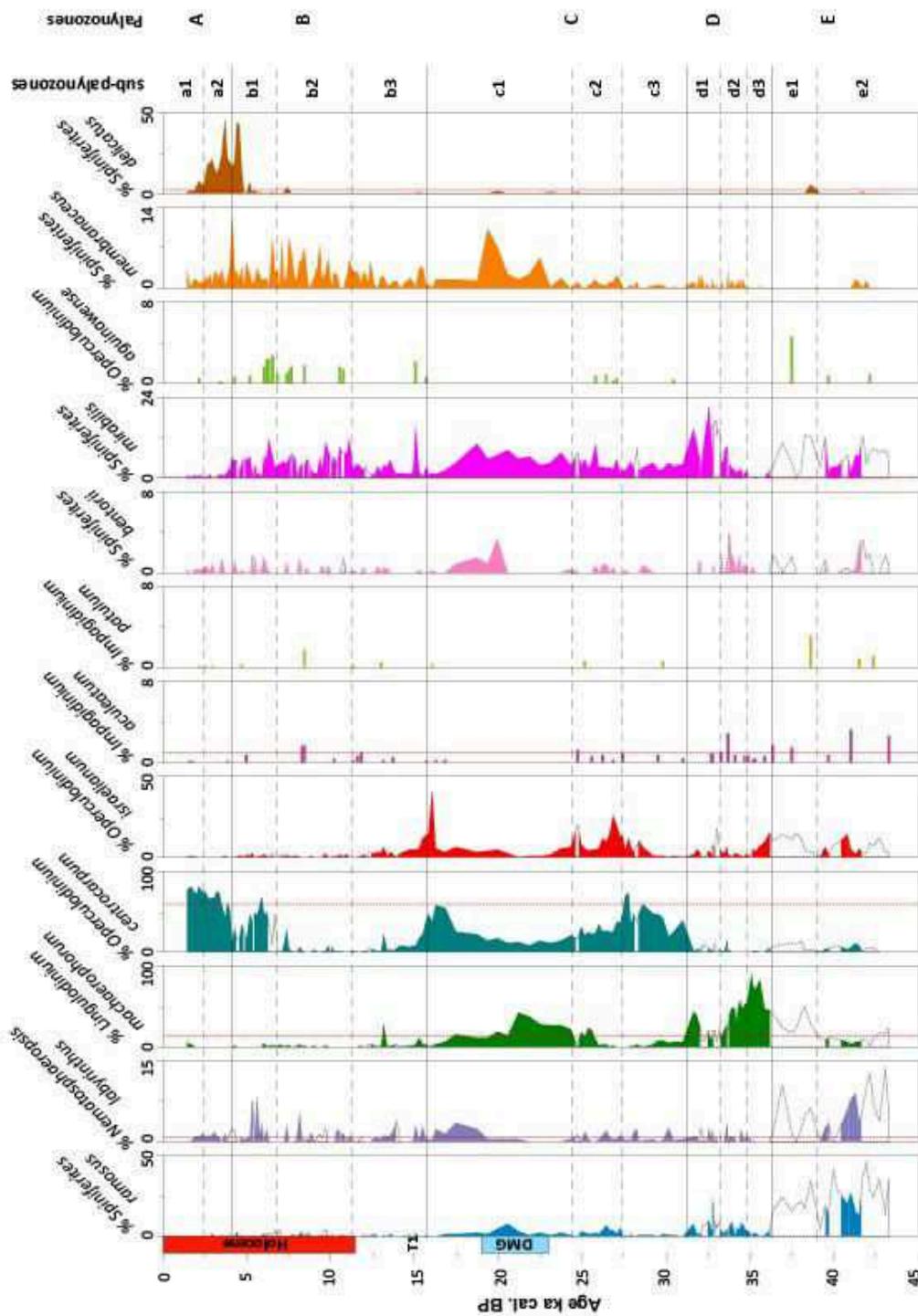


Figure 48 *Pourcentages des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte KZAI-01 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux sur chaque graphique.*

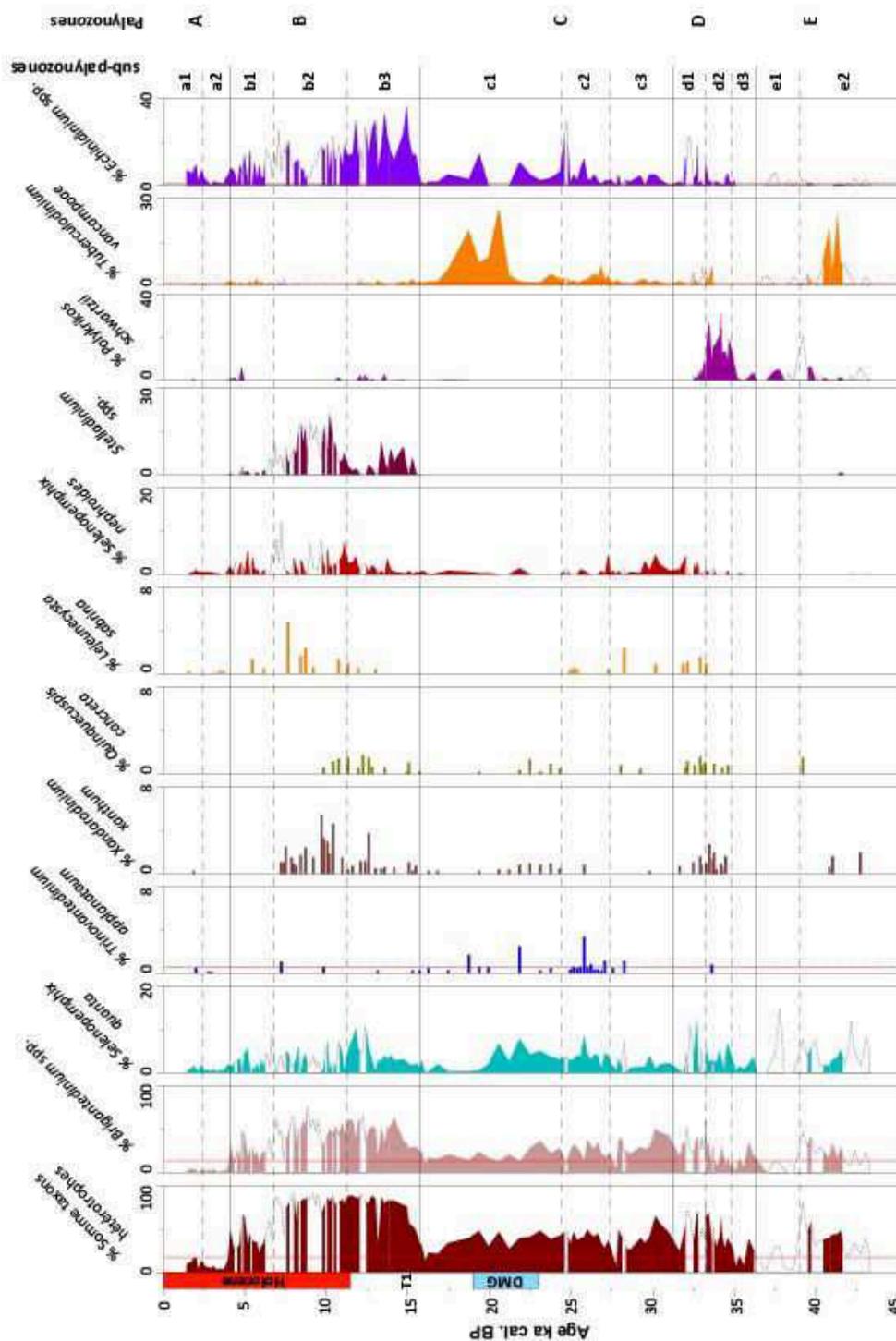


Figure 49 Pourcentages des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte *KZAI-01* (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux sur chaque graphique.

2.2. Carotte RZCS-26

2.2.1. Description des différentes palynozones

Les données dinokystes de la carotte RZCS-26 ont permis de définir 3 palynozones majeures (A, B, C) qui ont été divisées en palynozones mineures (ex : a1, b1, c2). Les divisions majeures sont essentiellement basées sur les variations significatives des concentrations totales en dinokystes (Figures 50 et 51), tandis que les divisions mineures sont basées sur des variations conjointes de plusieurs espèces (au moins 2) observées en concentrations (Figures 50 et 51) ou en pourcentages (Figures 52 et 53) pour chaque taxon.

2.2.1.1. Palynozone C

Sous-Palynozone c3

Cette palynozone s'étend entre la base de la carotte (17,2 ka BP) et 15 ka BP. Les concentrations moyennes sont de l'ordre de 516 kystes/cm³ et sont comprises entre 3 et 652 kystes/cm³ avec un minimum observé à 15,8 ka BP. Les espèces dominantes dans cette palynozone sont *I. aculeatum*, *Brigantedinium* spp. et *N. labyrinthus*. D'autres espèces ont une présence notable au sein de cette palynozone. *I. patulum* représente 4 à 12 % des assemblages, de même que l'ensemble des autres espèces du genre *Impagidinium* qui représentent jusqu'à 40 à 60 %, consistant en cela un groupe majoritaire. *O. centrocarpum* est également bien marqué, de même que *S. delicatus* cf. *pachydermus*, dont la présence est stabilisée autour de 5 %. L'espèce *L. machaerophorum* est également bien représentée avec des pourcentages moyens élevés (5 %) au regard de sa représentativité moyenne dans la carotte. Il faut également noter la très faible diversité au niveau des taxons hétérotrophes, qui sont totalement dominés par *Brigantedinium* spp. Seuls *Selenopemphix nephroides* et *Echinidinium* spp. apparaissent ponctuellement entre 17 et 16,7 ka BP. Enfin la présence d'algues d'eau douce du genre *Pediastrum* est attestée à 15,8 ka BP.

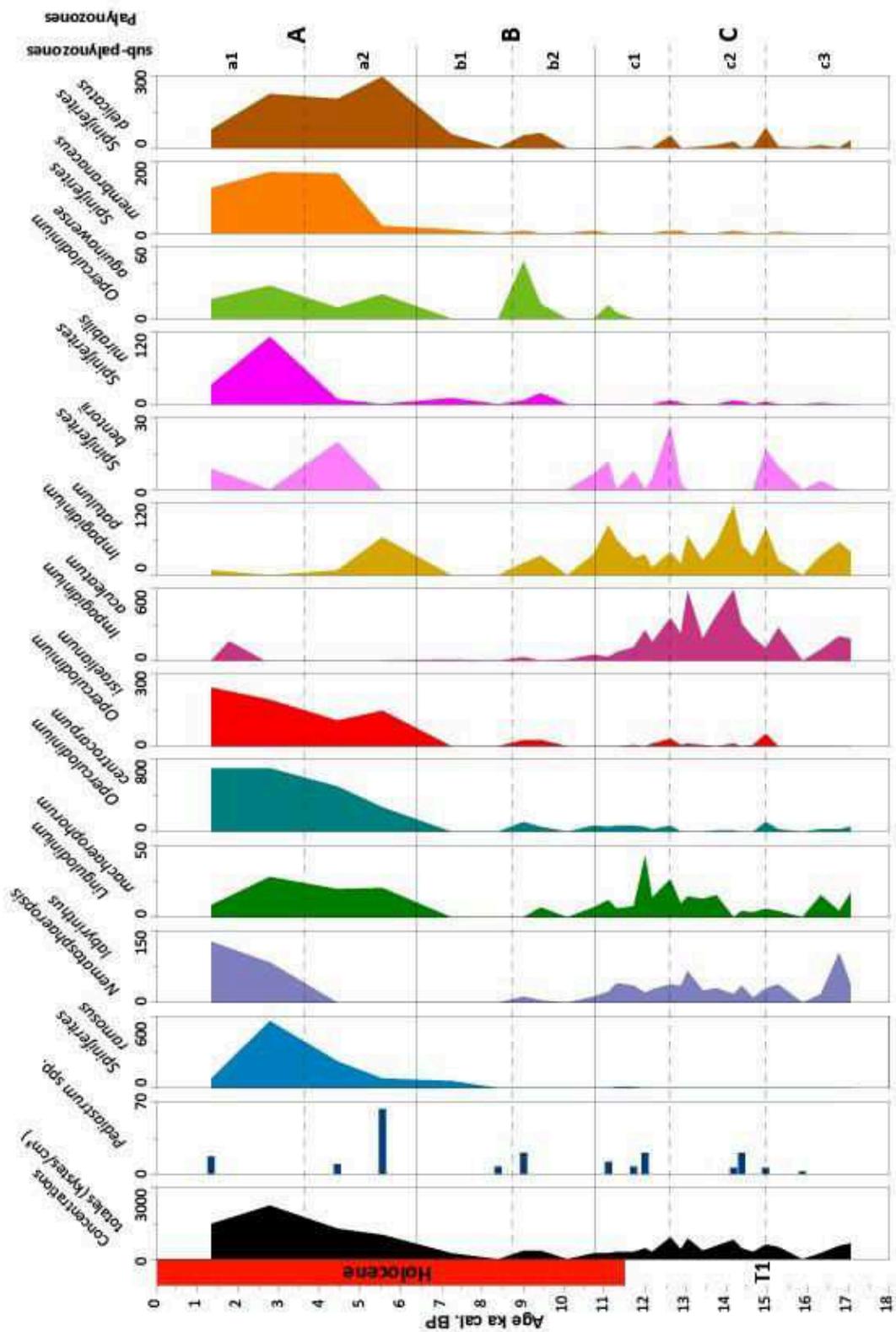


Figure 50 Concentrations (kystes/cm³) des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté.

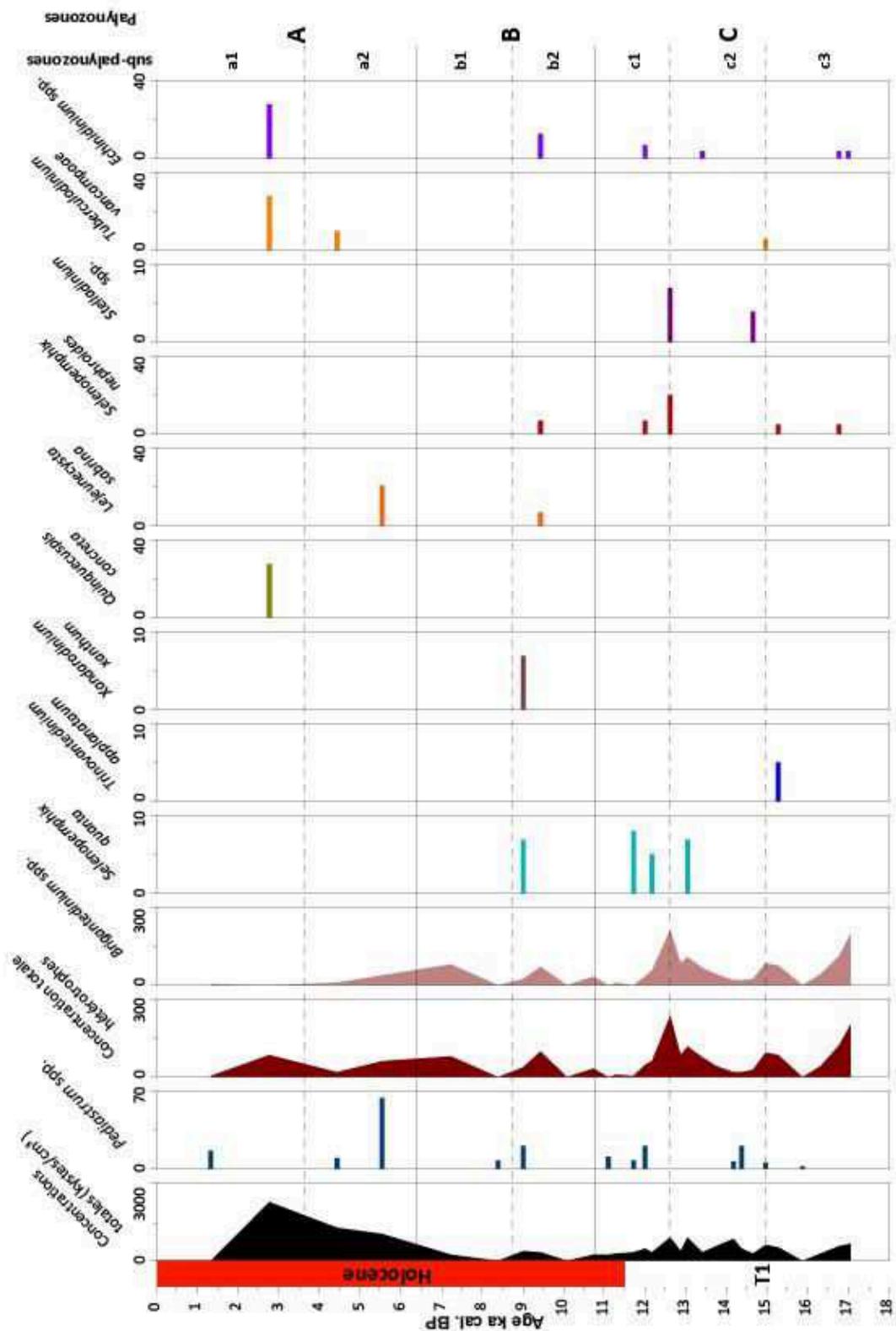


Figure 51 Concentrations (kystes/cm³) des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tiré.

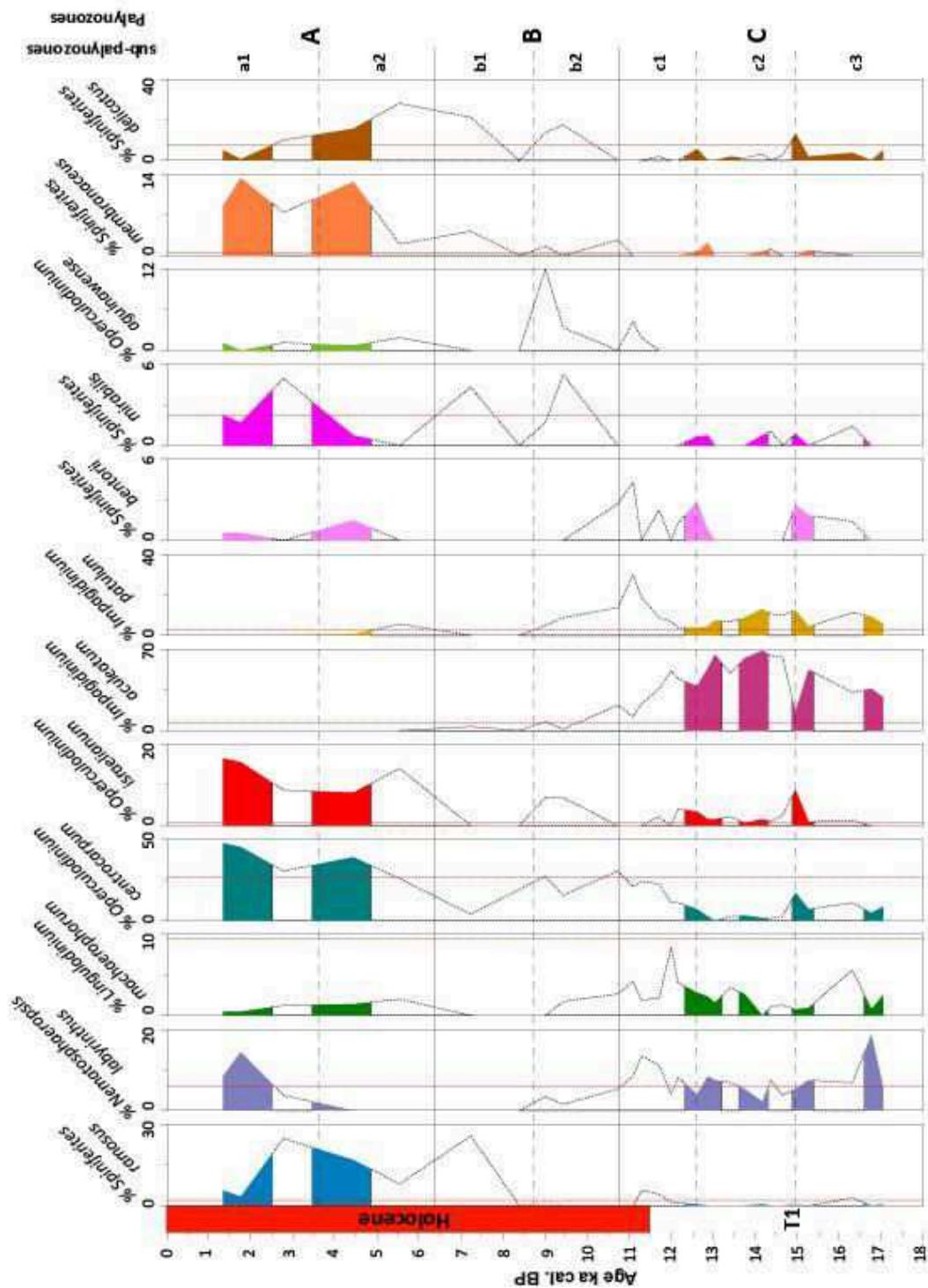


Figure 52 *Pourcentages des espèces majeures autotrophes/mixotrophes dans la carotte RZCS-26 (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux.*

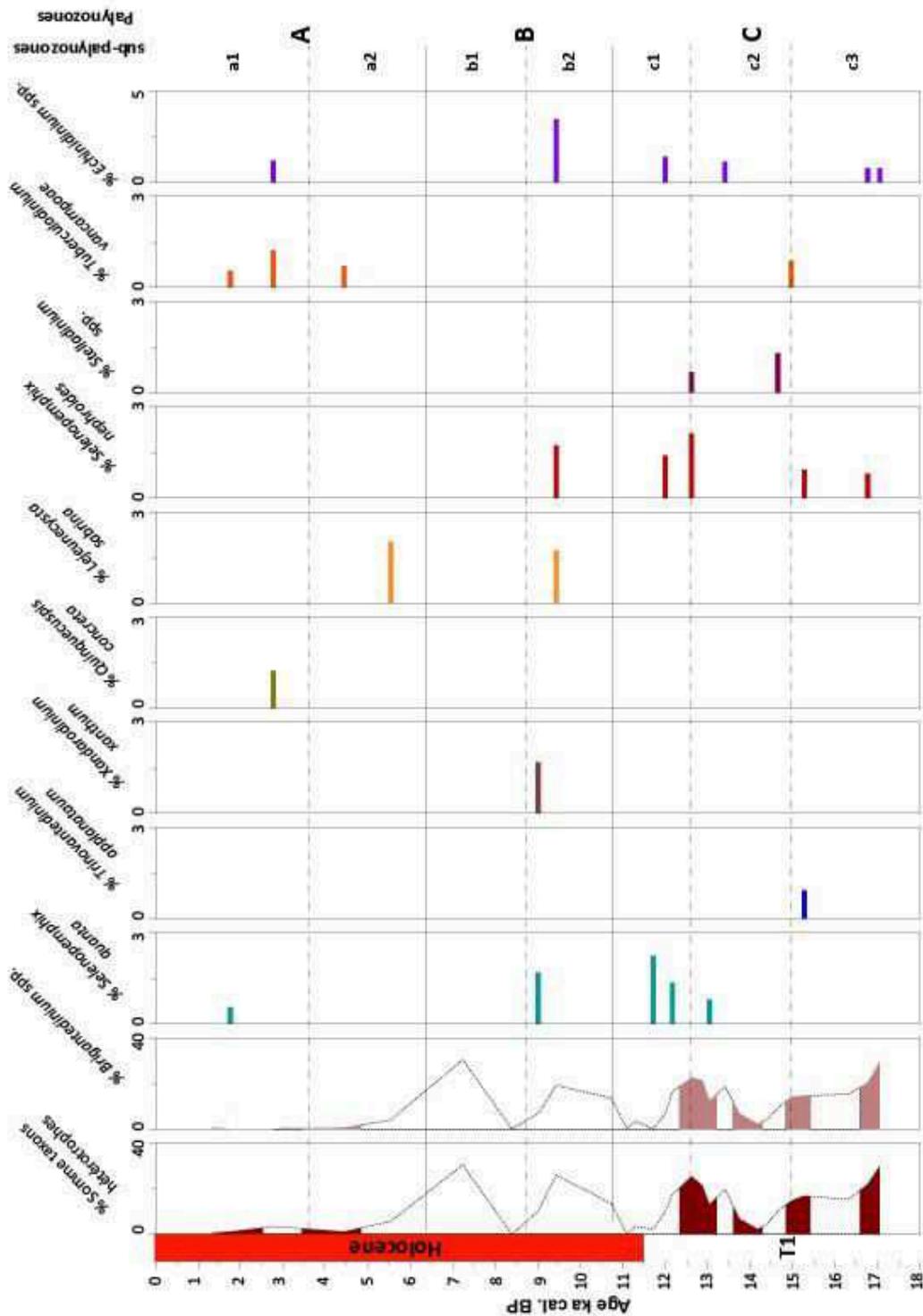


Figure 53 Pourcentages des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte **RZCS-26** (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon, ils sont tracés en tiretés. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux.

Sous-Palynozone c2

Cette palynozone s'étend entre 15 et 12,5 ka BP. Les concentrations en dinokystes sont plus élevées avec des valeurs moyennes de 609 kystes/cm³. Les espèces dominantes de cette palynozone sont *I. aculeatum*, qui atteint un plateau haut caractérisé par des maxima à 70 %, *Brigantedinium* spp., caractérisés par des pourcentages moyens de l'ordre de 15-25 % avec un creux prononcé à 2 % autour de 14,2 ka BP, *I. patulum*, qui suit une tendance similaire à *I. aculeatum* avec des valeurs toutefois plus faibles autour de 5-15 %. Durant cet intervalle, *N. labyrinthus* chute faiblement et se stabilise autour de 10%. En ce qui concerne *L. machaerophorum*, *O. centrocarpum*, *S. ramosus* et *S. bentorii*, ces taxons présentent des valeurs sensiblement plus faibles que celles enregistrées dans les palynozones périphériques. Par contre, les taxons *O. israelianum*, *S. delicatus* cf. *pachydermus*, *S. mirabilis* et *S. membranaceus* augmentent de manière significative bien que les pourcentages maximaux de ces taxons excèdent rarement 5 voire 10%, consistant en cela des espèces mineures de l'assemblage. Il est à noter aussi la seule occurrence de *Trinovantedinium applanatum* sur l'ensemble de la carotte au sein de cette palynozone à 15,2 ka BP. Enfin, concernant les taxons hétérotrophes, les deux maxima de *Brigantedinium* spp. autour de 15 et de 13 ka BP correspondent aussi à des occurrences ponctuelles de *T. applanatum*, *S. nephroides*, *S. reidii* et *T. vancampoae* d'une part et de *S. quanta*, *S. nephroides* et *S. reidii*, d'autre part, respectivement. Les micro algues du genre *Pediastrum* sont bien enregistrées autour de 14-14,5 ka BP.

Sous-Palynozone c1

Cette palynozone s'étend entre 12.5 et 10.6 ka BP. Les concentrations déclinent sensiblement avec des valeurs moyennes de 339 kystes/cm³. Les espèces dominantes sont *I. aculeatum*, dont l'abondance décline fortement en passant de 50 à 15 %, *O. centrocarpum*, dont l'abondance augmente progressivement jusqu'à atteindre 30 % de l'assemblage, ainsi qu'*I. patulum*, dont l'abondance supplante celle d'*I. aculeatum* à partir d'environ 11 ka BP. C'est durant cette palynozone que l'espèce *L. machaerophorum* atteint son maximum en termes de concentration et d'abondance, de même que *S. quanta*. Les espèces mineures de cette palynozone sont *S. ramosus*, *N. labyrinthus* et *S. bentorii*. Aussi, plusieurs taxons déclinent très fortement au cours de cet intervalle, notamment *Brigantedinium* spp. (maximum de 3%), *S. membranaceus*, *S. mirabilis* et *S. delicatus* cf. *pachydermus*. D'autres taxons en revanche

font leur première apparition, comme *O. aguinawense* à partir de 11.2 ka BP. Enfin, cette palynozone correspond à un nouvel épisode marqué par de fortes concentrations en micro algues d'eau douce du genre *Pediastrum*.

2.2.1.2. Palynozone B

Sous-Palynozone b2

Cette palynozone s'étend entre 10,6 et 8,7 ka BP. Les concentrations moyennes sont de l'ordre de 263 kystes/cm³, avec un minimum prononcé de 15 kystes/cm³ observé à 10 ka BP. Les espèces *I. aculeatum* et *I. patulum* perdent définitivement leur statut d'espèces dominantes, elles ne représentent en effet plus que 5 à 8 % de l'assemblage. Les taxons majeurs sont essentiellement représentés par ***Brigantedinium spp.***, qui atteint 30 % de l'assemblage à 9.5 ka BP, et ***O. centrocarpum***, qui présente des valeurs maximales identiques. A partir de cette palynozone, l'espèce ***S. delicatus cf. pachydermus*** devient de plus en plus importante au sein de l'assemblage, atteignant une représentativité de 20 %. Le poids des espèces *N. labyrinthus*, *S. bentorii* et *L. machaerophorum* décline sensiblement, se traduisant même par l'absence des deux derniers taxons au sein de la palynozone suivante. Concernant les taxons hétérotrophes, *S. nephroides* et *S. quanta* ne seront (quasiment) plus observés dans la carotte à partir de cette palynozone. En revanche, de nouvelles espèces apparaissent, et notamment *L. sabrina* à 9.4 ka BP, ainsi que *X. xanthum* à 9 ka BP (seule occurrence dans la carotte de ce dernier taxon). Parmi les espèces mineures de l'assemblage, on trouve également *S. mirabilis*. et *O. israelianum*. Enfin, *O. aguinawense* croît fortement en concentration et en abondance, pour atteindre son maximum à 9 ka BP. La présence de *Pediastrum* spp. est attestée, simultanément à la forte augmentation d'*O. aguinawense* dans l'assemblage.

Sous-Palynozone b1

Cette palynozone s'étend entre 8,7 et 6,4 ka BP. Les concentrations sont les plus faibles de la séquence étudiée, en moyenne de 159 kystes/cm³, et comprises entre 4 et 600 kystes par cm³. Cette palynozone est basée sur des assemblages ne comprenant qu'une vingtaine d'individus. Les descriptions suivantes seront donc uniquement basées sur les données en concentration. Les espèces dominantes de cette palynozone sont les mêmes que précédemment, c'est-à-dire ***Brigantedinium spp.***, ***S. delicatus cf. pachydermus*** et ***O. centrocarpum***. Le principal constat

concernant cette palynozone est le déclin très prononcé d'une quantité importante de taxons, et plus particulièrement des espèces hétérotrophes dont *Brigantedinium* spp. reste l'unique représentant. Les espèces mineures de cette palynozone sont *S. ramosus*, *S. mirabilis*, *I. aculeatum*, *I. sphaericum* et *S. membranaceus*. Enfin, la présence de *Pediastrum* est notée à 8,3 ka BP.

2.2.1.3. Palynozone A

Sous-Palynozone a2

Cette palynozone s'étend de 6,4 à 3,6 ka BP. Les concentrations augmentent de manière continue et importante avec des concentrations moyennes de l'ordre de 1 195 kystes/cm³. *O. centrocarpum* devient de nouveau, et définitivement, l'espèce dominante, constituant entre 25 et 40 % de l'assemblage, suivie de l'espèce *S. delicatus cf. pachydermus* qui représente 15 à 30 % de l'assemblage. Parmi les espèces majeures, on trouve également *S. ramosus* (8 à 17 %), *S. membranaceus* et *O. israelianum* (autour de 10% toutes 2). Durant cette période, il n'y a pas une seule espèce qui domine toutes les autres, comparé à ce que l'on peut observer sur la carotte KZAI-01. Nous observons plutôt une augmentation de la diversité de taxons marqués par des valeurs oscillant entre 10 et 30 %. *I. aculeatum* et *Brigantedinium* spp. sont définitivement absents au cours de cette palynozone ; seul *I. patulum* se maintient encore dans l'assemblage avant de disparaître à son tour vers 5 ka BP. La présence des taxons hétérotrophes est désormais anecdotique (*T. vancampoae* à 4.4 ka BP et *L. sabrina* à 5,5 ka BP). Enfin, 3 espèces réapparaissent également au cours de cette période, à savoir *L. machaerophorum* à 5,5 ka BP, *S. bentorii* à 4,4 ka BP ainsi qu' *O. aguinawense* à 5,5 ka BP. C'est également durant cette période que *S. mirabilis* connaît son plus fort déclin, voire est complètement absent de l'assemblage entre 6,4 et 4.9 ka BP. Les algues du genre *Pediastrum* sont observées durant cette palynozone et atteignent leurs plus fortes concentrations à 5,5 ka BP.

Sous-Palynozone a1

Cette dernière palynozone s'étend entre 3,6 et 1,3 ka BP, c'est à dire l'âge du niveau analysé le plus récent. Les concentrations calculées sont les plus hautes de tout l'enregistrement et culminent entre 1 300 et 2 200 kystes/cm³, pour une moyenne de 1 919 kystes/cm³. *O.*

centrocarpum domine l'assemblage (40% en moyenne). *S. ramosus* est la deuxième espèce la plus abondante (11 % en moyenne), avec cependant une tendance au déclin (25 à 5% au sein de la palynozone). *O. israelianum* devient la troisième espèce majeure (13 % en moyenne), au détriment de *S. delicatus cf. pachydermus* qui décline graduellement depuis la palynozone précédente pour ne représenter que 5 % de l'assemblage en moyenne en fin de palynozone. *S. membranaceus* est une espèce également bien représentée (autour de 10 %) de l'assemblage en moyenne, de même que *N. labyrinthus* qui réapparaît au cours de cette palynozone et un maximum de 14 % à 1,8 ka BP. *S. mirabilis* atteint, quant à elle, un maximum de concentration et d'abondance à 2,8 ka BP. L'ensemble des espèces du genre *Impagidinium* est quasiment absent durant cette période et ne représente que 1 % des assemblages. De même, les espèces hétérotrophes ne représentent plus que 2 % en moyenne des assemblages, via la présence ponctuelle de *S. quanta*, *T. vancampoeae*, *Echinidinium* spp. et *Brigantedinium* spp. Une nouvelle espèce hétérotrophe fait une unique apparition, *Quinquecuspis concreta*, à 2,8 ka BP. Enfin, la présence de *Pediastrum* est attestée ponctuellement à 1,3 ka BP.

2.2.2. Bilan

Le Tableau 12 permet de synthétiser les principales données décrites ci-dessus, palynozone par palynozone, afin de pouvoir plus facilement mettre en parallèle les assemblages des différentes carottes situées dans la même région. On peut observer que l'évolution des populations de dinokystes se fait à partir de deux types d'assemblages distincts. De 17,2 à 10,6 ka BP (palynozone C), on observe un assemblage dominé par les *Impagidinium* spp., diversifié en taxons hétérotrophes, pour laisser place après 10,6 ka BP (palynozones B et A) à un assemblage riche en *Operculodinium* spp., notamment *O. centrocarpum*, ainsi qu'en *Spiniferites* spp., tandis que les taxons hétérotrophes sont quasiment absents. La transition entre ces deux assemblages est relativement lente, mais bien marquée. Le second type d'assemblage s'impose nettement à partir de 6,4 ka BP (Palynozone A).

Palynozones	Intervalles	Concentrations (kystes / cm ³) min (moy) max	Espèces Majeures	Domaine environnemental
a1	3,6-1,3 ka BP	1500 (1919) 2500	<i>O. centrocarpum</i> <i>O. israelianum</i> <i>S. ramosus</i>	Equatorial Gyre
a2	6,4-3,6 ka BP	1000 (1195) 1300	<i>O. centrocarpum</i> <i>O. israelianum</i> <i>S. ramosus</i> <i>S. membranaceus</i> <i>S. delicatus cf.</i> <i>pachydermus</i>	Equatorial Gyre
b1	8,7-6,4 ka BP	0 (159) 300	<i>O. centrocarpum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>S. delicatus cf.</i> <i>pachydermus</i>	Equatorial Upwelling Fluviatile
b2	10,6-8,7 ka BP	20 (263) 400	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>O. centrocarpum</i> <i>S. delicatus cf.</i> <i>pachydermus</i>	Equatorial Upwelling
c1	12,5-10,6 ka BP	400 (339) 900	<i>I. aculeatum</i> <i>O. centrocarpum</i> <i>L. machaerophorum</i> <i>I. patulum</i>	Gyre Upwelling
c2	15-12,5 ka BP	300 (609) 600	<i>I. aculeatum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>I. patulum</i>	Gyre Upwelling
c3	17,2-15 ka BP	0 (516) 600	<i>I. aculeatum</i> <i>Brigantedinium</i> spp. <i>N. labyrinthus</i>	Gyre Upwelling

Tableau 12 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes.

2.3. Carotte GeoB4905-4

2.3.1. Description des différentes palynozones

Il est à noter que la pauvreté des lames en dinokystes a amené à décrire les résultats de la carotte GeoB4905-4 essentiellement à partir des concentrations en dinokystes. Ainsi, les données dinokystes de la carotte GeoB4905-4 ont permis de définir 5 palynozones majeures (A à E) qui ont été divisées en palynozones mineures dans le cas des zones C et E (ex : c1, e2). Les divisions majeures sont essentiellement basées sur les variations significatives des concentrations totales en dinokystes (Figures 54 et 55), tandis que les divisions mineures sont basées sur des variations conjointes de plusieurs espèces (au moins 2) observées essentiellement en concentrations spécifiques (Figures 54 et 55), bien que les pourcentages ont aussi été reportés sur les figures afin d'être exhaustif (Figures 56 et 57).

Certaines des palynozones ont été déterminées à partir des données dinokystes de Kim So-Young (2007), et notamment pour les périodes où aucun échantillon n'a été analysé dans le cadre de cette thèse. Au sein de certaines palynozones, il sera aussi possible de comparer les données acquises par Kim So-Young (thèse, 2007; Marret et al., 2013) avec celles acquises durant cette thèse.

2.3.1.1. Palynozone E

Sous-Palynozone e3

Cette palynozone s'étend entre la base de la carotte à 54 ka BP et 46,7 ka BP. Les concentrations sont de 404 kystes/cm³ en moyenne, comprises entre 100 et 935 kystes/cm³. Les espèces majeures sont *Brigantedinium* spp. et *T. vancampaoae*. Ces deux taxons représentent à eux seuls 60 à 90 % de l'assemblage. *L. machaerophorum* n'est présent que ponctuellement à 54 ka BP, de même que *S. mirabilis*. Les espèces à concentrations moyennes comme *I. aculeatum*, *O. aguinawense*, *S. ramosus*, *N. labyrinthus*, *S. nephroides*, *S. bentorii* et *Echinidinium* spp. sont présentes dans des gammes de concentrations allant de 10 à 50 kystes/cm³. Les espèces *I. striatum*, *O. centrocarpum* et *O. israelianum* apparaissent ponctuellement à 48.8 ka BP, de même que *Protoperidinium americanum* à 47,4 ka BP ; il est ainsi fait mention de cette espèce pour la première fois dans cette thèse. Enfin, il est à noter la

forte présence de *Pediastrum* durant cette période, atteignant en moyenne 50 algues/cm³, ce qui représente le maximum atteint dans la carotte.

Sous-Palynozone e2

Cette palynozone s'étend de 46,7 à 31,9 ka BP. Les concentrations moyennes sont de 408 kystes/cm³ et varient entre 200 et 1 600 kystes/cm³. La domination de *T. vancampoe* essentiellement et de *Brigantedinium* spp. se confirme une nouvelle fois, avec des concentrations proches de 1 150 kystes/cm³ et 80 % de représentativité dans l'assemblage. La diminution de l'un fait augmenter l'autre et réciproquement, par conséquent, au sein de cette palynozone, avec un pic notable de *T. vancampoe* entre 43,3 et 37,5 ka BP. *S. ramosus*, troisième espèce la plus abondante de l'assemblage, augmente en concentrations, de même que *L. machaerophorum* à partir de 43,3 ka BP (10 à 20 % ; 15 à 50 kystes/cm³). Parmi les espèces mineures, on note les espèces *O. israelianum*, *I. aculeatum*, *N. labyrinthus*, *S. membranaceus* et *S. mirabilis*, et parmi les taxons hétérotrophes *S. quanta* et *Echinidinium* spp. avec des concentrations comprises entre 15 et 30 kystes/cm³, tandis que d'autres espèces comme *S. bentorii* et *S. nephroides* s'effacent des assemblages. *Votadinium spinosum* apparaît pour la première fois à 41,9 ka BP, consistant en sa seule apparition dans la carotte (le taxon n'est pas représenté sur les figures). Enfin, les micro-algues du genre *Pediastrum* sont régulièrement présentes au cours de cette palynozone, avec toutefois des concentrations nettement inférieures à celles calculées durant la palynozone précédente.

Sous-Palynozone e1

Cette palynozone s'étend de 31,9 à 24,1 ka BP et comprend uniquement des données issues des travaux de thèse de Kim So-Young (2007 ; Marret et al., 2013). Les concentrations moyennes sont de 888 kystes/cm³, comprises entre 235 et 1 739 kystes/cm³. *Brigantedinium* spp. domine très largement les assemblages durant cette période (environ 90 %), et les espèces mineures consistent en *S. mirabilis*, *L. machaerophorum* et *O. centrocarpum*, ainsi qu' *Echinidinium* spp., *Q. concreta* et *S. nephroides* pour les taxons hétérotrophes. C'est au cours de cette palynozone qu'apparaît *S. delicatus* cf. *pachydermus*. Dans les comptages de Kim So-Young, aucune donnée sur les algues d'eau douce du genre *Pediastrum* n'est disponible.

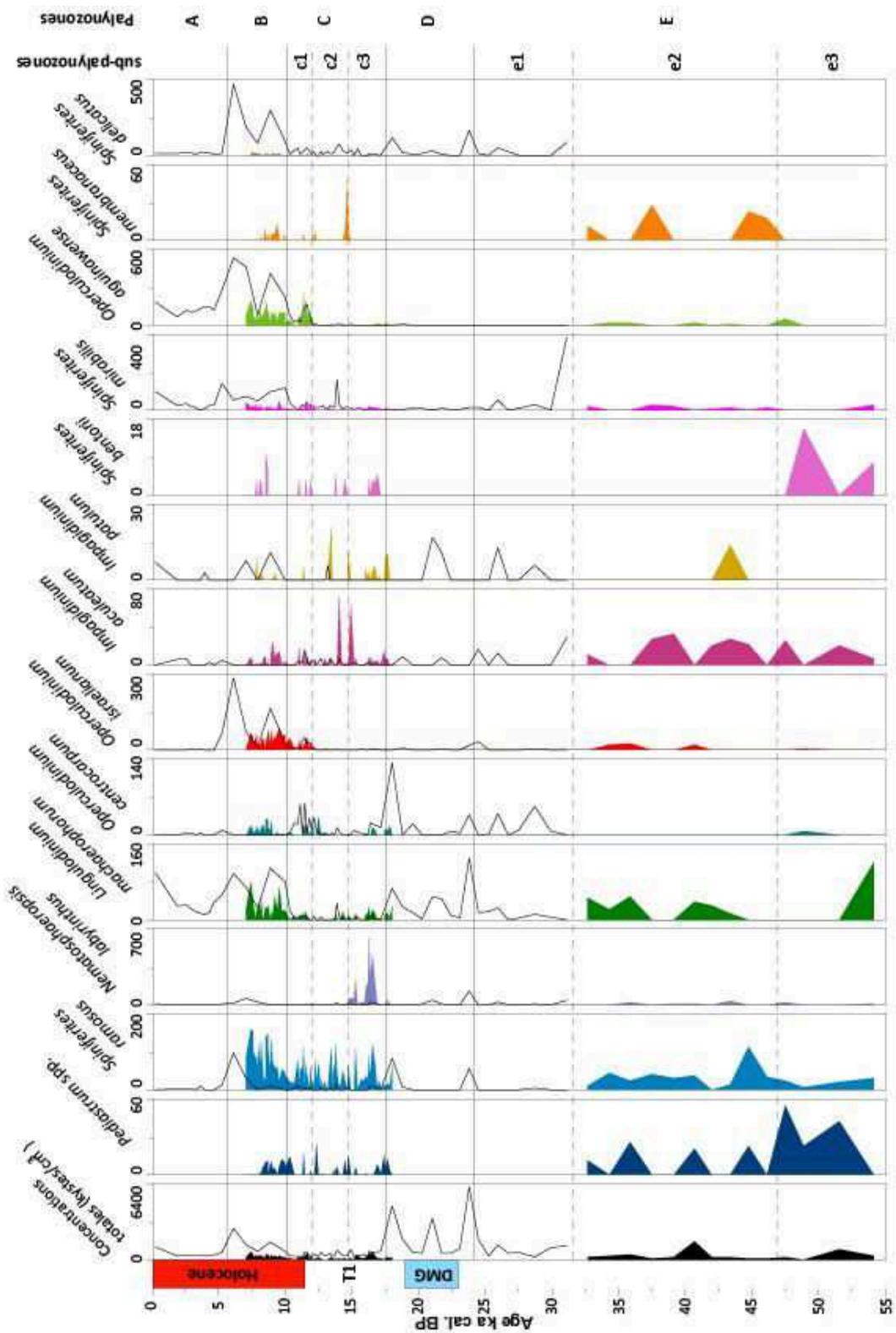


Figure 54 Concentrations (kystes/cm³) des espèces majeures *autotrophes/mixotrophes* dans la carotte *GeoB4905-4* (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediastrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tiré. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young durant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013).

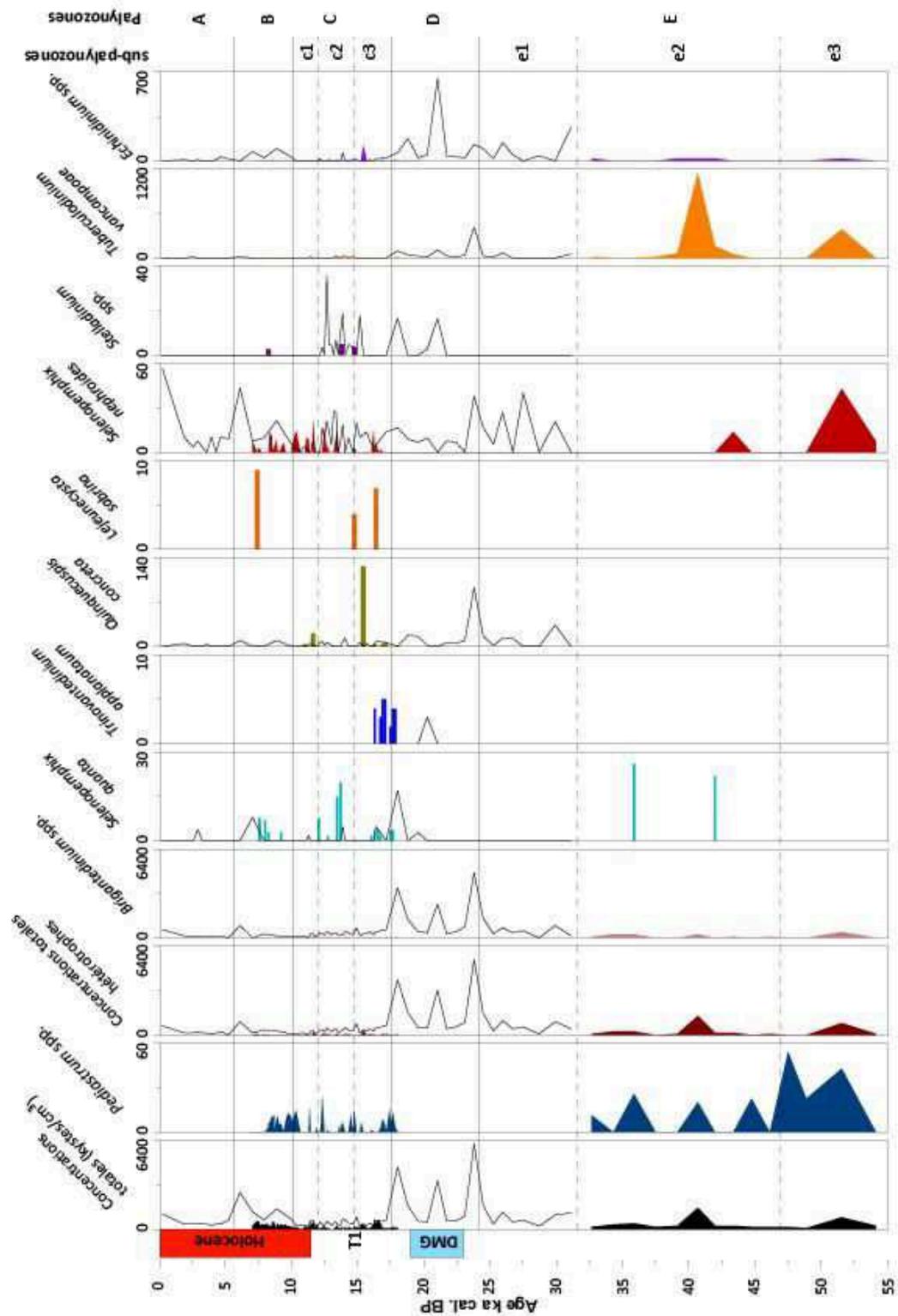


Figure 55 Concentrations (kystes/cm^3) des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte GeoB4905-4 (en ka cal. BP). Sont également représentées en concentrations absolues les algues d'eau douce du genre *Pediatrum*. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013).

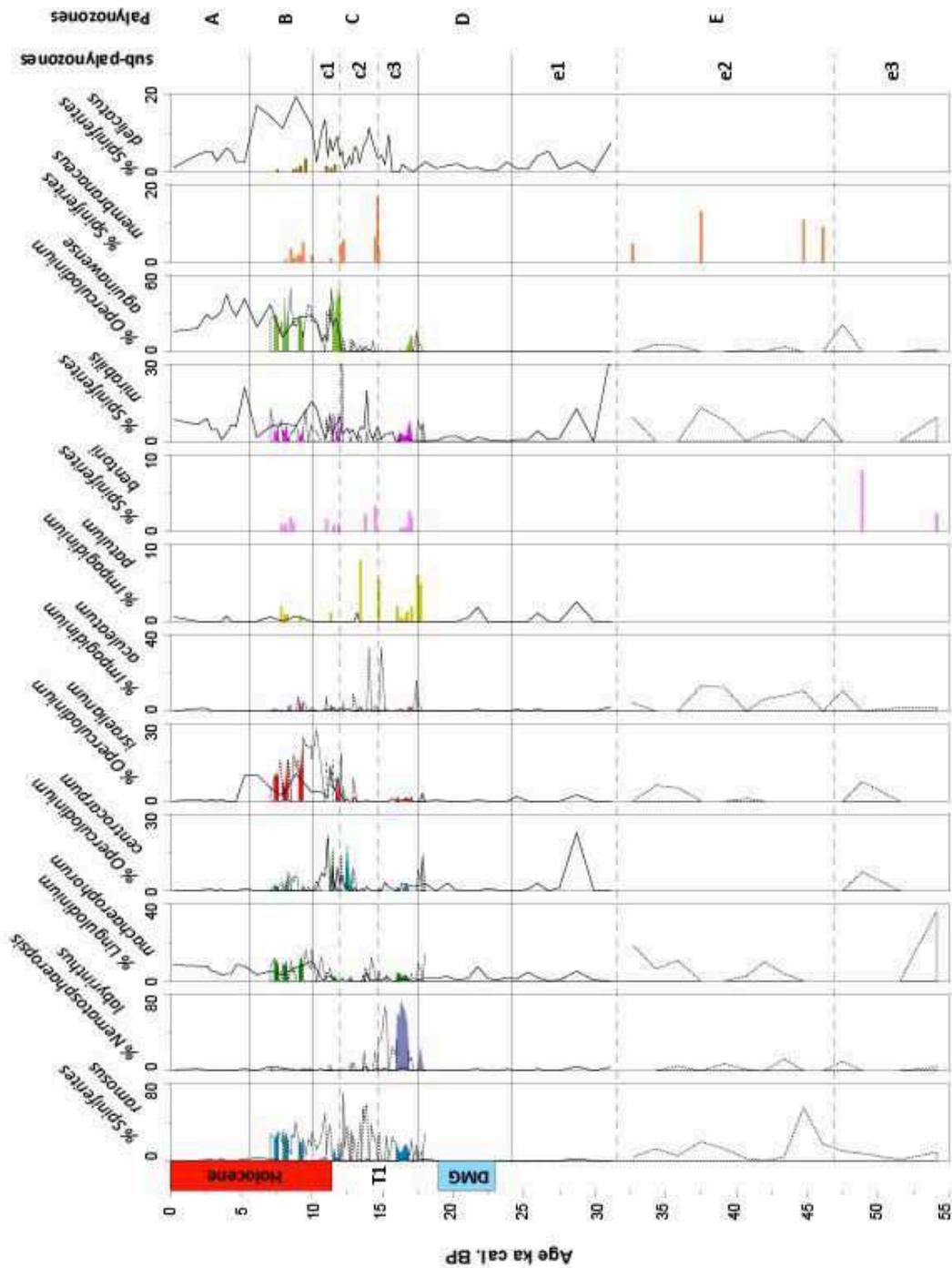


Figure 56 *Pourcentages* des espèces majeures *autotrophes/mixotrophes* dans la carotte *GeoB4905-4* (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013).

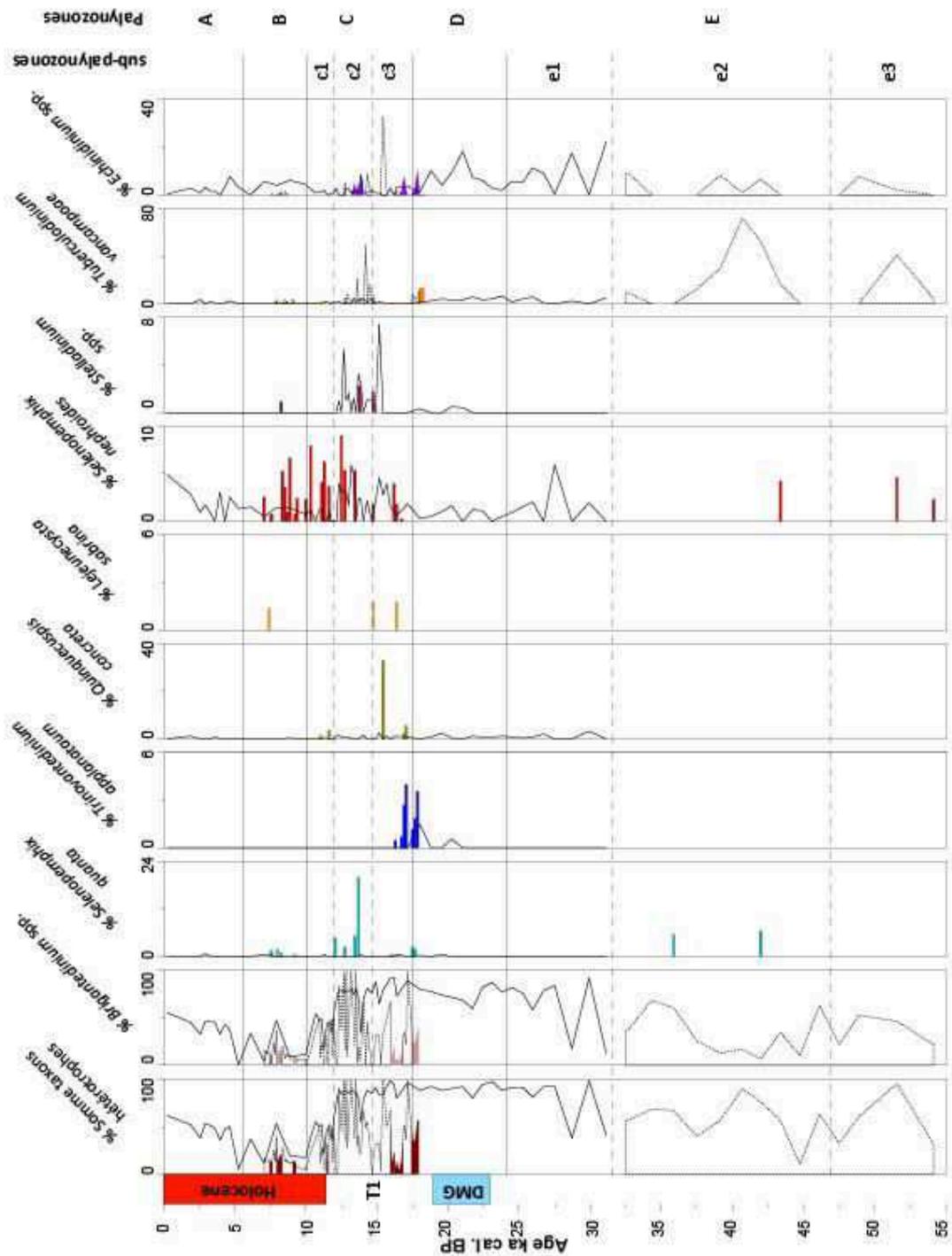


Figure 57 Pourcentages des espèces majeures *hétérotrophes* dans la carotte **GeoB4905-4** (en ka cal. BP). Les données sont représentées par des surfaces colorées uniquement si les % sont calculés à partir de plus 100 kystes par échantillon. Sinon ils sont tracés en tireté. Les palynozones majeures sont délimitées par un trait noir continu tandis que les palynozones mineures sont délimitées par un trait noir tireté. Les pourcentages modernes calculés à partir des analogues modernes les plus proches sont illustrés par des traits rouges pointillés verticaux. Les courbes en noir représentent les données produites par Kim So-Young pendant sa thèse (2007 ; Marret et al., 2013).

2.3.1.2. *Palynozone D*

Cette palynozone, entre 24,1 et 17,6 ka BP, n'est également basée que sur les données de thèse de Kim So-Young (2007 ; Marret et al., 2013). Elle correspond à un épisode enregistrant les plus fortes valeurs en concentrations sur l'ensemble de la séquence, avec trois pics importants (3 500, 4 500 et 6 205 kystes/cm³, respectivement à 20,9, 18 et 23,7 ka BP), et des concentrations moyennes de 2 163 kystes/cm³. Les taxons hétérotrophes continuent de dominer l'assemblage avec une représentativité de 80 à 97 % essentiellement guidée par *Brigantedinium* spp. ainsi que les mêmes espèces mineures que celles décrites précédemment (*Echinidinium* spp., *Q. concreta* et *S. nephroides*). Il est à noter la présence régulière de *P. americanum* (non représenté sur les figures) au cours de cette palynozone, qui n'apparaît réellement qu'au cours de cette période. *Stelladinium* spp. apparaît pour la première fois de cette séquence à 20,9 ka BP, de même que *T. applanatum* à 20.2 ka BP et *Votadinium calvum* à 21,6 ka BP (non représenté sur la figure). Les taxons autotrophes sont très faiblement présents à l'exception de *L. machaerophorum* dont les concentrations augmentent significativement par rapport aux palynozones qui l'entourent.

2.3.1.3. *Palynozone C*

Cette palynozone, de même que la palynozone B, contient des données mixtes, issues de cette thèse ainsi que des travaux de thèse de Kim So-Young (2007 ; Marret et al., 2013).

Sous-Palynozone c3

La palynozone s'étend de 17.6 à 14.5 ka BP. Les concentrations sont comprises entre 250 et 730 kystes/cm³ selon les travaux de Kim So-Young (concentration moyenne de 907 kystes/cm³), et du même ordre de grandeur entre 50 et 850 kystes/cm³ dans cette thèse (moyenne de 266 kystes/cm³). Durant cet intervalle, Kim So-Young observe de nouveau la domination des *Brigantedinium* spp. (80 à 95%), tandis que les nouveaux comptages de cette thèse révèlent une très forte présence de *N. labyrinthus* durant cette période (50 à 65 %), non observé ou quasiment pas relevé par Kim So-Young tout au long de la carotte. De ce fait, dans les nouvelles données, les taxons hétérotrophes ne dominent plus l'assemblage, bien que représentant cependant une part significative (15 à 30 %). L'espèce *S. ramosus* soulève un second problème. Ce taxon n'a quasiment pas été relevé dans les assemblages de Kim So-

Young tandis qu'ici, cette espèce est présente en continu avec des concentrations atteignant 100 kystes/cm³ et 10-20 % de l'assemblage. Il est important de noter aussi la présence d'*O. aguinawense*, attestée dès le début de la palynozone, tandis que les travaux de Kim So-Young ne mettent pas en évidence ce taxon avant 12 ka BP. Dans une moindre mesure, les espèces accompagnatrices sont composées de *T. applanatum* (non mis en évidence par Kim So-Young), *Q. concreta* et *S. nephroides*. Globalement, les deux jeux de données sont cohérents pour les autres espèces mineures incluant *L. machaerophorum*, *S. mirabilis* et *O. centrocarpum* par exemple. Aussi, durant cet intervalle, les concentrations de *T. vancampoe* et *Echinidinium* spp. déclinent fortement. Enfin la présence de *Pediastrum* est attestée au début et à la toute fin de cette palynozone.

Sous-Palynozone c2

La période s'étend de 14,5 à 11,8 ka BP. Les concentrations sont comprises entre 270 et 660 kystes/cm³ (moyenne de 465 kystes/cm³) selon Kim So-Young, et sont beaucoup plus faibles, entre 30 et 350 kystes/cm³ (moyenne de 140 kystes/cm³) dans les données de cette thèse. Cet épisode correspond de nouveau, dans les 2 jeux de données, à une domination des taxons hétérotrophes, et en particulier de ***Brigantedinium* spp.** (60 à 85 % ; 200-500 kystes/cm³ selon Kim So-Young et 30-300 kystes/cm³ selon les nouvelles données de cette thèse). Les espèces mineures hétérotrophes sont représentées par *S. quanta*, *S. nephroides* et *Stelladinium* spp., et les taxons autotrophes par *Impagidium* spp. Les données divergent principalement au niveau de *S. ramosus*, cette espèce atteignant une centaine de kystes/cm³ (et 23 % de l'assemblage) dans les nouvelles données, tandis que l'occurrence de ce taxon est anecdotique selon Kim So-Young. A l'inverse, très peu de *S. mirabilis* sont ici observés alors qu'ils représentaient 10% de l'assemblage total dans les travaux de Kim So-Young. *N. labyrinthus* qui était une espèce très abondante durant la palynozone précédente a ici quasiment disparu des assemblages. Trois nouvelles espèces apparaissent très ponctuellement au cours de cette palynozone : *Dalella chathamensis* à 13,7 ka BP, *Lejeunecysta oliva* à 12,9 ka BP et *Operculodinium janduchenei* à 11,9 ka BP (non représentés sur les figures). Enfin la présence de *Pediastrum* est attestée au début et à la fin de cette palynozone, avec une baisse notée des concentrations entre 13,5 et 12,8 ka BP.

Sous-Palynozone c1

Cette dernière s'étend de 11.8 à 10 ka BP. Les concentrations en dinokystes sont parmi les plus faibles de la carotte, entre 260 et 700 kystes/cm³ pour les données de Kim So-Young (moyenne de 408 kystes/cm³), entre 70 et 500 kystes/cm³ pour les nouvelles données de cette thèse (moyenne de 253 kystes/cm³). Les espèces hétérotrophes, essentiellement *Brigantedinium* spp., accompagnées de *S. nephroides*, bien que toujours présentes avec des pourcentages élevés (environ 50%), diminuent fortement. A contrario, *O. aguinawense* passe brutalement de 5 à 30 %, voire 55 % selon les nouvelles données de cette thèse calculées sur les rares niveaux excédant 100 dinokystes. *S. ramosus* atteint 40 % de l'assemblage, bien que toujours absent des observations de Kim So-Young, et *O. israelianum* et *S. mirabilis* miment très fidèlement le profil de *O. aguinawense* au cours de cette période. Enfin, il est à noter l'occurrence de l'espèce *O. centrocarpum*, très concentrée sur cet intervalle de temps. *Stelladinium* spp. disparaît pendant cette période, de même que *S. quanta*, tandis que *S. delicatus* cf. *pachydermus* apparaît enfin dans les données de cette thèse quand Kim So-Young l'avait identifié de manière significative à partir du début de la palynozone précédente. Enfin, la présence de *Pediastrum* est attestée durant cette période, de manière plus ponctuelle, et avec de très faibles concentrations.

2.3.1.4. Palynozone B

Cette dernière s'étend entre 10 et 5.5 ka BP ; les données de cette thèse s'arrêtant à 7 ka BP. Les concentrations sont comprises entre 727 et 2 715 kystes/cm³ (moyenne de 1 222 kystes/cm³) selon Kim So-Young, et sont beaucoup plus faibles, entre 138 et 668 kystes/cm³ (moyenne de 364 kystes/cm³) dans les données de cette thèse. Les pourcentages des taxons hétérotrophes sont les plus faibles de la séquence tandis qu'ils sont principalement représentés par *Brigantedinium* spp. et *S. nephroides* comme précédemment (20 à 30 %). *S. ramosus* (environ 35%), *O. aguinawense* (30 %), ainsi que *L. machaerophorum*, *O. israelianum* et *S. mirabilis* (tous les 3 avec 10 - 15 % de représentativité), dominent l'assemblage. Cette palynozone présente des caractéristiques très similaires à ce qui a été observé sur la carotte RZCS-26, c'est à dire une domination partagée entre un groupe de mêmes espèces. L'espèce *S. delicatus* cf. *pachydermus* atteint un maximum d'abondance selon les données de Kim So-Young durant cette palynozone alors que sa présence reste très faible dans les nouveaux comptages. A l'inverse, les données de cette thèse révèlent la présence mineure d'*O.*

centrocarpum, alors que cette espèce est absente des assemblages de Kim So-Young. Enfin, les algues du genre *Pediastrum* sont présentes en continu jusqu'à la fin des relevés acquis au cours de cette thèse avec de faibles concentrations.

2.3.1.5. Palynozone A

Cette palynozone est basée sur les travaux de Kim So-Young (2007 ; Marret et al., 2013) et s'étend de 5.5 ka BP jusqu'au top de la carotte (estimé à 193 BP). Elle correspond à une baisse sensible des concentrations comprises entre 338 et 1 145 kystes/cm³ (moyenne de 708 kystes/cm³) malgré une nouvelle tendance à l'augmentation notée par un point seulement après 1,8 ka BP. Les espèces hétérotrophes, et notamment ***Brigantedinium* spp.**, ***S. nephroides*** et ***Echinidinium* spp.** voient leurs abondances augmenter de nouveau en passant de 30 à 60 % de l'assemblage, au détriment des espèces précédemment abondantes comme *O. israelianum*, *S. mirabilis* et *L. machaerophorum* qui restent mineures mais chutent drastiquement. Seul *O. aguinawense* continue d'augmenter jusqu'à 3,9 ka BP, atteignant 45 % de l'assemblage avant de décliner en fin de séquence.

2.3.2. Bilan

Les assemblages de la carotte GeoB4905-4 mettent en évidence deux assemblages majeurs dont la limite temporelle se situe lors de la transition entre les palynozones B et C (11,8 ka BP). Le premier assemblage est essentiellement guidé par la domination de *Brigantedinium* spp, qui partage épisodiquement l'assemblage avec *Echinidinium* spp., *T. vancamptoe* et *S. ramosus*, constituant ainsi un assemblage quasiment exclusivement hétérotrophe à 80% (exception faite de la palynozone c3 dominée par *N. labyrinthus*). A partir de 11.8 ka BP, un autre assemblage dominé par un groupe de 3 espèces, à savoir essentiellement *O. aguinawense*, *O. israelianum* et *S. ramosus*, est observé. Ce schéma est très similaire à ce qui a été observé sur la carotte RZCS-26, à ceci près que les espèces hétérotrophes de la carotte RZCS-26 ont partagé cette période pré-11,8 ka BP avec les espèces du genre *Impagidinium*. En ce qui concerne la carotte KZAI-01, la question est plus complexe dans la mesure où la domination des espèces hétérotrophes s'étend sur un laps de temps beaucoup plus court.

Aussi se posent les problèmes taxonomiques soulevés entre les données issues des travaux de Kim So-Young et celles issues de cette thèse, notamment au regard de *N. labyrinthus*, *S. ramosus* et *S. delicatus*. *N. labyrinthus* peut s'avérer difficile à observer, dans la mesure où : i) il présente un faible relief (i.e. c'est un taxon très translucide aux formes délicates), et ii) ses processus, qui sont déterminants pour l'identification de l'espèce, se retrouvent très souvent plaqués en pelotes contre le corps du kyste, perturbant ainsi sa reconnaissance. La forte abondance relevée dans les nouvelles données n'est pas un artefact lié à de faibles concentrations puisque 60 à 155 kystes ont été comptés par lame pour des sommes totales de 100 à 300 individus dénombrés. Concernant les deux autres espèces, le problème est plus complexe. *S. ramosus* / *S. bulloides* possèdent une morphologie voisine d'un grand nombre d'autres espèces du genre *Spiniferites*, d'où une confusion probable au sein de ce genre, en raison aussi de : i) la part importante des *S. bulloides* dans le signal d'espèces regroupées sous le terme *S. ramosus*, ii) leur morphologie particulière dans cette carotte, particulièrement volumineuse. Les individus reconnus pendant cette thèse sont certifiés comme étant des *S. bulloides* (Fabienne Marret, communication personnelle). De plus, étant donné la morphologie également hybride de *S. delicatus* cf. *pachydermus* dans la région d'étude, il est possible que la confusion ait pu se faire également entre ces taxons dans les travaux de 2007.

Palynozones	Intervalles	Conc. (kystes/cm ³)	Espèces Majeures	Domaine environnemental
A	5,5 ka-19,3BP	<i>338 (708) 1145</i>	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>S. nephroides</i> <i>Echinidinium</i> spp. <i>O. aguinawense</i>	Equatorial Fluviatile Upwelling
B	10-5,5 ka BP	138 (364) 668 <i>727 (1222)</i> <i>2715</i>	<i>O. aguinawense</i> <i>S. ramosus</i> <i>O. israelianum</i> <i>L. machaerophorum</i> <i>S. mirabilis</i> <i>S. delicatus</i>	Equatorial Fluviatile
c1	11,8-10 ka BP	70 (253) 500 <i>260 (408) 700</i>	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>S. nephroides</i> <i>O. aguinawense</i> <i>S. ramosus</i> <i>O. israelianum</i> <i>S. mirabilis</i> <i>O. centrocarpum</i>	Equatorial Fluviatile Upwelling
c2	14,5-11,8 ka BP	30 (140) 350 <i>270 (465) 660</i>	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>S. ramosus</i>	Equatorial Upwelling
c3	17,6-14,5 ka BP	50 (266) 850 <i>250 (907) 730</i>	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>N. labyrinthus</i> <i>S. ramosus</i>	Upwelling
D	24,1-17,6 ka BP	<i>359 (2163)</i> <i>4753</i>	<i>Brigantedinium</i> spp.	Fluviatile Upwelling
e1	31,9-24,1 ka BP	<i>235 (888) 1739</i>	<i>Brigantedinium</i> spp.	Equatorial Upwelling
e2	46,7-31,9 ka BP	200 (408) 1600	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>T. vancampoae</i> <i>S. ramosus</i>	Equatorial Upwelling
e3	54-46,7 ka BP	100 (404) 935	<i>Brigantedinium</i> spp. <i>T. vancampoae</i>	Equatorial Upwelling

Tableau 13 Récapitulatif des informations importantes concernant chaque palynozone ainsi que des conditions paléoenvironnementales déduites des assemblages dinokystes. En rouge italique sont aussi notées les données issues des travaux de thèse de Kim So-Young (2007).

3. Résultats issus des fonctions de transfert dinokystes sur les 3 carottes d'étude

Nous allons ici aborder les résultats issus de la fonction de transfert dinokyste. Les résultats sont issus du travail de mise à jour des bases de données modernes (dinokystes et environnementales) réalisée au cours de cette thèse, dont les manipulations de données et les résultats sur la carotte KZAI-01 seront détaillés dans le second article présenté dans le Chapitre IV. Ne seront principalement décrits ici, par conséquent, les résultats de la fonction de transfert acquis sur les deux autres carottes.

3.1. Précision des données

La marge d'erreur a été calculée en pratiquant un « *auto-run* » avec les données actuelles, c'est-à-dire une activation du programme de la fonction de transfert en remplaçant le fichier « carotte » par le fichier dans lequel figurent les assemblages de la base de données dinokystes modernes. En calculant la différence entre les données ainsi reconstruites et les données entrantes (issues des atlas océanographiques ou données satellitaires) on obtient l'erreur moyenne de la fonction de transfert tournée sur elle-même (Tableau 14). Cette erreur ne tient compte que du programme mais n'inclut pas d'autres problèmes relatifs âges des sites modernes ou aux erreurs potentielles liés aux comptages effectués par différents auteurs.

Densité de l'eau	Anomalie SST / moyenne latitudinale	SSS	SST	Saisonnalité	PP VGPM	PP Eppley	PP CBPM
0,375	0,684	0,389	0,894	0,874	112,9	118,9	40,73
kg/m ³	°C	psu	°C	°C	g/m ² /an	g/m ² /an	g/m ² /an

Tableau 14 Marges d'erreur sur les principaux paramètres environnementaux inscrits dans la base de données modernes, calculés à partir de « l'auto-run » de la fonction de transfert sur ses données entrantes. SSS : Sea Surface Salinity ; SST : Sea Surface Temperature ; PP : Primary Productivity

3.2. Résultats bruts non détaillés : sorties de la fonction de transfert pour chacune des carottes

3.2.1. Carotte KZAI-01

Tout d'abord, un « assemblage moderne-type » a été reconstruit afin d'être représentatif des conditions modernes ayant lieu au niveau de la carotte KZAI-01. Cet assemblage moderne est issu de l'extraction des données d'assemblages (méthode des voisins naturels sur ArcGis), au niveau des coordonnées de la carotte, à partir de l'extrapolation cartographiée des assemblages de la base de données modernes sous le logiciel ArcGis. Ce point a été entré dans la fonction de transfert pour reconstruire des paramètres environnementaux, fournissant des résultats légèrement différents des données disponibles à travers le WOA2013 ou des données satellitaires, surtout vis-à-vis de la saisonnalité et des méthodes de productivité primaire selon les modèles Eppley et CBPM (Tableau 16).

La fonction de transfert a trouvé des analogues pour chaque niveau de la carotte KZAI-01. En effet, un seuil est fixé par le programme (2,69) au-delà duquel aucune donnée n'est reconstruite (Figure 58), et cette « Dmin critique » n'a jamais été dépassée pour la séquence dans sa totalité. Le Tableau 15 récapitule les principales observations faites sur cette carotte. Globalement, les données présentent 4 grandes périodes limitées en moyenne à 5, 15 et 24 ka BP, avec des anti-corrélations nettes entre les différents signaux : densité de l'eau, SSS et Productivité Primaire d'un côté, SST et anomalies longitudinales thermiques de l'autre.

Paramètre environnemental	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale	Périodes de minima (ka BP)	Périodes de maxima (ka BP)
Densité de l'eau	Kg/m ³	1019,1	1026,3	1,4 – 4,8 15,1 – 24,3	4,8 – 15,1 24,3 – 43,2
SSS	psu	30,6	36,1	15,8 – 24,3	1,4 – 15,8 24,3 – 43,2
SST	°C	12,5	28	4,8 - 15,1 24,3 - 43,2	1,4 - 4,8 15,1 - 24,3
Anomalie longitudinale	°C	-8,8	0,2	4,8 - 15,1 24,3 - 43,2	1,4 - 4,8 15,1 - 24,3
Saisonnalité	°C	1,6	7,4	15,2 - 22,7	1,4 - 4,9 31,9 - 38,7
VGPM	g/m ² /an	314	1795	1,4 - 6,5 15,2 - 21,2 40 - 43,2	6,5 - 15,2 21,2 - 25 29,5 - 40
Eppley	g/m ² /an	218	1615	4,8 - 16,1 25,5 - 30	1,4 - 4,8 16,1 - 25,5 30 - 43,2
CBPM	g/m ² /an	200	607	7,6 - 16,1 25,5 - 43,2	1,4 - 7,6 16,1 - 25,5

Tableau 15 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte KZAI-01.

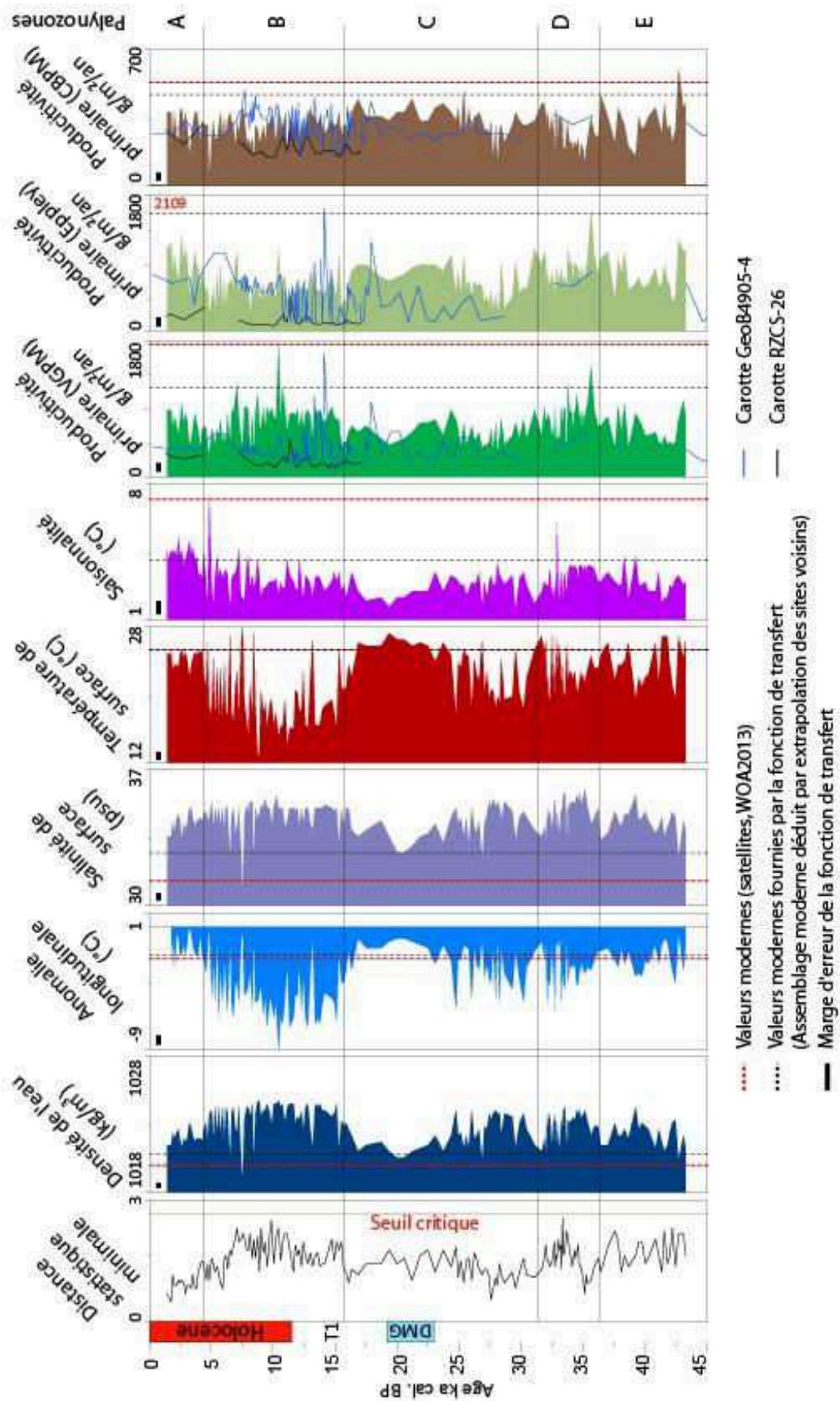


Figure 58 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte KZAI-01.

3.2.2. Carotte RZCS-26

Un "assemblage-type" a également été créé sur cette carotte selon les mêmes modalités que décrites précédemment pour la carotte KZAI-01

	Données instrumentales	Valeurs reconstruites par la fonction de transfert
Densité de l'eau	1023,18 kg/m ³	1024,1 kg/m ³
Anomalie Longitudinale	+1 °C	-3 °C
SSS	35,3 psu	35,3 psu
SST	26,1 °C	23,7 °C
Saisonnalité	6,2°C	2,9 °C
PP VGPM	441 g/m ² /an	466 g/m ² /an
PP Eppley	900 g/m ² /an	466 g/m ² /an
PP CBPM	571 g/m ² /an	320 g/m ² /an

Tableau 16 Comparaison entre les données environnementales modernes, i.e. mesurées par les satellites ou bien fournies par le World Ocean Atlas 2013, et les valeurs reconstruites par la fonction de transfert sur « l'assemblage-type » du site de la carotte RZCS-26, déduit d'ArcGIS à partir de la base de données modernes (méthode des voisins naturels : 12 voisins considérés).

Forts de cet acquis vis-à-vis des conditions environnementales subactuelles et des données d'assemblages correspondantes, la fonction de transfert a été tournée pour l'ensemble de la carotte sur les données fossiles. La fonction de transfert a fourni des résultats sur l'ensemble des niveaux (29 niveaux), excepté à 5,5 ka BP, du fait de la Dmin dépassant le seuil critique fixé à 2,7 pour cette carotte (Figure 59). Le Tableau 17 synthétise les principales informations extraites de la fonction de transfert.

Carotte RZCS-26	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale	Périodes de minima (ka BP)	Périodes de maxima (ka BP)
Densité de l'eau	Kg/m ³	1023,3	1026,2	1,3 - 4,4 12 - 10,3	7,2 - 10,3 12 - 17
SSS	psu	34,8	36,5	8,3 - 1,3	17 - 8,3
SST	°C	14	25,8	9,4, 12,2, 15,3	9 - 16,3
Anomalie longitudinale	°C	-2,9	+1,1	1,3 - 4,4 12 - 13	12 - 8,3 17 - 13
Saisonnalité	°C	1,4	3,8	17 - 11,5	11,5 - 1,3
VGPM	g/m ² /an	116	499	8,3 - 10,7 13 - 17	8,3 - 4,4 10,7 - 13
Eppley	g/m ² /an	109	620	8,3 - 10,7 13 - 17	8,3 - 4,4 10,7 - 13
CBPM	g/m ² /an	151	330	8,3 - 10,7 13 - 17	8,3 - 4,4 10,7 - 13

Tableau 17 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte RZCS-26.

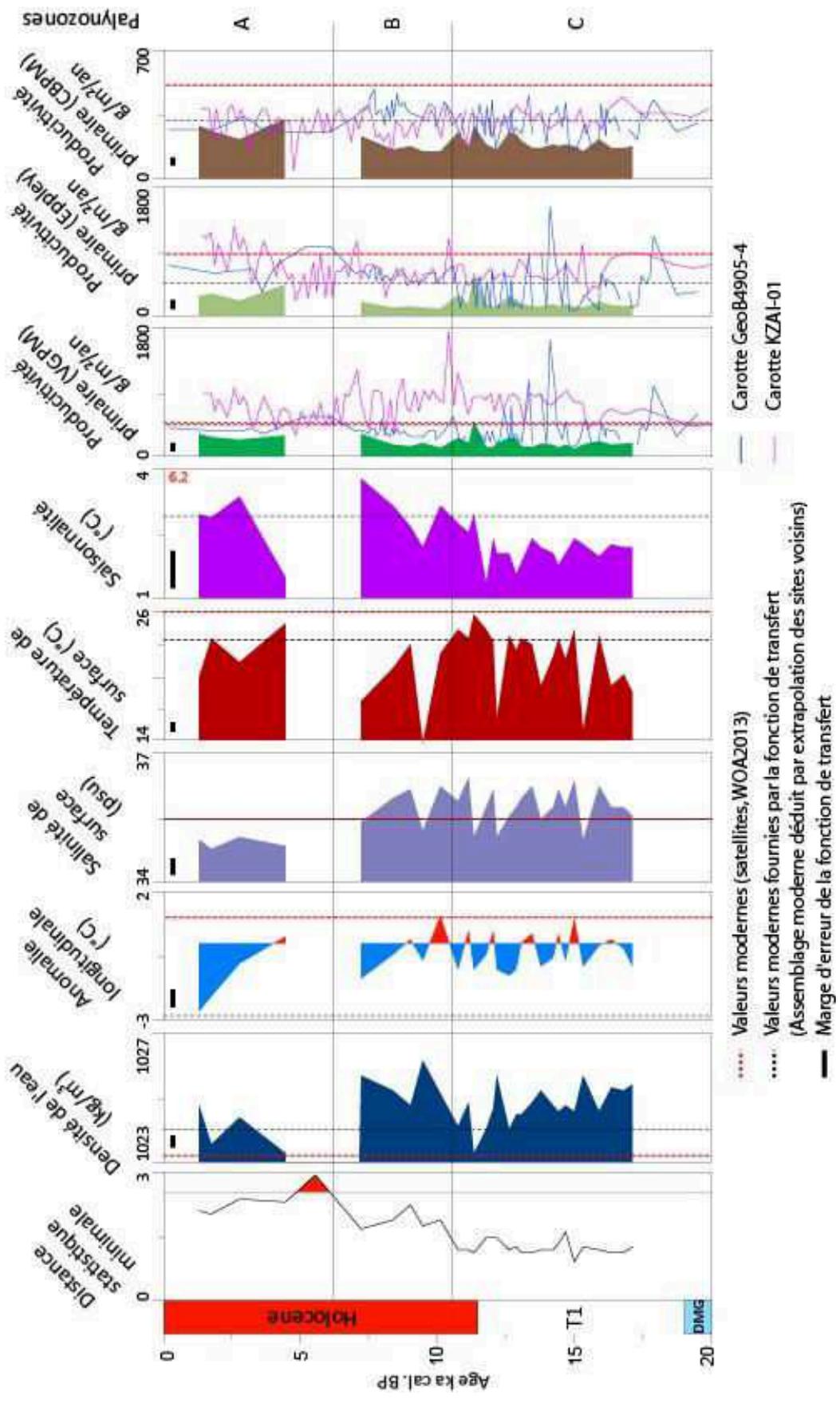


Figure 59 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte RZCS-26.

3.2.3. Carotte GeoB4905-4

Le top de cette carotte est d'ores et déjà inclus dans les bases de données modernes de la fonction de transfert. Les différences entre les observations (données atlas océanographiques et satellites) et les données reconstruites par la fonction de transfert à partir de ce même top de carotte (Tableau 18) permettent d'avoir un aperçu de la marge d'erreur des résultats, spécifiquement vis-à-vis de cette carotte. Puisque la fonction de transfert recherche 5 analogues différents afin de fournir des résultats, les valeurs des paramètres reconstruits dévient forcément des valeurs empiriques attribuées au site-même de prélèvement de la carotte. On note que les valeurs restent cependant cohérentes.

	Données instrumentales	Valeurs reconstruites par la fonction de transfert
Densité de l'eau	1017,7 kg/m ³	1019,6 kg/m ³
Anomalie Longitudinale	0,02 °C	-0,1 °C
SSS	28,6 psu	30,5 psu
SST	27,8 °C	26,1 °
Saisonnalité	4°C	3,5 °C
PP VGPM	576 g/m ² /an	441 g/m ² /an
PP Eppley	991 g/m ² /an	732 g/m ² /an
PP CBPM	264 g/m ² /an	271 g/m ² /an

Tableau 18 Comparaison entre les données environnementales modernes, i.e. mesurées par les satellites ou bien fournies par le World Ocean Atlas 2013, et les valeurs fournies par la fonction de transfert tournée sur les assemblages présents au top de la carotte GeoB4905-4.

La fonction de transfert a ensuite été tournée pour l'ensemble de la carotte sur les données fossiles. Le jeu de données de la carotte est un composite entre les données acquises au cours de cette thèse et des données issues des travaux de Kim So-Young. La fonction de transfert a fourni des résultats sur toute la carotte (105 niveaux), à l'exception de 10 niveaux ayant une D_{min} au-dessus du seuil fixé ici à 2.48 (Figure 60). Le Tableau 19 synthétise les principales informations extraites de la fonction de transfert.

Carotte GeoB4905-4	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale	Périodes de minima (ka BP)	Périodes de maxima (ka BP)
Densité de l'eau	Kg/m ³	1017,7	1026,5	0,2 - 10,6 32,6 - 44	10,6-29,9 44 - 54
SSS	psu	28,6	35,4	11,5 - 4,3	4,3 - 0,2 54 - 11,5
SST	°C	8,7	27,9	16,1 - 11,5 29,9 - 18,7 44,7 - 51,4	0,2 - 11,5 16,1 - 18,7
Anomalie longitudinale	°C	-6,1	+1,5	12 - 32,6	0,2 - 12 32,6 - 46
Saisonnalité	°C	0,9	6,3	7 -10,6 14,5 - 17,9 29,9 - 43,3	0,2 - 7 10,6 - 14,5 17,9 - 29,9
VGPM	g/m ² /an	156	1635	7 - 12,3 14,5 - 17,3 20,5 - 23,8 26,7 - 34,2	0,2 - 7 12,3 - 14,5 17,3 - 20,5 23,8 - 26,7
Eppley	g/m ² /an	99	1558	0,2 - 3,9 7 - 12,3 14,5 - 17,3 20,5 - 23,8 26,7 - 34,2	3,9 - 7 12,3 - 14,5 17,3 - 20,5 23,8 - 26,7
CBPM	g/m ² /an	158	492	0,2 - 7 14,5 - 17,3 18,3 - 29,9	7 - 14,5 17,3 - 18,3 32,6 - 54

Tableau 19 Récapitulatif des différentes observations faites à partir des résultats de la fonction de transfert sur la carotte GeoB4905-4.

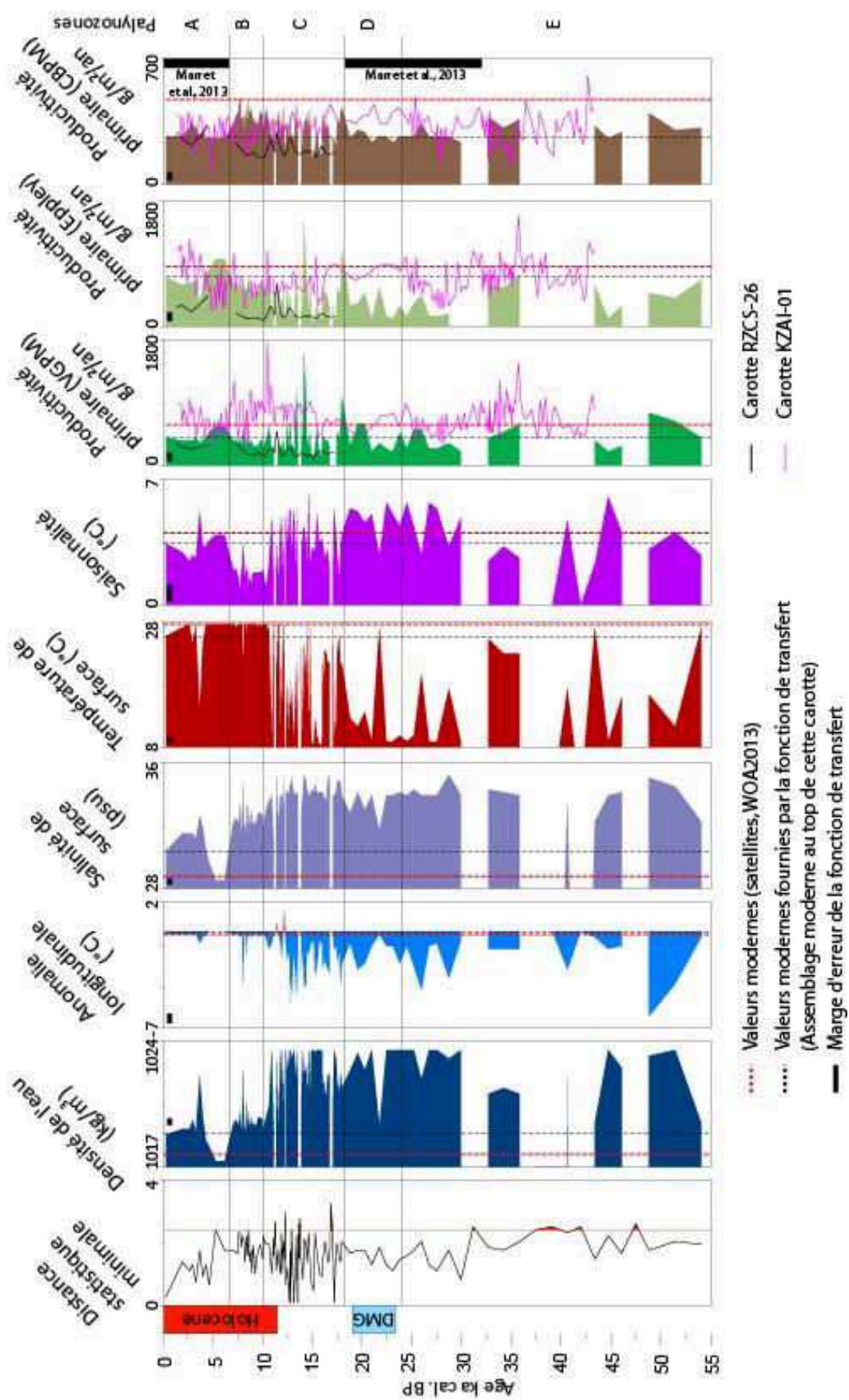


Figure 60 Résultats annuels de la fonction de transfert sur la carotte GeoB4905-4.

3.3. Description détaillée des résultats acquis pour chacun des paramètres environnementaux

3.3.1. Distance statistique minimale (Dmin)

Globalement, Dmin présente des valeurs plutôt élevées sur les 3 carottes, en restant relativement proche du seuil critique au-delà duquel la fonction de transfert ne fournit pas de données, c'est à dire 2,69, 2,54 et 2,48, respectivement, pour les carottes KZAI-01, RZCS-26 et GeoB4905-4. De plus, il est à noter une importante similitude parmi les 3 signaux dans leur évolution au cours du temps. Jusqu'à 30 ka BP, les carottes KZAI-01 et GeoB4905-4 présentent le même profil de Dmin élevée (Figures 58 et 60), tandis que la carotte GeoB4905-4 dépasse le seuil critique (Figure 59). De 30 à 16 ka BP, Dmin présente un profil de valeurs sensiblement plus basses pour l'ensemble des carottes et, entre 16 et 5 ka BP, Dmin s'élève de nouveau jusqu'à dépasser le seuil critique à 1 reprise pour la carotte RZCS-26 et à 5 reprises pour la carotte GeoB4905-4 (Figures 59 et 60). Enfin, les 3 carottes présentent des valeurs de Dmin beaucoup plus faibles de 5 ka BP jusqu'à la période moderne, voire les plus faibles des séquences pour les carottes KZAI-01 et GeoB4905-4 (Figures 58 et 60).

3.3.2. Densité de l'eau

Ce paramètre présente un profil assez contrasté entre chaque carotte. Tout d'abord, l'amplitude des variations sur la carotte GeoB4905-4 (10 kg/m^3) est deux fois plus importante que celle notée sur les deux autres carottes (Tableaux 15, 17 et 19). Concernant les tendances, les signaux des carottes KZAI-01 et RZCS-26 sont très bien corrélés avec un plateau de haute densité observé entre 16 et 4,6 ka BP (Figure 58) ainsi qu'entre 17 et 7,2 ka BP (Figure 59), respectivement, tandis que la période de plus faible densité est retrouvée sur les 2 carottes entre 4,4 et 1,3 ka BP. Seule la transition n'est pas visible sur la carotte RZCS-26 en raison d'une résolution moins importante et d'un manque de données. En revanche, sur la carotte GeoB4905-4, une longue période stable de haute densité est observée entre 31 et 11 ka BP (Figure 60), pendant une période de minimum de densité observée sur la carotte KZAI-01 entre 24,3 et 16 ka BP (Figure 58). La transition entre les hautes et basses densités reconstruites sur la carotte GeoB4905-4 intervient autour de 12 ka BP, beaucoup plus tôt que sur les deux autres carottes où la transition est notée autour de 5 ka BP.

3.3.3. Salinité de surface (SSS)

De manière analogue à la densité de l'eau, l'amplitude des variations des SSS au sein de la carotte GeoB4905-4 (6 psu) est deux fois importante que celle observée pour les deux autres carottes (Tableaux 15, 17 et 19). Une bonne corrélation est à nouveau observée entre les carottes KZAI-01 et RZCS-26, avec notamment une période de SSS élevées entre 17 et 7,2 ka BP, puis une période de dessalure progressive jusqu'à 1,3 ka BP (Figures 58 et 59). Une bonne corrélation est aussi notée entre les carottes KZAI-01 et GeoB4905-4 jusqu'au début de l'Holocène, avec une première tendance à l'augmentation des SSS entre 54 et 31,6 ka BP, suivie d'un déclin jusqu'à 20,5 ka BP, puis une dernière augmentation jusqu'à 11,5 ka BP (Figures 58 et 60). A partir de 11,5 ka BP les deux signaux divergent : sur la KZAI-01 les SSS restent stables, tandis que sur la carotte GeoB4905-4 les SSS déclinent fortement jusqu'à atteindre même un minimum à 6 ka BP (Figure 60).

3.3.4. Température de surface (SST)

3.3.4.1. SST saisonnières et annuelles

A nouveau, les données SST de la carotte GeoB4905-4 présentent une amplitude de variation thermique très importante, de l'ordre de 20 °C, contre environ 10 °C pour les deux autres carottes. Cependant, ici, aucune des 3 carottes ne présente les mêmes tendances. En effet, tandis que le maximum des SST est enregistré entre 15,6 et 10,1 ka BP sur la carotte RZCS-26, la carotte KZAI-01 enregistre une période froide entre 17 à 8,5 ka BP, et la carotte GeoB4905-4 enregistre quant à elle une période froide à forte variabilité interne (Figures 58, 59 et 60). De plus, le profil général de la carotte GeoB4905-4 montre des SST basses entre 31 et 20,5 ka BP, au moment où la carotte KZAI-01 enregistre la période la plus chaude. Enfin, dans les niveaux les plus récents, la phase de réchauffement enregistrée dans la carotte KZAI-01 entre 10,2 et 4,1 ka BP correspond à un refroidissement sur la carotte RZCS-26, la carotte GeoB4905-4 présentant quant à elle un maximum de SST depuis 12 ka BP.

3.3.4.2. Anomalies thermiques longitudinales

Les anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale sur les 3 carottes présentent des profils contrastés. Tout d'abord, il est à noter le caractère exclusivement négatif des anomalies observées. Ainsi, en dehors de rares occurrences essentiellement sur la carotte RZCS-26

(Figure 59), les SST fournies par la fonction de transfert sont toujours plus froides que la moyenne latitudinale. Aussi, outre le fait que la carotte KZAI-01 présente des anomalies négatives très marquées, notamment entre 15 et 4,5 ka BP avec des anomalies de $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figure 58), les deux autres carottes présentent des anomalies n'excédant pas $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ d'amplitude (Figures 59 et 60). Une bonne corrélation est observée entre les carottes GeoB4905-4 et KZAI-01 entre 44 et 15 ka BP (Figures 58 et 60), puis une divergence des données est observée à partir de 15 ka BP. C'est, en revanche, avec la carotte RZCS-26 que les données de la carotte GeoB4905-4 correspondent le mieux sur la période 17 - 7.2 ka BP (Figures 59 et 60). Dans les niveaux les plus récents, on observe le même schéma que pour les SST, c'est-à-dire une diminution de l'anomalie négative entre 10,5 et 5 ka BP, durant une période où cette anomalie reste quasi nulle et stable dans la carotte GeoB4905-4.

3.3.4.3. Amplitude thermique saisonnière (Saisonnalité)

L'amplitude saisonnière des SST présente des variations nettement plus accentuées sur la carotte GeoB4905-4, c'est à dire $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre les minima et maxima, contre $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur les deux autres carottes. L'évolution de la saisonnalité suit des tendances similaires sur les 3 carottes sur la période allant de 8.5 ka BP à l'actuel, avec un accroissement des contrastes saisonniers de 2 à $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figures 58, 59 et 60). Entre 17 et 8,5 ka BP, les 3 carottes suivent également un profil similaire, c'est-à-dire une phase relativement stable entre 17 et 11.5 ka BP, suivie d'une période de baisse de la saisonnalité entre 11,5 et 8,5 ka BP. En revanche, les données divergent entre 31 et 17 ka BP, où la saisonnalité reste élevée sur la carotte GeoB4905-4 tandis que la carotte KZAI-01 enregistre un minimum entre 23 et 17 ka BP et une saisonnalité plus élevée avant 23 ka BP.

3.3.5. Productivité primaire (PP)

3.3.5.1. PP à partir de la chlorophylle (modèle VGPM)

La PP calculée selon le modèle VGPM présente des contrastes importants dans les 3 carottes. Tandis que les deux carottes GeoB4905-4 et RZCS-26 enregistrent des paléo-productivités assez basses, en moyenne autour de $300\text{ g/m}^2/\text{an}$, les valeurs sont beaucoup plus hautes sur la carotte KZAI-01 avec une productivité moyenne reconstruite avoisinant les $700\text{ g/m}^2/\text{an}$.

Concernant les tendances, il apparaît une nette corrélation entre les carottes GeoB4905-4 et RZCS-26. Une première phase de basses PP est observée entre 17 et 10,3 ka BP (Figures 59 et 60), avec cependant une variabilité plus forte sur la carotte GeoB4905-4 (expliquée en partie par une résolution plus élevée), puis une deuxième phase caractérisée par une augmentation des PP sont ensuite observée à partir de 10,3 ka BP, et une dernière phase de déclin des PP est notée après 4,4 ka BP (Figures 59 et 60). En revanche, sur la carotte KZAI-01, les données présentent une évolution quasiment opposée. La période 17-10,3 ka BP correspond à une période d'augmentation importante des PP, jusqu'à atteindre près de 1000 g/m²/an, avant une phase de déclin observée au moment où les PP augmentent sur les deux autres carottes. A partir de 4,5 ka BP, une phase de forte augmentation des PP reprend jusqu'à la période actuelle (Figures 58, 59 et 60). De plus, alors que les données parcellaires de la carotte GeoB4905-4 tendent à montrer une période de productivités relativement faibles entre 54 et 21 ka BP, excepté à 48,8 ka BP, les données de la carotte KZAI-01 mettent en évidence un deuxième maximum de PP sur ce même intervalle de temps (Figure 58).

3.3.5.2. PP à partir de la chlorophylle (modèle Eppley-VGPM)

Ici, les valeurs de PP reconstruites pour les carottes KZAI-01 et GeoB4905-4 concordent un peu plus, en moyenne 400 g/m²/an pour la carotte GeoB4905-4 et 600 g/m²/an pour la carotte KZAI-01. En revanche, pour la carotte RZCS-26, les PP restent plus faibles, autour de 200 g/m²/an. Les données parcellaires de la carotte GeoB4905-4 montrent une période de fortes PP entre 54 et 31 ka BP, de manière synchrone avec la carotte KZAI-01 (Figure 60). En revanche, entre 31 et 11 ka BP, les signaux divergent. Cette période correspond à une tendance à l'augmentation progressive des PP sur la carotte GeoB4905-4, avec cependant une variabilité interne significative, tandis que des oscillations sont nettement plus marquées sur la carotte KZAI-01. En effet, on observe une première phase de baisse des PP entre 31 et 26 ka BP, suivie d'une phase de maximum des PP entre 26 et 16,2 ka BP, puis une phase de minimum jusqu'à 11 ka BP. A partir de 11 ka BP, et ce jusqu'à 7 ka BP, les données des deux carottes sont corrélées puis divergent à nouveau pour évoluer en opposition.

3.3.5.3. PP à partir du carbone (CBPM)

Enfin, ce jeu de données présente des contrastes entre les différentes carottes. Les PP sur la carotte KZAI-01 restent les plus élevées, avec 400 g/m²/an, contre 300 et 200 g/m²/an pour les carottes GeoB4905-4 et RZCS-26, respectivement. Concernant les tendances, les contrastes sont notables. Sur la carotte GeoB4905-4, le maximum de PP survient entre 18,7 et 7 ka BP, au moment où une période de relativement faibles PP (au regard de la période précédente entre 27 et 16,2 ka BP, qui correspond au maximum de PP dans cette carotte) est enregistrée sur la carotte KZAI-01. En revanche, sur la carotte RZCS-26, une courte période de hautes PP est enregistrée entre 13 et 10,3 ka BP.

CHAPITRE IV : DISCUSSION

Ce chapitre est composé de deux articles scientifiques ainsi qu'une synthèse régionale.

La première partie est dédiée au premier article, publié (Hardy et al., 2016), qui traite de l'analyse des assemblages de dinokystes de la carotte KZAI-01. Ces données sont confrontées à la littérature afin d'en déduire des forçages climatiques connus dans la région.

La deuxième partie est consacrée au second article, prêt pour soumission, traitant de la mise à jour des bases de données modernes sur laquelle se base la fonction de transfert appliquée aux dinokystes. Nous proposons un nouveau jeu de données environnementales, ainsi que de nouveaux sites modernes à implémenter dans la base de données dinokystes. Nous discutons ensuite les résultats de la fonction de transfert issus des assemblages sur la carotte KZAI-01, ainsi que des reconstructions quantitatives saisonnières mises en parallèle avec des simulations faites par des modèles de l'IPSL.

Enfin, la troisième partie est consacrée à une synthèse régionale, reprenant l'ensemble des séquences sédimentaires ayant fourni des assemblages de dinokystes, dans le but de confronter les variations spatiales et temporelles des assemblages face aux variations documentées des paramètres hydrologiques dans l'ensemble de l'Océan Atlantique est-tropical.

1. Dinocyst assemblage constraints on oceanographic and atmospheric processes in the Eastern Equatorial Atlantic over the last 44 ky

William Hardy¹, Aurélie Penaud¹, Fabienne Marret², Germain Bayon³, Tania Marsset³, and Laurence Droz¹

¹UMR 6538 Domaines Océaniques, IUEM-UBO, 29280 Plouzané, France

²School of Environmental Sciences, University of Liverpool, Liverpool, L69 7ZT, UK

³IFREMER, UR Géosciences Marines, BP 70-29280 Plouzané, France

Correspondence to: William Hardy (william.hardy@univ-brest.fr)

Received: 18 April 2016 – Published in Biogeosciences Discuss.: 21 April 2016

Revised: 2 August 2016 – Accepted: 8 August 2016 – Published: 29 August 2016

1.1. Abstract

A new 44 ky-long record of dinoflagellate (phytoplanktonic organisms) cysts (dinocysts) is presented from a marine sediment core collected on the Congolese margin with the aim to reconstruct past hydrological changes of the Equatorial Eastern Atlantic Ocean since Marine Isotopic Stage 3. Our high-resolution dinocyst record indicates that significant temperature and moisture variations occurred across the glacial period, the Last Deglaciation and the Holocene. The use of specific dinocyst taxa, indicative of fluvial, upwelling and Benguela Current past environments for instance, provides insights into the main forcing mechanisms controlling paleohydrological changes at orbital timescales. In particular, we are able, for the last 44 ky, to correlate fluvial-sensitive taxa to monsoonal mechanisms related to precession minima / obliquity maxima combinations. While upwelling mechanisms appear as the main drivers for dinoflagellate productivity during MIS 2, dissolved nutrient-enriched Congo River inputs to the ocean also played a significant role in promoting dinoflagellate productivity between approximately 15.5 and 5 ka BP. Finally, this high resolution dinocyst study permits to precisely investigate the sub-orbital timing of the last glacial-interglacial termination including an atypical warm and wet oceanic LGM signature, northern high latitude abrupt climate change impacts in the Equatorial Eastern Atlantic, as well as a two-steps decrease in moisture conditions during the Holocene at around 7-6 and 4-3.5 ka BP.

1.2. Introduction

Reconstructions of Late Quaternary and Holocene paleoceanographic changes at the Western African margin and associated Benguela upwelling system have identified orbital and sub-orbital controls on sea-surface and continental environmental conditions (Holzwarth et al., 2007). More specifically, several palynological studies carried out in the Equatorial Eastern Atlantic Ocean, combining analysis of pollen grains and cysts of dinoflagellates (dinocysts), have provided a wealth of information on land-sea interactions in the intertropical region, through investigation of sea-surface and terrestrial vegetation changes over the last climatic cycles (Shi et al., 1998; Marret and Zonneveld, 2003; Dupont and Behling, 2006; Marret et al., 2008; Kim et al., 2010; Bouimetarhan et al., 2012; Zonneveld et al., 2013). However, these above-mentioned studies mainly focused on the comparison between periods of extreme climatic conditions, such as the Last Glacial Maximum (Mix et al., 2001) and the Holocene Climatic Optimum, showing that higher primary productivity conditions occurred during glacial periods in response to an increase of upwelling activity while enhanced freshwater discharges from the continent occurred during interglacials. In comparison, the Last Deglaciation period, which consisted in a shift from upwelled cold waters (associated with dry conditions on land - glacial) to monsoonal regimes (associated with warm waters offshore - interglacial), has been less studied and its timing in this area remains poorly defined, mainly due to a lack of high-resolution investigations.

In this study, we have investigated a marine sediment core (KZAI-01) recovered during the ZaiAngo I cruise (Savoie, 1998) at the West-African continental slope, upstream the Congo deep-sea fan. This core is characterized by a high average sedimentation rate (about 25 cm/ky, maximum of 50 cm/ky) that enables high-resolution paleoenvironmental records for the last 44 ky (Bayon et al., 2012). We combined here new dinocyst data with a set of already published geochemical data for sediment provenance and weathering proxies (Bayon et al., 2012). The comparison between terrestrial and marine proxy data can then be used to discuss about the links between environmental changes that have occurred in the Congo catchment area and past sea-surface oceanographic through dinoflagellate productivity variations.

Several objectives have motivated this study:

- 1) To document the potential of dinocysts for reconstructing sea-surface environments in

the Eastern Atlantic Ocean and discussing about the links between continental and hydrological changes over the last 44 ky

- 2) To discuss orbital forcing impacts in our recorded dinocyst observations and the potential influence of the monsoonal activity on sea-surface past conditions
- 3) To precisely characterize, in the Equatorial Atlantic Ocean, the timing of the Last Deglaciation at a millennial time-scale resolution.

1.3. Environmental context on the congolese margin

The Congo River drains the second largest catchment area of the world with a total surface of 3,600,000 km² and a mean flow of 41,000 m³/s. This river feeds the Congo deep-sea fan (Babonneau et al., 2002; Droz et al., 2003; Savoye et al., 2009; Picot et al., 2016), one of the largest deep-sea fans in the world, *via* a submarine Pliocene canyon (Anka et al., 2009) still active at present (Heezen and Hollister, 1964; Khripounoff et al., 2003).

1.3.1. Present-day atmospheric context

Climatic patterns in the Congo Basin are controlled by the seasonal latitudinal migration of the Tropical Rainbelt (TR, Figure 61), which is associated offshore with high sea-surface temperatures (SST) and low salinities (Zarriess and Mackensen, 2010; Arbuszewski et al., 2013). This low pressure belt is characterized by moist air ascension and large tropical rainstorms, generated by the association of the Tropical and African Easterly Jets in the Northern Hemisphere (Nicholson, 2009). The TR and the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) constitute the complex convective system of the African monsoon system which shifts seasonally from a northward position during boreal summer to a southward position during boreal winter (Hsu and Wallace, 1976). While the central part of the Congo Basin is characterized by an equatorial regime, its northern and southern parts alternate between wet and dry seasons (Prance, 1984; Leroux, 2001). This results in a latitudinal distribution of the vegetation from rainforests to savannahs across the whole Basin (Prance, 1984). Easterly winds from the Indian Ocean also brings moisture to the Congo Basin, in particular during the austral summer, due to the presence of the Congo Air Boundary convergence zone (CAB;

Tierney et al., 2011), also evidencing the influence of the eastern African monsoon system in central Africa.

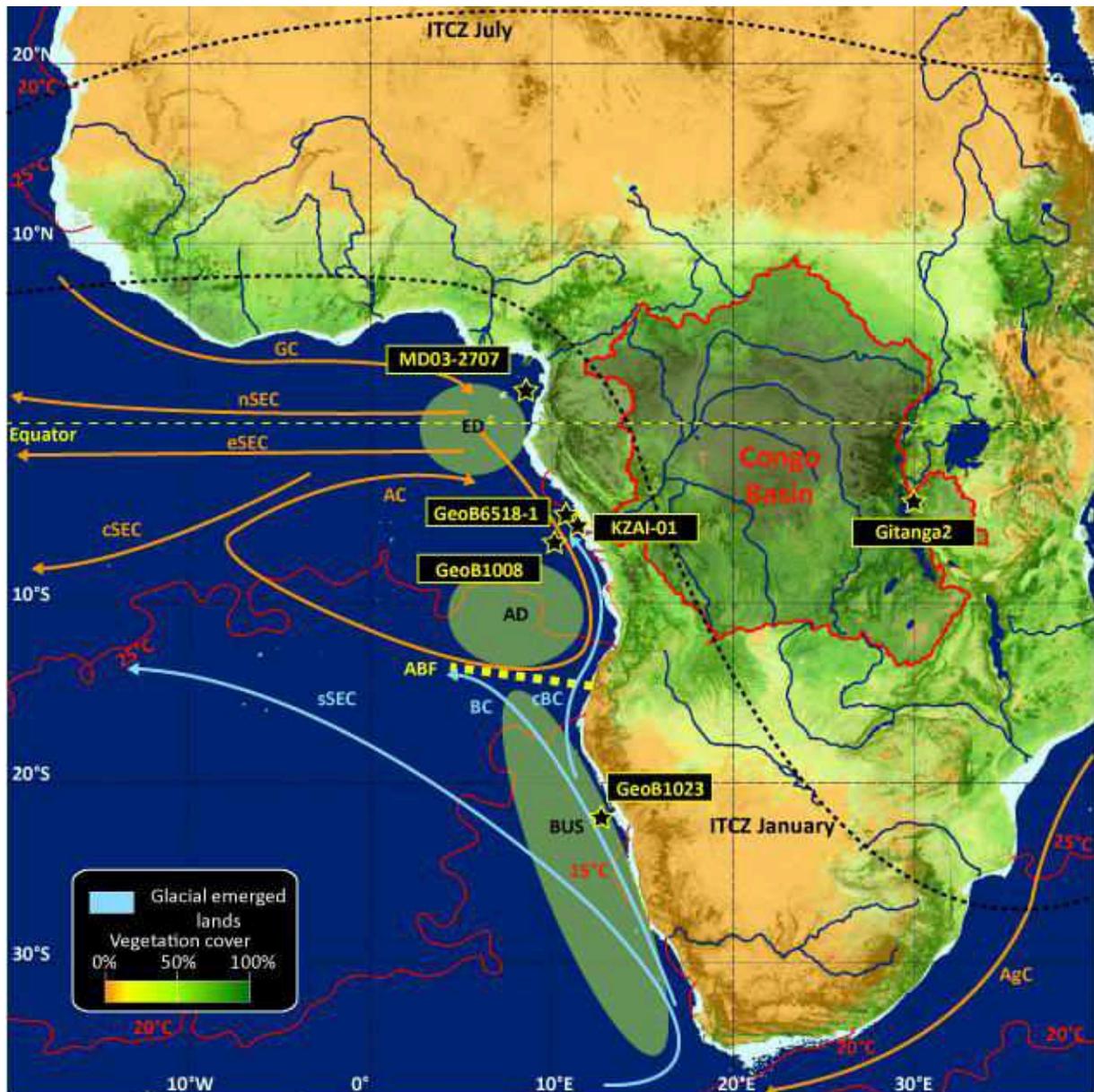


Figure 61 Map showing locations of KZAI-01 core and other cores mentioned in the text: *GeoB6518* (Schefuß et al., 2005; Bayon et al., 2012), *GeoB1008* (Schneider et al., 1997), *MD03-2707* (Weldeab et al., 2007), *GeoB1023* (Shi et al., 1998), and *GITANGA2* (Bonnefille and Chalié, 2000). The general pattern of present-day surface ocean currents of the adjacent Atlantic Ocean is extracted from Lass and Mohrholz (2008) and includes: the Guinea Current (GC), the northern (nSEC), equatorial (eSEC), central (cSEC), and southern (sSEC) South Equatorial Current, the Angola Current (AC), the Angola-Benguela Front (ABFZ), the Benguela Current (BC) and the Agulhas Current (AgC). Orange lines indicate warm currents and blue lines cold currents. Green zones correspond to upwelling zone (BUS : Benguela

Upwelling System) and oceanic domes (Voituriez, 1981; Lass and Mohrholz, 2008). Black dashed lines display mean seasonal locations of the ITCZ during July and January (Collier and Hughes, 2011). Red 5°C-interval isolines correspond to annual mean SST (Hirahara et al., 2013). Vegetation cover (in % per surface unity) is extracted from (Hansen et al., 2013b) dataset.

1.3.2. Present-day oceanographic context

Surface water masses from the Congolese margin are largely influenced by the Angola Current (AC; Figure 61), a clockwise subequatorial gyre located above the north-eastern part of the Subtropical Gyre (Lass and Mohrholz, 2008). The warm waters of the AC meet the cool waters of the couple Benguela Current and Coastal Benguela Current (BC and cBC; Figure 60) at around 16°S at the Angola Benguela Front (Lass and Mohrholz, 2008). Cool surface currents cause weak evaporation and aridity conditions on the adjacent continent (Gordon et al., 1995), as well as water mass stratification on the continental shelf, itself depleted in oxygen (Gordon et al., 1995).

The South Atlantic Anticyclone, driving the Subtropical Gyre, generates SE trade winds on the SW African margin, and consequently upwelling cells throughout the BC (Gordon et al., 1995; Lass and Mohrholz, 2008). These upwelled waters bring deep nutrient-rich waters that promote high primary productivity in surface waters. The Benguela upwelling system is limited northward around the ABFZ location (Jansen et al., 1996; Lass and Mohrholz, 2008).

Congo River freshwater discharges also exert an influence on the regional oceanographic setting, in particular because of the relative weakness of the Coriolis force near the equator that allows river plumes to extend far from the coast (da Cunha and Buitenhuis, 2013). This mechanism also contributes to enhanced fluvial upwelling and thus to additional nutrients exported to surface waters. Today, rainforests prevent active erosion of soils and therefore the delivery of substantial fluvial nutrient supplies to the Gulf of Guinea.

1.4. Material and methods

1.4.1. Stratigraphy of core KZAI-01

Core KZAI-01 (5°42.19'S; 11°14.01'E; 816 m water depth; 10.05 m length; Figure 61) was recovered during the 1998 ZaiAngo 1 cruise aboard the *Atalante* (Savoie, 1998). The first

published age model of core KZAI-01 (Bayon et al., 2012) was derived from seven AMS ^{14}C dates on carbonates (bulk planktonic foraminifera or mixed marine carbonates; Table 20), and two age constraints obtained by tuning core KZAI-01 to core GeoB6518-1 (well-dated sedimentary record from the nearby area; Figure 61) (Bayon et al., 2012). In this study, three new AMS ^{14}C dates on planktonic foraminifera and bivalves have been added between 370 and 620 cm (Table 20) in order to obtain a more robust stratigraphy for the Last Glacial period (Figure 61). We have also added three new age constraints by tuning core KZAI-01 to nearby well-dated core GeoB6518-1 (AMS ^{14}C dates on monospecific foraminifera; Schefuß et al., 2005; Figure 62). This enables us to strengthen the chrono-stratigraphy of the study core for the Early Holocene as well as for the base of KZAI-01 core, not constrained by AMS ^{14}C dates below 851 cm. All radiocarbon dates were calibrated to calendar ages with the Calib 7.0 program (Stuiver and Reimer, 1993) associated with a 400 years correction for the marine age reservoir (Reimer et al., 2013), and the final age model was built through linear regression between all stratigraphic pointers (Figure 62). Mean calculated sedimentation rates are around 25 cm/ky.

Depth (cm)	Material dated	Laboratory number	^{14}C age (BP)	Mean calibrated age (cal BP) $\pm 2\sigma$ range	Data origin
10	Mixed marine carbonate	UtC-9311	2172 \pm 39	1735 \pm 82	Bayon et al. (2012)
13	Bulk organic matter	Poz-40293	1610 \pm 30	1170 \pm 82	Bayon et al. (2012)
18	Bulk organic matter	Poz-40295	2310 \pm 30	1921 \pm 91	Bayon et al. (2012)
26	Bulk organic matter	Poz-40296	2545 \pm 30	2216 \pm 89	Bayon et al. (2012)
37	Bulk organic matter	Poz-40297	3210 \pm 30	3024 \pm 112	Bayon et al. (2012)
51	Bulk organic matter	Poz-40298	3770 \pm 30	3713 \pm 103	Bayon et al. (2012)
70	Bulk organic matter	Poz-40299	4435 \pm 35	4636 \pm 138	Bayon et al. (2012)
122	Bulk organic matter	Poz-40300	5970 \pm 40	6380 \pm 94	Bayon et al. (2012)
190	Mixed marine carbonate	UtC-9312	8710 \pm 60	9369 \pm 131	Bayon et al. (2012)
196	Bulk organic matter	Poz-40301	8080 \pm 40	8527 \pm 110	Bayon et al. (2012)
269	Bulk organic matter	Poz-40302	9790 \pm 50	10727 \pm 166	Bayon et al. (2012)
305	Bulk organic matter	Poz-40389	10400 \pm 60	11503 \pm 252	Bayon et al. (2012)
356	Planktonic foraminifera	Poz-20108	10930 \pm 50	12444 \pm 175	Bayon et al. (2012)
372	Bivalve	Poz-73781	13450 \pm 70	15598 \pm 276	This paper
456	Planktonic foraminifera	Poz-20109	13950 \pm 70	16328 \pm 251	Bayon et al. (2012)
522	<i>Bolivina spathulata</i>	Poz-73782	20800 \pm 140	24575 \pm 446	This paper
585	Planktonic foraminifera	Poz-20110	23020 \pm 130	27232 \pm 689	Bayon et al. (2012)
622	Bivalve	Poz-73783	24870 \pm 200	28454 \pm 447	This paper
678	Mixed marine carbonate	UtC-9314	28240 \pm 280	31812 \pm 668	Bayon et al. (2012)
851	Mixed marine carbonate	UtC-9315	31800 \pm 400	35274 \pm 405	Bayon et al. (2012)

Tableau 20 ^{14}C dates obtained on KZAI-01 core: seven dates were previously obtained on marine carbonate material and 10 on bulk organic matter (Bayon et al., 2012b), and three new dates have been added in this study. Two dates have been rejected (190 and 372 cm) and displayed in *italic*, and dates acquired on bulk organic matter have not been considered for the age model establishment in this study (dates retained for the age model in *bold* in the Table).

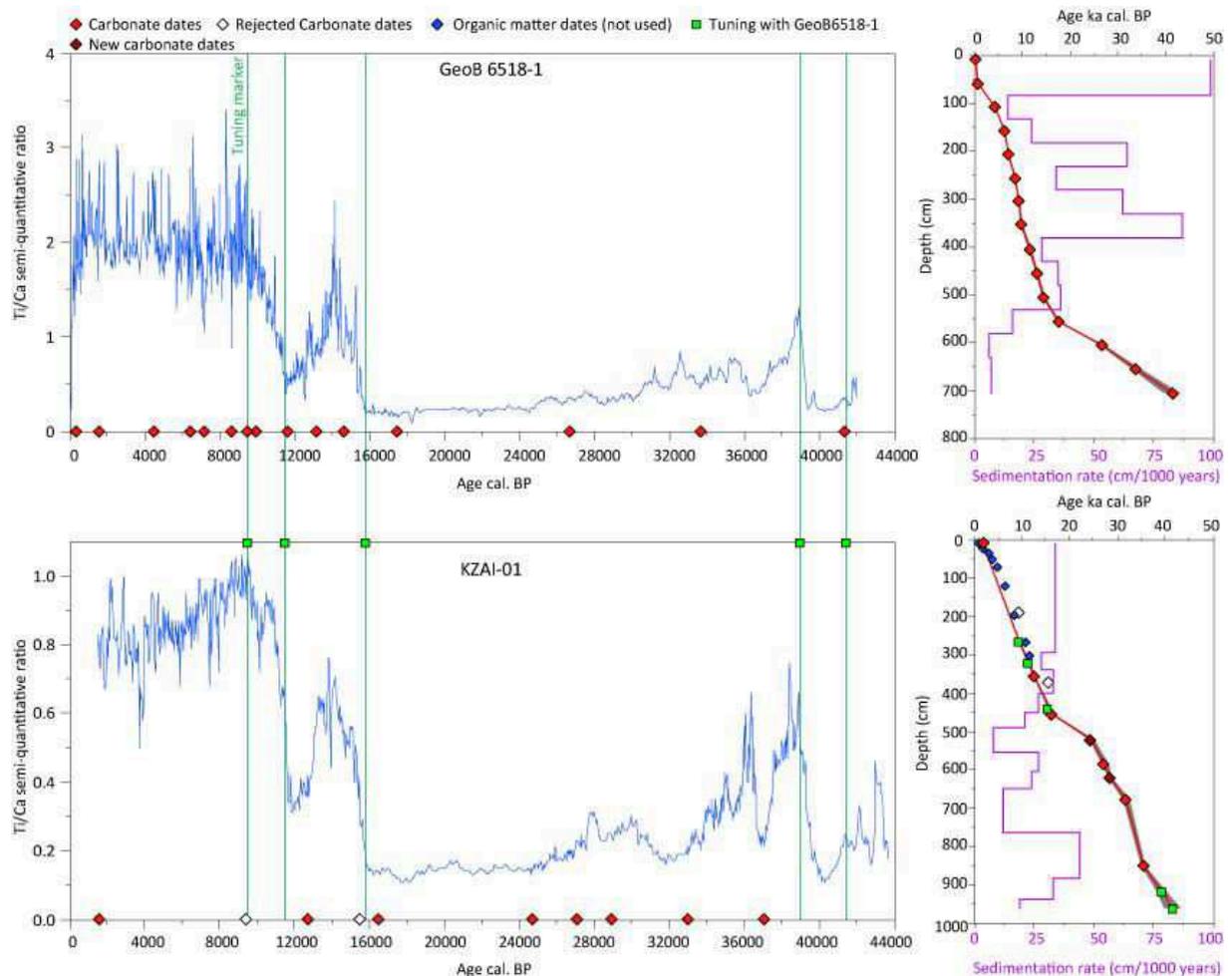


Figure 62 Age model established through a linear regression between retained AMS ^{14}C pointers (red squares; cf. Table 20). Blue squares correspond to ^{14}C datations acquired on organic matter (Bayon et al., 2012), not taken into account for the age model. Green squares correspond to dates obtained by tuning KZAI-01 core with GeoB6518 core, on the basis on similar XRF Ti / Ca ratio trends. Grey band corresponds to the 2σ range error of calibrated dates, and purple lines correspond to sedimentation rates (cm/ky).

1.4.2. Palynological analysis

1.4.2.1. Laboratory procedure for dinocyst extraction

In this study, 203 samples were analysed for the period covering the last 44 ky with a 5 cm sampling interval (mean resolution analysis of about 200 years throughout the core, ranging between 20 and 800 years, according to the established age model). The preparation technique for palynological analysis followed the procedure described in Marret et al. (2008). Calibrated tablets of known concentrations of *Lycopodium clavatum* spores were added to each sample before chemical treatments in order to estimate palynomorph concentrations (number of dinocysts/cm³ of dry sediments), and chemical and physical treatments included cold HCl (10%), cold HF (40%), and sieving through a single use 10 µm nylon mesh screen. The final residue was mounted between slide and coverslip with glycerine jelly coloured with fuschin. When the recommended number of 300 dinocysts could not be reached, a minimum of 100 specimens was counted on each sample (Fatela and Taborda, 2002), using a Leica DM 2500 microscope at x400 magnification. Fifteen samples, containing less than 100 specimens, were excluded from dinocyst results. Dinocyst concentrations were based on the marker grain method (Mertens et al., 2009) and dinocyst assemblages were described by the percentages of each species calculated on the basis of the total dinocyst sum including unidentified taxa and excluding pre-Quaternary specimens. In addition to dinocyst counts, freshwater microalgae *Pediastrum* and *Concentricystes* were also identified and counted so as to discuss river discharge intensifications in parallel with our dinocyst data.

1.4.2.2. Dinocysts as potential tracers for past primary productivity changes

Paleoproductivity regimes in the Equatorial Ocean could be inferred from our fossil assemblages thanks to the transfer function based on the Modern Analogue Technique (MAT; Guiot and de Vernal, 2007) developed for the Tropical Atlantic Ocean (n=208 modern analogues; Marret et al., 2008). A detailed discussion of limitations and pitfalls of inferring paleoproductivity from dinocyst assemblages in the study area will be discussed in a separate paper. In the present study, we only focus on the dinoflagellate phytoplanktonic component through past dinocyst specific observations. Indeed, among dinocyst assemblages, it is possible distinguishing between cysts formed by dinoflagellates with a strict nutritional strategy based on heterotrophy that we will refer as “heterotrophic cysts”, and other cysts

formed by dinoflagellates for which the nutritional strategy can be complex involving either autotrophy, heterotrophy or mixotrophy and that we will refer as “non heterotrophic cysts”. Relative abundances of total heterotrophic cysts have previously been used as a signal for dinoflagellate primary productivity, and indirectly for marine productivity, considering that heterotrophic dinoflagellates mainly feed on marine micro-organisms including other dinoflagellates (whatever their nutritional strategies), diatoms and other micro-algae (e.g Zonneveld et al., 2013).

1.5. Dinocyst results on core kzai-01

1.5.1. Dinocyst concentrations

A total of 53 dinocyst taxa have been identified in the studied samples, with an average of 15 taxa for each sample (Figure 63). Dinocyst concentrations in sediments are generally very low, from 100 cysts/cm³ to 12,000 cysts/cm³ (Figure 63). These low concentrations in the study area are thought to be caused by a strong dilution of the organic matter by terrigenous inputs (cf. Figure 63) with a clear negative correlation between maximal values of terrestrial inputs (Ti/Ca and minimal values of dinocyst concentrations), and also a probable competition with diatom productivity (Marret et al., 2008).

Higher cyst concentrations are recorded between 850 and 450 cm (37.5 - 15.5 ka BP; mean value of 3,000 cysts/cm³), as well as between 90 and 30 cm (4 - 2.4 ka BP; mean value of 6,000 cysts/cm³), for which two maxima are observed with 10,900 and 11,200 cysts/cm³, respectively (Figure 63). Increases in dinocyst concentrations are due to increasing occurrences of *Operculodinium centrocarpum* or *Lingulodinium machaerophorum* (Figure 63). Heterotrophic cyst concentrations (mainly led by *Brigantedinium* spp. and *Echinidinium* species; Figure 63) as well as other cyst concentrations reach their maximal values during the same main interval, i.e between 850 and 450 cm, but are three times lower for heterotrophics (Figure 63). Higher abundance of heterotrophic cysts, mainly driven by *Brigantedinium* spp. percentages all along the record (Figure 63), as well as those of *Echinidinium* spp. between 450 and 90 cm (15.5 - 4 ka BP; Figures 63 and 65), are strongly correlated with lower dinocyst concentrations, especially between 15 and 4 ka BP (Figures 3 and 4). This could be consistent with the fact that diatoms as well as dinoflagellates are the main food for strictly

heterotrophic dinoflagellates (Marret and Zonneveld, 2003), therefore echoing the previous idea of a competition between dinoflagellate and diatom phytoplanktonic productivity in the study area (Marret and Zonneveld, 2003).

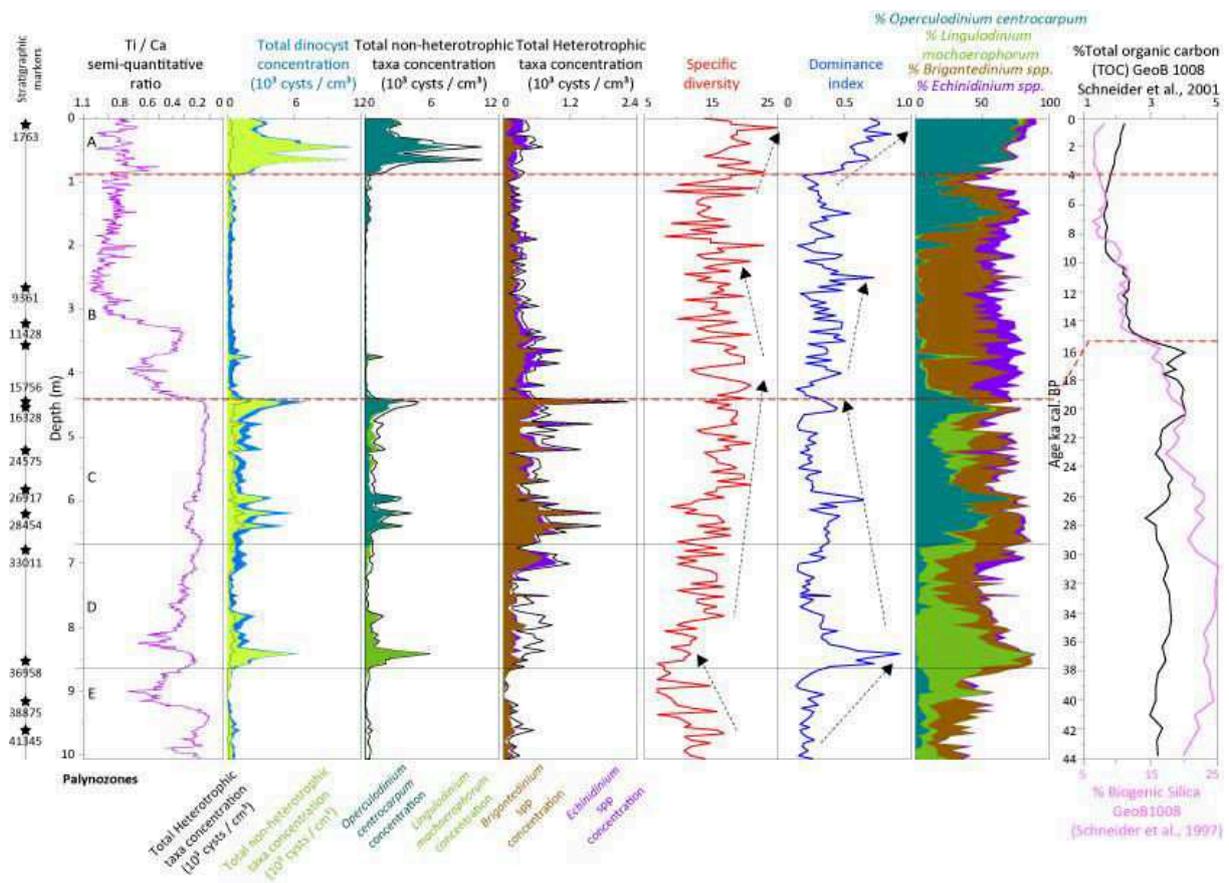


Figure 63 Comparison between total dinocyst concentrations (cysts / cm³), non-heterotrophic cyst concentrations, as well as *Lingulodinium machaerophorum* and *Operculodinium centrocarpum* concentrations, both species being mainly responsible for total cyst concentrations in the study core. Same approach for heterotrophic taxa: comparison between total heterotrophic concentrations in parallel with *Brigantedinium* spp. and *Echinidinium* spp., both taxa being mainly responsible for total heterotrophic concentrations in the study core. Above mentioned species are also represented in cumulated percentages. To discuss relationships between primary productivity, dinocyst concentrations and terrigenous dilution, the XRF Ti/Ca ratio of core KZAI-01 is displayed in parallel with biogenic opal and total organic matter signals extracted from core GeoB1008 (Schneider et al., 1997). Also, specific diversity and dominance indexes enable discussing the potential advection of dinocysts in the study. Red dashed lines correspond to major transitions in total dinocyst concentrations allowing to define 5 major palynozones (A-B-C-D-E).

Even if heterotrophic dinocyst concentrations can firstly be attributed to dilution/concentration processes in sediments, the transition between generally higher cyst

concentrations and lower ones observed at 450 cm (15.5±0.4 ka BP) is synchronous with a marked shift in biogenic opal (BiSiO₂) and total organic carbon (TOC) observed in a nearby core (Schneider et al., 1997). This suggests different marine productivity patterns before and after 15.5±0.4 ka BP. Based at least on the fact that these data indicate generally similar trends; an atypical pattern is observed at 90 cm. While heterotrophic concentrations remain low, and despite a relative stable trend characterized by still high terrigenous inputs (Figure 62; Bayon et al., 2012) as well as low BiSiO₂ and TOC values (Schneider et al., 1997), total dinocyst concentrations reach their maximum. To understand this atypical dinocyst concentration signal, indexes of specific diversity and dominance have been calculated to discuss periods possibly characterized by cyst advection (positive correlation between dominance and diversity) and *in situ* dinoflagellate productivity (negative correlation between dominance and diversity). Here, signals remain roughly anti-correlated all over the core, except at 90 cm (Figure 63), possibly due to a massive advection of *O. centrocarpum* at that time (Figure 63).

1.5.2. Dinocyst assemblages

Based on variations in cyst concentrations and in relative abundances of major species, five palynozones (A, B, C, D, E; Figure 63) have been visually established, then subdivided into several sub-palynozones (1, 2, 3; Figures 64 and 65) based on the rest of the assemblage (minor species always observed with at least >2%; Figures 64 and 65).

Temporal successions between dinocyst species can be observed all along the core, in particular for the dinocyst group mainly controlled by sea-surface salinity (Marret and Zonneveld, 2003), including *Spiniferites ramosus*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *L. machaerophorum*, *O. centrocarpum* and *Operculodinium israelianum* (Figures 63, 64), as well as *Echinidinium* spp. (Figure 65). The first important succession occurred at 37.5 ± 0.7 ka BP (limit between palynozones E and D), with a significant drop of the maximal relative abundances of *S. ramosus* and *N. labyrinthus*, then followed by maximal relative abundances of *L. machaerophorum* (Figure 64). At 32 ± 0.7 ka BP (limit between palynozones D and C), a second major transition is related to a strong decline of *L. machaerophorum* synchronously with maximal percentages of *O. centrocarpum*, and then accompanied by *O. israelianum* across the whole palynozone C (Figure 64). A third succession (limit between

palynozone C and B) is then observed between *O. centrocarpum* and *Echinidinium* spp. (Figures 4 and 5) at 15.5 +/- 0.4 ka BP, while the last major transition (limit B-A) evidences the important decline of *Brigantedinium* spp. and strong re-increase of *O. centrocarpum* from 6 ka BP onwards, together with the significant occurrence of *Spiniferites pachydermus* near the start of palynozone A (a2, Figure 64).

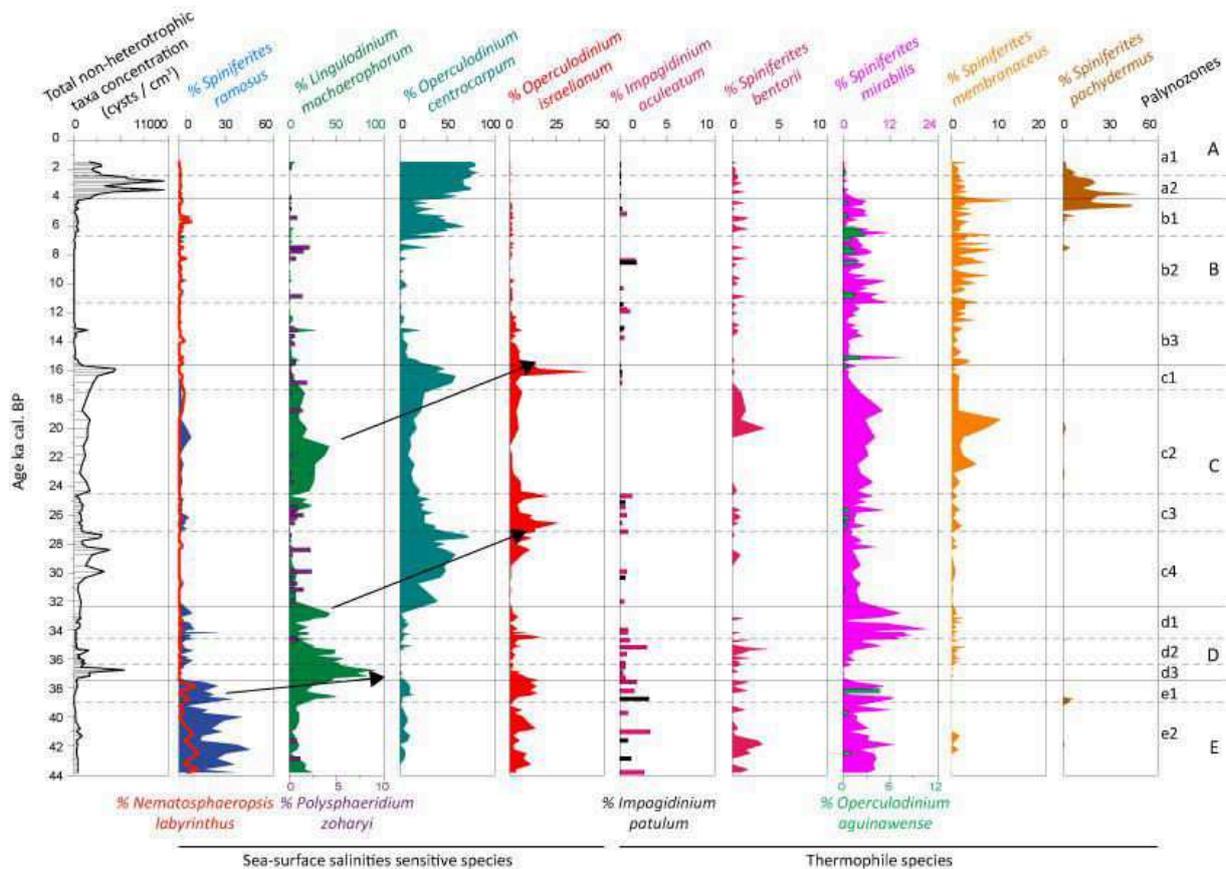


Figure 64 Selection of major (>2%) non-heterotrophic dinocyst species represented in percentages, in parallel with total non-heterotrophic cyst concentrations (cysts / cm³). Some species have been grouped: *Spiniferites ramosus* also includes *Spiniferites bulloides*, and *Nematosphaeropsis labyrinthus* also includes *Nematosphaeropsis lemniscata*. Palynozones (A to E) have been established according to major variations in absolute cyst concentrations (cf. Figure 62), and minor subdivisions (Ax-Ex) have been delimited thanks to whole dinocyst assemblages in percentages (cf. Figures 4 and 5). Species are here classified according to observed temporal successions underlined by black arrows.

Among the non-heterotrophics, the group of thermophile species comprises *Impagidinium aculeatum*, *Impagidinium patulum*, *Spiniferites bentorii*, *Tuberculodinium vancampoeae*,

Spiniferites membranaceus and *S. pachydermus*. This group also shows clear temporal successions across the different palynozones (cf. Figure 64), in particular *S. pachydermus* at the start of palynozone A (Figure 64). With regards to *Operculodinium aguinawense* (Figure 64), the southernmost occurrences ever recorded of this species are observed in core KZAI-01. This species only occurs today off the coasts of Cameroon and eastern Nigeria, in a small area encompassing GeoB4905 core (Marret and Kim, 2009). Over the last 15.5 +/- 0.4 ka, variations of *O. aguinawense* percentages are relatively well correlated with the ones of *Spiniferites mirabilis*, in particular across the Last Deglaciation. Today, both species are restricted to the same area along the north equatorial African coast (Zonneveld et al., 2013).

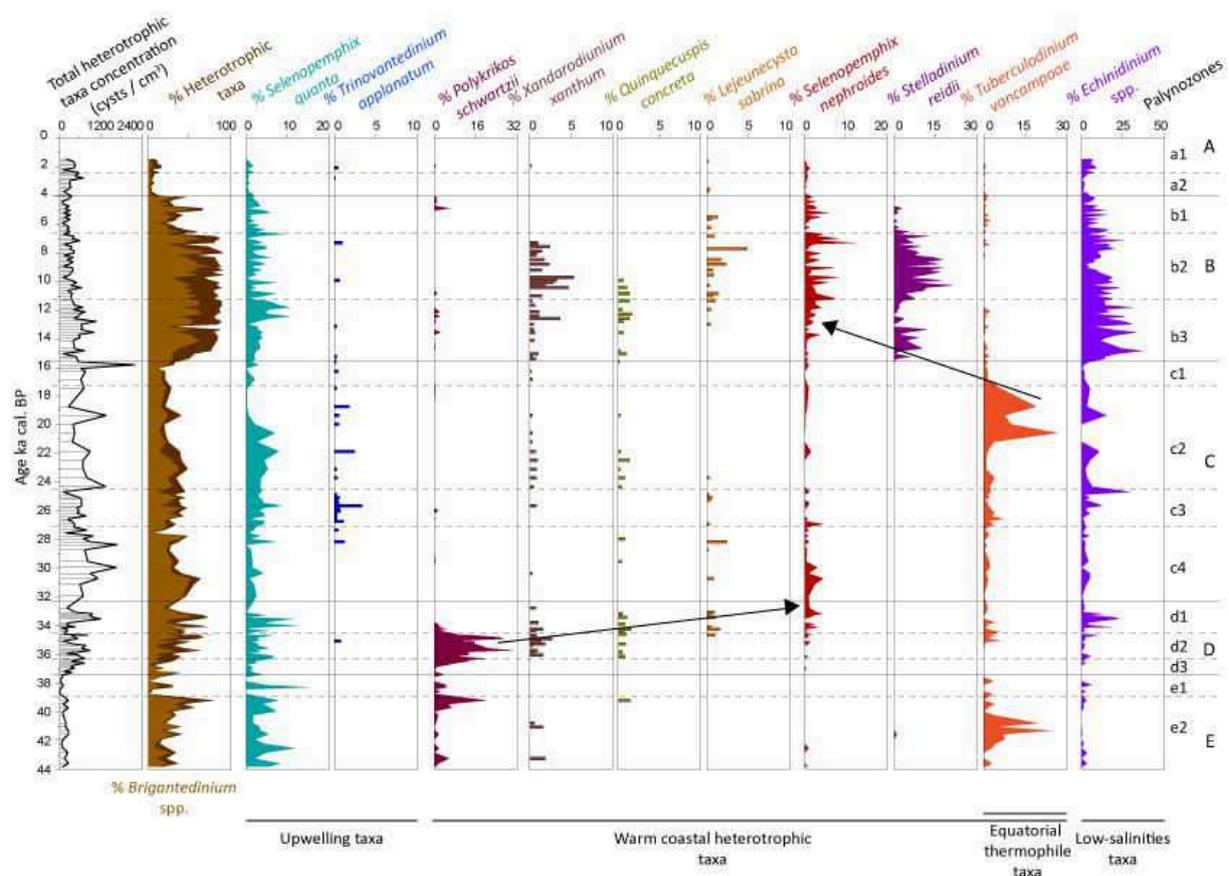


Figure 65 Selection of major (>2%) heterotrophic dinocyst species represented in percentages, in parallel with total heterotrophic cyst concentrations (cysts / cm³). *Echinidinium* spp. includes *E. aculeatum*, *E. delicatum*, *E. granulatum* and *E. transparentum*. *Lingulodinium machaerophorum* is displayed with *Echinidinium* spp. regarding their river-plume affinity. Palynozones (A to E) have been established according to major variations in absolute cyst concentrations (cf. Figure 62), and minor subdivisions (Ax-Ex) have been delimited thanks to whole dinocyst assemblages in percentages (cf. Figures 4 and 5). Species are here classified according to observed temporal successions underlined by black arrows.

Among the heterotrophics, neritic taxa such as cysts of *P. schwartzii*, *Selenopemphix nephroides*, and especially *Xandarodinium xanthum* as well as *Quinquecuspis concreta* (Figure 65), show extremely close occurrences all along the core. This is especially obvious between 37 +/- 0.7 and 7 +/- 0.2 ka BP (Figure 65), and maximal percentages of these species are recorded around 36 - 32, 25 - 20 and 15.5 - 7 ka BP (Figure 65). Also, another important feature is the disappearance of cysts of *P. schwartzii* around 35 +/- 0.4 ka BP, synchronously with a significant increase of *S. nephroides* at that time (Figure 65; limit between sub-palynozones d2 and d1).

1.6. Discussion

1.6.1. Orbital control on past dinoflagellate productivity regimes

1.6.1.1. *Dinoflagellate productivity on the Congolese margin: Congo River versus upwelling dynamics*

Over the last glacial cycle, it is commonly accepted (Dupont et al., 1998; Shi et al., 1998; Dupont and Behling, 2006; Kim et al., 2010; Zonneveld et al., 2013) that in the intertropical band higher primary productivity occurred during periods of global cooling such as the LGM or Greenland Stadials (GS, including Heinrich Stadials or HS), in response to intensified upwelling cells. Inversely, during warmer and wetter periods such as Greenland Interstadials (GI) or the Holocene, characterized by higher riverine inputs, primary productivity is low.

Within our dinocyst record, higher dinoflagellate productivity seems to be recorded during the last glacial until 15.5 +/- 0.4 ka BP (high cyst concentrations), consistently with high values of BiSiO₂ and TOC observed in the neighbour core GeoB 1008 (Schneider et al., 1997). Furthermore, *Trinovantedinium applanatum*, a typical well-known coastal upwelling species (Marret and Zonneveld, 2003), mainly occurred between 28 +/- 0.6 and 19 +/- 0.3 ka BP (palynozones c3 to c2; Figures 5 and 7), consistently with the idea of stronger upwelling cells across glacial maxima, and more specifically here during MIS 2, in a dry context

characterized by weak terrigenous supplies to the Congo margin, and cold sea-surface conditions (Figures 64 and 66).

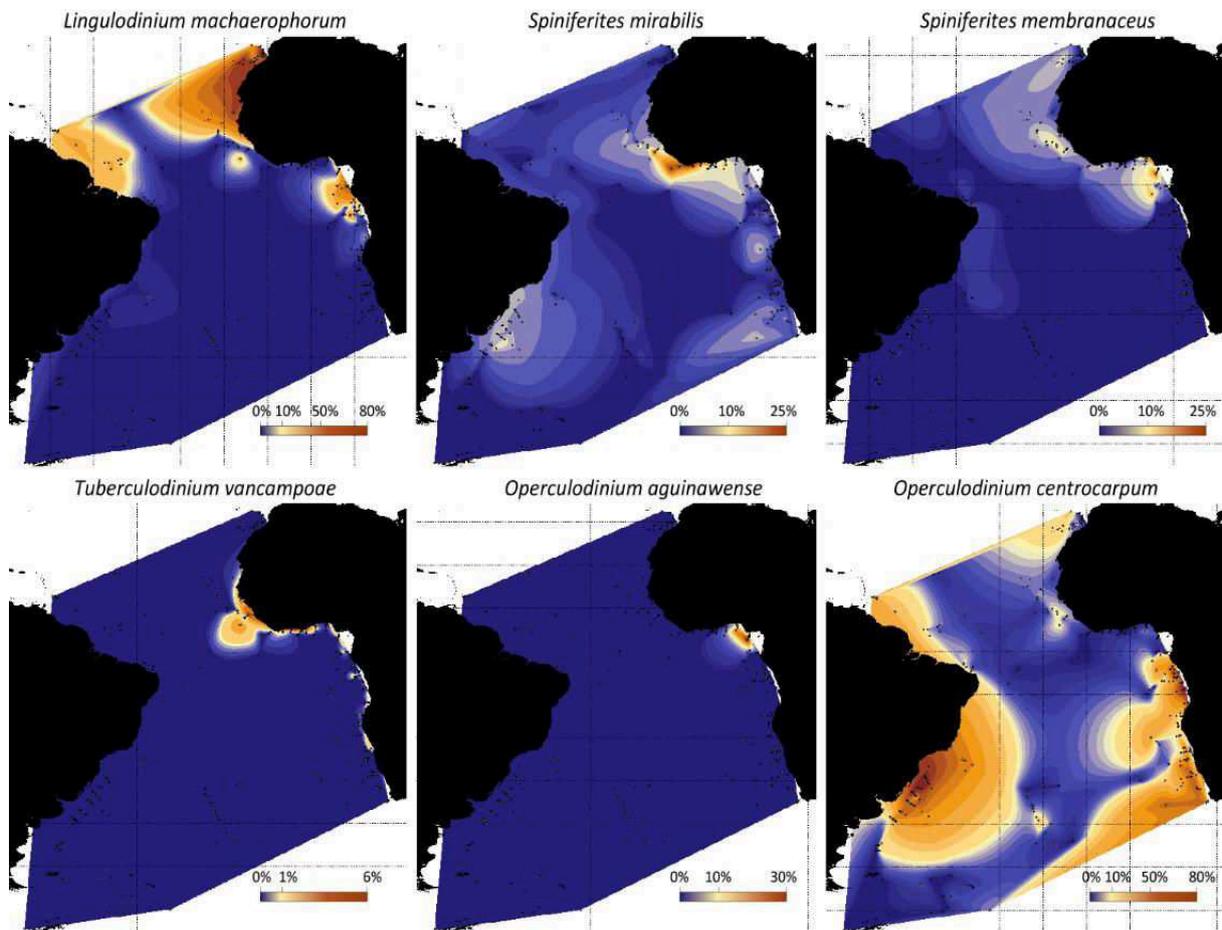


Figure 66 Present-day distribution of selected dinocyst taxa among major ones discussed in the paper. Percentages from 277 sites are extracted from the modern dinocyst atlas (Marret et al., 2008; Zonneveld et al., 2013).

At the onset of the Last Deglaciation, around 15.5 +/- 0.4 ka BP, a quasi-disappearance of the *T. applanatum* signal is observed (Figures 5 and 7). However, heterotrophic percentages remain high and are even characterized, between 15.5 +/- 0.4 and 7 +/- 0.2 ka BP (sub-palynozones b2 and b3), by the highest values ever recorded (Figures 65 and 67). This leads us to consider, at that time, another major source of nutrients to the ocean than upwelling cells. The relatively good consistency between major element terrestrial signals (cf. XRF ratios in KZAI-01 core), percentages of heterotrophic (*Brigantedinium* spp.) as well as fluvial-sensitive cysts (*Echinidinium* spp., river-plume taxa) (Figures 65 and 67), suggests that nutrient-rich freshwater discharges from the Congo River probably acted as a major driving

factor for promoting dinoflagellate productivity in the study area, especially across the Last Deglaciation, but also during MIS 3. Furthermore, between 15.5 +/- 0.4 and 7 +/- 0.2 ka BP, continental shelf reworking, induced by the post-glacial sea-level rise, may have also represented an additional source of nutrients to the ocean (Marret et al., 2008), also contributing to slightly enhanced dinoflagellate productivity at that time (Figures 65 and 67).

1.6.1.2. Precession versus Obliquity accounting for different fluvial regimes

The influence of orbital forcing on low latitude atmospheric processes is still a matter of debate. The tropical response to obliquity forcing appears to be the remote influence of high-latitude glacial ice-sheet oscillations (deMenocal et al., 1993), in parallel with significant changes in cross-equatorial insolation gradient (Bosmans et al., 2015). Precession forcing is more important in low latitude moisture changes, i.e warmer and wetter conditions in the hemisphere where summer solstice occurred at the Earth perihelion (Merlis et al., 2012). Furthermore, it has been inferred that the precession / obliquity combination has also a great influence on monsoon oscillations with a significant prevalence of the precession forcing (Tuenter et al., 2003). More precisely, minima of precession would correspond to an intensification of the monsoonal activity, and obliquity would tend to mitigate (minima of obliquity) or enhance (maxima of obliquity) the initial precession forcing (Tuenter et al., 2003). The orbital variations have therefore changed significantly the latitudinal spread of precipitations in consequence of oceanic heat gradient variations (Stager et al., 2011; McGee et al., 2014).

In our dinocyst record, significant occurrences of fluvial-sensitive cysts (especially *L. machaerophorum* and *Echinidinium* spp.) appear to correspond to minima of precession, thus suggesting wetter conditions in the study area (Figure 66). This is especially observed during the Last Deglaciation - early Holocene between 15.5 +/- 0.4 and 4 +/- 0.15 ka BP (with the prevalence of *Echinidinium* spp.), as well as during the MIS 3 interval between 39 +/-0.9 and 32 +/-0.7 ka BP (with the prevalence of *L. machaerophorum*). Superimposed on this general pattern, a combination “minimum of precession - maximum of obliquity” would explain the optimal orbital combination for high moisture conditions according to Tuenter et al. (2003). This configuration indeed occurred between 16 and 6 ka BP in our dinocyst results and

corresponds to the maximal recorded values of fluvial-sensitive cysts (*Echinidinium* spp.) in combination with the highest values of heterotrophic cyst percentages (mainly including *Brigantedinium* spp.) (Figure 67).

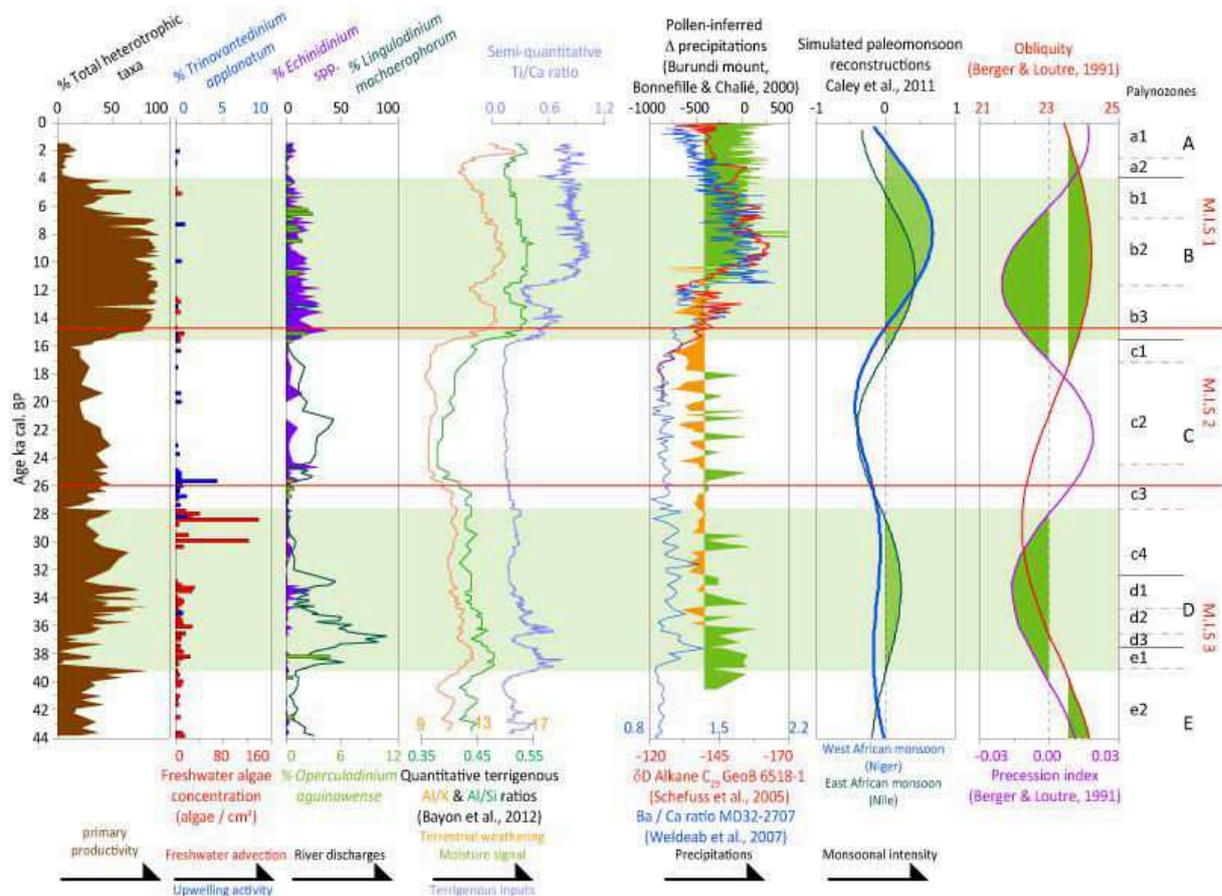


Figure 67 Comparison between total heterotrophic cyst abundances and *Trinovantedinium applanatum* percentages, both accounting for upwelling activity (Marret and Zonneveld, 2003). River-plume taxa: *Echinidinium* spp. and *Lingulodinium machaerophorum*, as well as coenobia of freshwater microalgae *Pediastrum* and terrigenous signals (XRF Ti/Ca ratio, quantitative measurements of major elements Al/K and Al/Si; Bayon et al., 2012), allow discussing Congo River discharges. Relationships between river discharges and paleomonsoons are displayed throughout : i) pollen-inferred rainfall anomalies in Burundi mounts (Bonnefille and Chalié, 2000: the threshold with positive anomalies in green and negative anomalies in orange is calculated from mean glacial values) in parallel with δD on Alkane C_{29} (core GeoB6518; Schefuß et al., 2005) displayed in red, ii) regional-scale monsoon reconstructions (Western and Eastern African Monsoons; Caley et al., 2011: maximal monsoon regimes are underlined in green), iii) *Globigerinoides ruber* Ba/Ca ratio obtained from core MD03-2707 (Weldeab et al., 2007). Orbital parameters such as the Obliquity and the Precession (Berger and Loutre, 1991) are also displayed with precession minima and obliquity maxima highlighted in green. Green bands correspond to major orbital-scale moisture conditions discussed in the paper.

The minimum of precession recorded during MIS 3 (Figure 67) is characterized by a decreasing trend of Earth's obliquity, and is also consistently characterized by a weaker Ti/Ca ratio and associated lower surface productivities between 39 +/- 0.9 and 32 +/- 0.7 ka BP (Figure 67). Despite the austral location of KZAI-01 core, dinocyst assemblages indicate wetter conditions during precession minima (Figure 67), i.e when Earth perihelion occurred during northern summer solstice, with associated drier conditions in the Southern Hemisphere (Merlis et al., 2012). Conversely, maxima of precession, supposed to be favourable for wetter conditions in the Southern Hemisphere, correspond to periods with lower terrigenous inputs, especially between 44 +/- 1.6 and 39 +/- 0.9 ka BP (subpalynozone e2) and between 25 +/- 0.5 and 16 +/- 0.2 ka BP (subpalynozones c2 and c1; Figure 66).

1.6.1.3. The atypical signature of MIS 2

In the tropics, during MIS 2, the latitudinal contraction of the TR resulted in colder conditions on the continent (Powers et al., 2005; Tierney et al., 2011; Loomis et al., 2012) with the establishment of open landscape (Anhuf et al., 2006; deMenocal et al., 2000; Weldeab et al., 2005; Shakun and Carlson, 2010). This widely observed pattern is in agreement with the low terrigenous signal recorded on core KZAI-01 (Figure 66) that suggests reduced weathering conditions combined with lower terrestrial erosion at that time. Paleo-precipitation reconstructions (Bonnefille and Chalié, 2000) also suggest generally low values in the Congo Basin, however characterized by a complex pattern oscillating between slightly wetter and drier conditions. In our dinocyst record, low occurrences of *T. applanatum*, *Selenopemphix quanta* (Figure 64) and cysts of *Pentapharsodinium dalei* (Appendix) are consistent with the tropical glacial period, mainly influenced by upwelling dynamics under dry climate.

However, between 25 +/- 0.5 and 17 +/- 0.25 ka BP (sub-palynozones c2 and c3; Figure 67), low relative abundances of *Echinidinium* spp. as well as high percentages of *L. machaerophorum* (up to 50 %) would suggest strengthened river discharges and thus wetter conditions consistent with the general pattern of Austral moisture during maximal values of the precession index. Even if an influence of lower sea level on the neritic ecology of both *Echinidinium* spp. and *L. Machaerophorum* during this time cannot be ruled out entirely, this pattern can possibly be explained by the cross-equatorial location of the Congo Basin

therefore benefiting from Southern Hemisphere wetter configurations, the Northern Congo Basin corresponding to a third of the whole surface. However, northern tributary rivers contribute half the total discharge (Bultot, 1971; Lempicka, 1971) and it is important to note the general greater influence of northern rivers in comparison with austral ones within the Congo Basin. Terrigenous inputs to the ocean will then remain more important when the northern basin will be fed by strengthened precipitations in a boreal context of precession minima.

Another atypical dinocyst signature of MIS 2 is based on the occurrence of thermophile species (*S. mirabilis*, *S. membranaceus*, *S. bentorii* and *T. vancampoeae*), currently found in equatorial warm waters (Figure 66), which mainly occurred between 21 +/- 0.4 and 17 +/- 0.25 ka BP, after a gradual increase noted from the beginning of the LGM (Figures 4 and 5). The southward shift of the TR and the equatorial warm waters until 2°S (Arbuszewsky et al., 2013) may have brought heat and moisture to the study area while other parts of the Equatorial Atlantic remained colder and drier (Stager et al., 2011). Furthermore, the world atlas of modern dinocysts (Zonneveld et al., 2013) also describes these thermophile species as being oligotrophic to mesotrophic. Their occurrences during MIS 2 could thus suggest such conditions in the study area, consistently with recorded lower terrigenous inputs during this period (Figures 63 and 67), while high percentages of heterotrophic taxa (up to 40 % of dinocyst assemblages during MIS 2, especially coastal warm heterotrophic taxa) would rather evidence mesotrophic conditions during this interval, consistent with present-day trophic conditions characterizing coastal equatorial waters.

1.6.1.4. Eastern and Western African monsoons: complex interferences in the Congo Basin

The large area of the Congo Basin raises the question of the complex interferences between Western and Eastern African monsoon systems. The atmosphere above the catchment area is indeed divided by the Congo Air Boundary (CAB) convergence zone (Tierney et al., 2011), delineating the border between the western and eastern African monsoons. Past oscillations of these different monsoon clusters have been simulated (Caley et al., 2011) from paleo-river discharges of the Niger (Western African monsoon) and of the Nile (Eastern African monsoon), and have also been reconstructed through Ba/Ca ratios of *Globigerinoides ruber* (MD03-2707 core; Figures 61 and 67; Weldeab et al., 2007). As mentioned above, dinocyst

river-plume assemblages of KZAI-01 core strongly develop in response to boreal summer river discharges linked with precession minima (Figure 67), suggesting that the Western African monsoon can be considered as the main forcing for northern summer rainfalls in the Congo Basin. This common pattern is particularly well highlighted during the Last Deglaciation, when relative abundances of river-plume taxa increase in parallel with terrigenous signals shortly after the increase of the Western African monsoon, around 16 +/- 0.2 ka BP (Figure 67). Furthermore, the maximum of the West African monsoon activity between 8 and 6 ka BP (Figure 66) also corresponds with the highest occurrences of *O. aguinawense*, evidencing a great relationship between the Western African monsoonal forcing and the establishment of near equatorial conditions during this period (Marret and Kim, 2009).

However, the relationship described above between Western African monsoon signal and dinocyst assemblages is less clear during the recorded wetter interval ranging from 39 +/- 0.9 to 27.5 +/- 0.7 ka BP (Figure 67). Our dinocyst data would indeed suggest a better correlation with the maximum of the Eastern African monsoon signal (Figure 66) while the Western one remained weakened. This pattern is well correlated with estimates of paleoprecipitation inferred from pollen extracted from Burundi mounts (Bonnefille and Chalié, 2000), which display higher precipitations during this interval, also in accordance with strengthened Eastern African monsoons (Figure 67).

1.6.2. Sub-orbital variations over the last 20 ky

1.6.2.1. The Last Deglaciation

The tropical response of Heinrich Stadial 1 (HS1)

Between 18 +/- 0.3 and 15.5 +/- 0.4 ka BP, relative abundances of thermophile and river-plume species dropped sharply while *O. centrocarpum* reached very high percentages (up to 50%) at that time (sub-palynozone c1; Figure 68). Present-day distribution of *O. centrocarpum* in the South Atlantic Ocean shows a strong relationship with northward cold currents (including the BC) (Figure 6; Zonneveld et al., 2013), especially during the austral winter when cold currents reach the equatorial area. High percentages of *O. centrocarpum* may thus suggest a greater influence of the BC advection in our study area between 18 and

15.5 ka BP. The increase in *O. centrocarpum* percentages is also noticeable within the Benguela Upwelling system (GeoB1023 core; Figures 1 and 8; Shi et al., 1998), also highlighting the BC activity at a larger regional-scale. Combined with occurrences of *T. applanatum* at that time (Figure 68), which today is typical of the modern Benguela Upwelling System along the Angolan margin (Holzwarth et al., 2007; Zonneveld et al., 2013), both species would thus indicate a cold and dry climate, consistent with previous studies that described a strong drought on the African continent (Stager et al., 2002, 2011; Bouimtarhan et al., 2012; Weldeab, 2012). More precisely, low precipitation (Bonafille and Chalié, 2000; Schefuß et al., 2005; Figure 66) were recorded as well as a continental and marine cooling ranging between 1 and 2°C below mean LGM values (Müller et al., 1998; Powers et al., 2005; Weldeab et al., 2005; Weldeab et al., 2007; Loomis et al., 2012).

This cool and dry event appears synchronous with a massive advection of freshwater that occurred in the North Atlantic during Heinrich Stadial (HS) 1. The tropical response of HS 1 would then consist of a southward shift of the TR (Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014), involving a contraction of the latitudinal belts (Stager et al., 2011) and weakened monsoons during this period. It is interesting to note that while dinocysts suggest a marked sea-surface cooling, isotopic signals from nearby core GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005; Figure 68) suggest a steady increase in tropical moisture during HS1. This implies a fundamental divergence between marine and continental compartments across the Last Deglaciation.

The equatorial signal of increasing deglacial warming at 15.5 ka BP

Around 15.5 - 15 ka BP, the equatorial deglacial transition occurred in parallel with a global warming (Syee Weldeab, 2005; Weijers et al., 2007; Leduc et al., 2010), linked with the Northern Hemisphere July insolation increase. This resulted in a northward shift of the TR (Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014) and thus strengthened monsoon.

Our dinocyst data also show a significant increase in percentages of *Brigantedinium* spp. and *Echinidinium* spp. at around 15.5 +/- 0.4 ka BP (limit between palynozones B and C; Figure 68). Their modern distributions in the tropics are related of both nutrient-enriched waters and, more specifically for *Echinidinium* spp., to high river-discharges (Zonneveld et al., 2013). This is consistent with the strong increase of terrigenous inputs observed at that time in the

same core (Bayon et al., 2012; Figure 68). The equatorial species *O. aguinawense* also appeared shortly at around 15.5 ka BP (Figure 68), suggesting near equatorial conditions during this short event. Relative abundances of *L. machaerophorum* also increased again at 15.5 ka BP but remained low in comparison with glacial ones, suggesting a specific switch in fluvial-sensitive dinocyst tracers between *L. machaerophorum* (glacial) and *Echinidinium* spp. (across and after the Last Deglaciation).

Among the thermophile species, *Selenopemphix nephroides* and especially *Stelladinium reidii* are the clearest signals of the post 15.5 ka BP deglacial warming (Figure 68). Both species are also considered good tracers for regimes of high trophic conditions (Zonneveld et al., 2013), in agreement with the recorded surface nutrient enrichment previously suggested during this period (cf. *Brigantedinium* spp. and *Echinidinium* spp.). Extremely low abundances of *O. centrocarpum* at that time could be interpreted as minor or non-existent influence of the BC in the study area (Figure 68), while significant abundances of this species recorded in GeoB1023 core (cf. Figure 1; Shi et al., 1998) would conversely suggest a strengthening of this cold current. This may be the consequence of a 3° southward latitudinal shift of the ABFZ between 15 and 7 ka BP (Figure 68), disconnecting the study area from the influence of the Benguela Upwelling system.

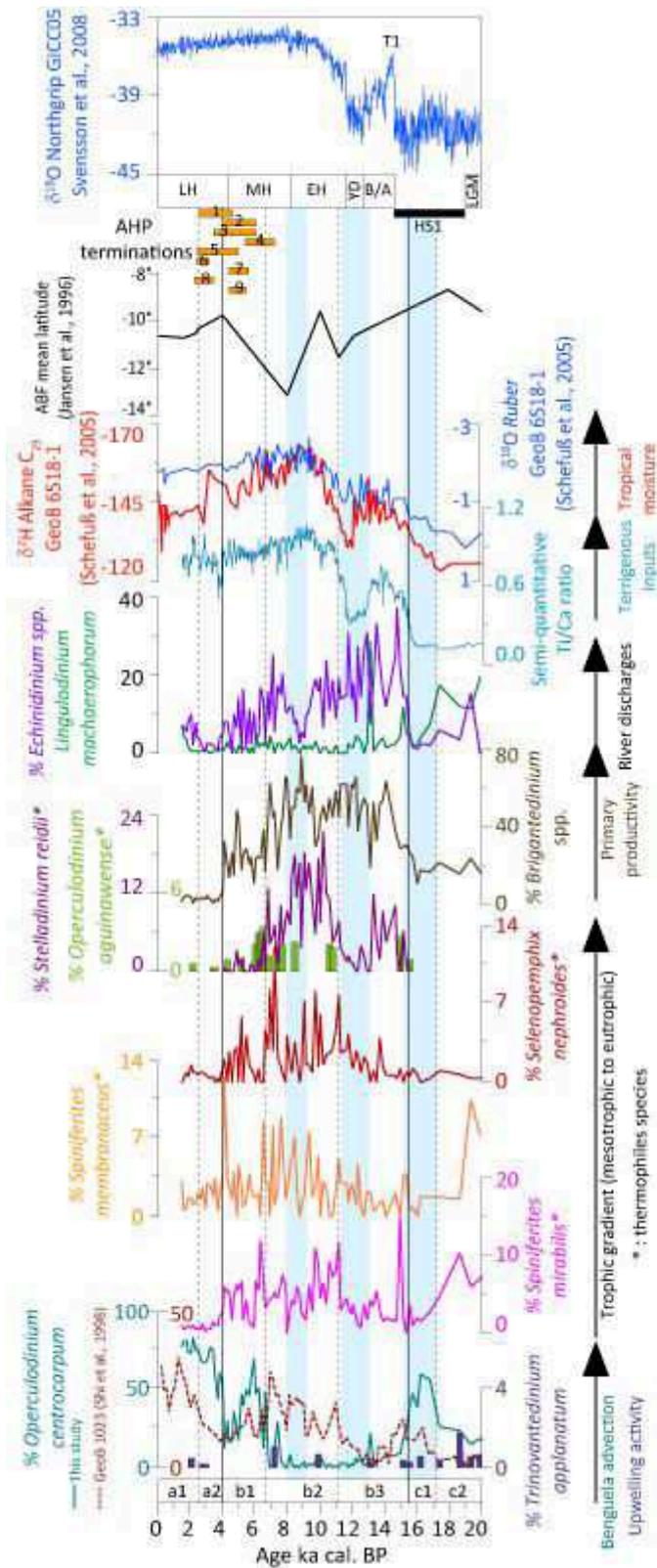


Figure 68 Temporal focus on the last 20 ky. Sea-surface temperature changes are discussed with major dinocyst species classified according to their trophic affinity: *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites membranaceus*, *Selenopemphix nephroides* and *Stelladinium reidii*. Sea-surface salinity changes are discussed with *Echinidinium* spp., *Operculodinium*

aguinawense, *Lingulodinium machaerophorum*, in addition with stable isotopic signals from core GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005). Upwelling activity and Benguela Current activity are respectively discussed in KZAI-01 core with *Trinovantedinium applanatum* and *Operculodinium centrocarpum* percentages, together with latitudinal location of the Angola-Benguela Front (Jansen et al., 1996) and *O. Centrocarpum* relative abundances acquired in the Benguela Upwelling System on GeoB1023 core (Shi et al., 1998). Higher primary productivity conditions in the study area are indirectly discussed with *Brigantedinium* spp. percentages. XRF Ti/Ca ratio obtained on KZAI-01 core allows discussing past terrigenous supplies. NGRIP $\delta^{18}O$ (GICC05 timescale; Svensson et al., 2008) is also displayed in parallel with the Last Deglaciation - Holocene (Walker et al., 2012) subdivisions : Last Glacial Maximum (LGM), Heinrich Stadial 1 (HS1), Bølling-Allerød (B/A), Younger Dryas (YD), Early Holocene (EH), Mid-Holocene (MH), and Late Holocene (LH). Blue bands correspond to cold and dry events recorded with dinocyst assemblages. African Humid Period (AHP) terminations are also depicted according to the literature (orange bars) : 1° (Kröpelin et al., 2008), 2° (Shanahan et al., 2015), 3° (Hély et al., 2009), 4° (Lézine et al., 2005), 5° (Lebamba et al., 2012), 6° (Lézine et al., 2013), 7° (Tierney and deMenocal, 2013), 8° (Shanahan et al., 2012), 9° (deMenocal et al., 2000a). Palynozones subdivisions are also highlighted (aX, bX; cf. Figures 4 and 5).

The tropical response of the Younger Dryas (YD)

Significant dinocyst changes occurred between around 13 +/- 0.2 and 11.5 +/- 0.35 ka BP in both dinocyst and geochemical records (Figure 68). The significant drop of XRF Ti/Ca ratio evidences a reduction of terrigenous input, while percentages of thermophile species *S. mirabilis*, *S. nephroides* and *S. reidii* strongly decrease, suggesting a significant cooling of surface waters in the study area. The recorded cooling would be in agreement with the Younger Dryas timing (John Lowe and Hoek, 2001) (Figure 68). However, high abundances of *Echinidinium* spp. and *Brigantedinium* spp. during this interval suggest that nutrient-enriched river discharges still occurred at that time (Figure 68). Wetter conditions could be explained by a suitable location of the TR above the Congo Basin, between Holocene and LGM mean locations (Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014). Furthermore, the weakening of the deglacial sea-level rise during this period (Grant et al., 2012) and therefore the decrease of associated continental shelf reworking (Marret et al., 2008) could explain the observed drop in terrigenous inputs and the long-term decreasing trend of *Echinidinium* spp. (Figure 68). The absence of *T. applanatum* during the tropical response of the YD would also suggest the absence of upwelling cells in the study area (Figure 66). Nevertheless, high abundance of *S. quanta* and *S. membranaceus* (Figures 5 and 8), generally abundant in the

vicinity of seasonal upwelling cells (Marret and Zonneveld, 2003), may suggest the development of seasonal coastal upwelling close to the study area.

1.6.2.2. The Holocene

Acknowledging the weak chrono-stratigraphic constraint of the Holocene (cf. Figure 61), some major subdivisions of the Holocene (Early-, Mid-, and Late-Holocene) can be discussed nevertheless.

The Early Holocene and the African Humid Period

Across the Holocene, the African Humid Period (AHP) is a significantly warmer and wetter period that occurred between around 14.5 and 5 ka BP (deMenocal et al., 2000; Shanahan et al., 2015). At that time, the TR was characterized by a wider latitudinal extension up to several degrees poleward (Stager et al., 2011; Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014). Previous dinocyst studies showed that the AHP was characterized by the gradual bloom of thermophile (*S. mirabilis*) and low-salinity (*O. aguinawense*) species, induced by strengthened river discharges from the beginning of the Holocene (Dupont and Behling, 2006; Kim et al., 2010; Marret et al., 2013).

Similar to these studies, our record also evidences a strengthening of nutrient-enriched river discharges from the onset of the Last Deglaciation (Figure 8; cf. subchapter 5.2.1). However significant occurrences of *O. aguinawense* between around 11 +/- 0.35 and 2 +/- 0.2 ka BP (Figure 68) delimit the effective wettest period, also characterized by the highest abundances of both mesotrophic and eutrophic thermophile species (Figure 68). High SST recorded at the beginning of the Holocene are also well correlated with alkenone SST reconstructions from core GeoB6518 (Scheffuß et al., 2005) synchronously with the Early Holocene timing (Figure 68). It is interesting to note that, during this Holocene climatic optimum, our dinocyst data show a sharp drop of *Echinidinium* spp. relative abundances between 8 and 7 ka BP, synchronously with a drop of thermophile species (Figure 68). This could suggest a thousand years-long cooler and drier event that occurred during the Early and Mid-Holocene transition (Walker et al., 2012).

The Mid-Holocene transition and the end of the African Humid Period

The timing of the AHP termination varies significantly between studies, i.e around 2.5 ka BP (Kröpelin et al., 2008; Lézine et al., 2013; Shanahan et al., 2012; Lebamba et al., 2012), 4 ka BP (deMenocal et al., 2000; Hély et al., 2009; Tierney and deMenocal, 2013; Shanahan et al., 2015), or even earlier at around 5.3 ka BP (Lézine et al., 2005). Consequently, the duration of the AHP also varies between these, from a few centuries to a few thousand years according to the references mentioned above (Figure 68).

In our data, we observe two events characterised by abrupt cooling and drying conditions. The first decline occurred abruptly between 7 +/- 0.15 and 6 +/- 0.1 ka BP (transition between sub-palynozones b1 and b2), illustrated by the sharp drop of heterotrophic taxa percentages, especially *Brigantedinium* spp., *S. reidii* and *S. nephroides* (Figure 68), in parallel with high relative abundances of *O. centrocarpum*. This suggests an environmental change from eutrophic to less nutrient-rich surface waters, probably allowing the observed development of mesotrophic taxa, such as *S. mirabilis* (Figure 68). This decrease does not appear as a dry event, due to: i) the persistence of high *Echinidinium* spp. percentages, with however a long-term decreasing trend obvious since 15.5 +/- 0.4 ka BP (Figure 68), and ii) the persistence of *O. aguinawense* (today related to near-equatorial hydrological conditions; cf. Figure 66) which reached its highest relative abundances during this interval (sub-palynozone b1, Figure 68).

The second decrease occurred abruptly between 4 +/- 0.08 and 3.5 +/- 0.08 ka BP (transition between palynozones A and B; Figure 68), as displayed by a general drop of both heterotrophic and thermophile cyst percentages, while *O. centrocarpum* rapidly became the major dinocyst species (Figure 68). As we discussed above from crossed information related to total dinocyst concentrations and community indexes (dominance *versus* diversity; cf. Section 4.1 and Figure 63), the interval ranging from 4 +/- 0.08 to 2.5 +/- 0.08 ka BP (sub-palynozone a2; Figure 68) is probably characterized by massive advection of *O. centrocarpum* cysts. However, removing *O. centrocarpum* percentages from the abundance calculations of other taxa will not erase the observed shift discussed above for heterotrophic and thermophile dinocysts, clearly related to the 4 - 3.5 ka BP period.

The Late Holocene

Right after 3.5 +/- 0.08 ka BP the interval appears to be one of the coolest and driest periods recorded in core KZAI-01, as evidenced by the strong dominance of *O. centrocarpum*, and as also previously observed in GeoB1023 core (Figure 8; Shi et al., 1998). This could be the consequence of a strengthened BC activity, maybe also related to a 4° northward shift of the ABFZ, well recorded during the Mid- to Late Holocene (Jansen et al., 1996).

Finally, from 2.5 +/- 0.08 ka BP onward (subpalynozone a1), a recovery of *L. machaerophorum* and *Echinidinium* spp. percentages is observed in parallel with low occurrences of *O. aguinawense* (Figures 5 and 8), suggesting a slight re-increase of wetter conditions. However, despite the general tropical warming observed in several SST reconstructions over this period (Schefuß et al., 2005; Weldeab et al., 2005; Dyez et al., 2014), all thermophile cyst percentages remain null or very low (Figure 68). The recovery of wetter conditions may be explained by the optimum of the precession index around 3 ka BP (Figure 66), which implies the correspondence between austral summer and Earth perihelion and allows the establishment of wetter and warmer conditions in the Southern Hemisphere.

The Holocene, as recorded in core KZAI-01, thus can be divided into three major periods. The earliest interval (11 +/- 0.35 - 6.5 +/- 0.1 ka BP) is also the warmest and wettest period, followed, between 6.5 +/- 0.1 and 4 +/- 0.08 ka BP, by a less warm and humid period, characterized by the progressive recovery of the BC activity. Finally, after 4 ka BP, a major long-term cooling and drying period is gradually pondered by a progressive recovery of river discharges in the study area since 2.5 ka BP.

1.7. Conclusion

Analysis of dinocyst assemblages in core KZAI-01 has permitted an investigation of land-sea-atmosphere linkages off the Congo River mouth over the last 44 ky. Our dinocyst data evidence a great influence of nutrient-rich river discharges caused by latitudinal migrations of the Tropical Rainbelt, forced by different orbital configurations, and especially regarding the combination “precession minima - obliquity maxima”. Furthermore, while most of studies describe the LGM as a “cold and dry” period in the tropics, thermophile and river-plume

dinocysts evidence here a pattern relatively similar to modern warm equatorial assemblages. The LGM appears to be a complex period characterized by a southward shift of the monsoonal belt and of warm surface waters, bringing heat and moisture. This illustrates a complex dynamics that warrant model simulations to explore the underlying mechanisms that occurred across this specific climate interval.

This high-resolution study has also permitted to discriminate major climate periods of the Last Deglaciation in good correspondence with Northern Hemisphere high latitude millennial-scale oscillations. We also discuss the timing of the equatorial response of the African Humid Period and the two-steps decrease in heat and moisture conditions in the study area. Further work will involve a regional-scale study including other dinocyst records to reconstruct sea-surface environments in relationship with latitudinal shifts in the tropical rainbelt along the Western African coast, as well as model-data inter-comparisons for different snapshots across the last glacial, deglacial and Holocene periods.

1.8. Acknowledgements

W. Hardy's PhD was funded by Brittany Region and this work was supported by the "Laboratoire d'Excellence" LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir". We thank Mr. B. Dennielou (Ifremer, Brest) for access to core KZAI-01. We thank the two anonymous reviewers for their constructive comments that helped to improve this manuscript.

2. Last Glacial-Holocene productivity reconstructions off Congo River from the revised tropical dinocyst-based modern database

**William Hardy^{1*}, Fabienne Marret², Aurélie Penaud¹, Priscilla le Mézo³,
Laurence Droz¹, Tania Marsset⁴, Masa Kageyama³**

1 UMR 6538 Domaines Océaniques, IUEM-UBO, 29280 Plouzané, France

2 School of Environmental Sciences, University of Liverpool, Liverpool, L69 7ZT, UK

3 LSCE/IPSL, UMR 8112 - CEA/CNRS/UVSQ, Centre CEA-Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

4 IFREMER, UR Géosciences Marines, BP 70-29280 Plouzané, France

*Corresponding author. Tel.: +33-298-498-741; fax: +33-298-498-760

E-mail addresses: william.hardy@univ-brest.fr ; F.Marret@liverpool.ac.uk

2.1. Abstract

In order to refine the relevance of quantitative reconstructions of net primary productivity conditions through the dinocyst-based transfer function method, we deeply revised the tropical Atlantic modern database $n=208$ (Marret et al., 2008). 84 new surface sediment samples have been added to provide a better geographical coverage of the South Atlantic Ocean, while 55 samples have been removed due to low dinocyst concentrations and/or ages older than 1,000 years BP. We also have updated the environmental dataset, using the World Ocean Atlas 2013 v2 for SST and SSS data as well as for 1978-2015 mean values of net primary productivity recorded during CZCS, SeaWifs and Modis spatial programs, and calculated with chlorophyll-based VGPM and Eppley models. We also have experimented new environmental datasets in order to track past upwelling activity, using SST/SSS-based water density and SST anomalies regarding mean latitudinal SST. Finally, preindustrial net primary productivity values, simulated with IPSL-CM5A-LR model developed at the IPSL, have also been added in the dinocyst transfer function so as to provide more relevant modern values for each modern analogue available in the dinocyst database.

We then have applied the revised dinocyst and environmental datasets to fossil dinocyst assemblages of core KZAI-01 (retrieved off the Congo River mouth) recently acquired at high resolution over the last 44 kyr BP (Hardy et al., 2016). Our results argue for an obvious

orbital forcing, with higher net primary productivity values reconstructed during precession minima (MIS 3 and the last deglaciation), and especially during a combination “minimum of precession-maximum of obliquity” that occurred during the last deglaciation and the Holocene. Higher productivities appear mainly led by the Congo River activity, with maximal terrigenous inputs also occurring during these periods, and probably generating powerful river-induced upwelling cells during the last deglaciation. Finally, a gradual increase of net primary productivity values begun at around 4 ka BP and is still recorded today in remote-sensing instrumental data in the study area.

KEYWORDS: Dinoflagellate cysts; Net primary productivity quantifications; Congolese margin; Upwelling activity quantifications; River discharges

2.2. Introduction

Quantifying past sea-surface primary productivity fluctuations is required today (Blanchard et al., 2012; Henson et al., 2013) for better understanding the underlying forcing mechanisms regarding natural climate fluctuations and increasing anthropogenic impacts (e.g. additional carbon dioxide inputs to the atmosphere, soil weathering through deforestation and agricultural widespread). The biological pump indeed plays a determinant role in the global carbon budget, such as discussed for Quaternary glacial / interglacial cycles (Sarnthein et al., 1988; Zariess and Mackensen, 2010; Penaud et al., 2016). In order to investigate past primary productivity conditions, various proxies have been used including total organic carbon (Sarnthein et al., 1988; Schneider et al., 1997), planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (Berger et al., 1989), or biogenic silica (Ragueneau et al., 2000). Methods based on carbonate or silicate material suffer from dissolution issues while those based on organic material only suffer from oxidation.

Dinoflagellate cysts (dinocysts) are very resistant organic-walled microfossils (i.e. palynomorphs) that have commonly been used over the past decades to qualify and quantify sea-surface parameters including sea-surface temperatures, salinities or sea-ice cover duration (de Vernal et al., 2001, 2005). More recently, sea-surface productivities in northern (Radi and de Vernal, 2008) as well as in subtropical (Penaud et al., 2016) latitudes of the North Atlantic

Ocean have tentatively been reconstructed through dinocyst-based transfer function (with a modern dinocyst database encompassing 1492 sites). This method, rarely used in the tropics (Marret et al., 2008), relies on a smaller modern dinocyst database for the tropical Atlantic Ocean (n=208), and will be here exploited with the addition of new modern sites and tested on new fossil records (core KZAI-01; Hardy et al., 2016).

Several objectives have motivated this study:

- i) To upgrade the dinocyst-based Atlantic tropical modern database, which is actually unequally distributed in the ocean, with high density along western African coast and low density along the mid-ocean ridge and the South American coast. We thus aim to add more modern surface sediment dinocyst assemblages to constrains more exhaustive environmental areas
- ii) To update the environmental dataset included in the modern database, especially net primary productivity data, with discussion about different existing calculation methods and also the experimentation of simulated chlorophyll concentrations in preindustrial conditions, to get consistency with modern analogues generally a few centuries old.
- iii) Finally to determine in the eastern equatorial environment which forcing lead the last glacial – Holocene paleoproductivities observed variations.

2.3. Environmental settings

2.3.1. Present-day atmospheric context

Climatic patterns in the intertropical Atlantic Ocean are mainly controlled by the seasonal latitudinal shifts of the Tropical Rainbelt (TR), and are associated offshore with high sea-surface temperatures (SST) and low salinities (SSS) (Zarriess and Mackensen, 2010; Arbuszewski et al., 2013). The low-pressure belt is characterized by moist air ascension and large tropical rainstorms, generated by the association of the tropical and African easterly jets in the Northern Hemisphere (Nicholson, 2009). The TR and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ, Figure 69) constitute the complex convective systems of the African monsoon

system, which shifts seasonally from a northward position during the boreal summer to a southward position during the austral summer (Hsu and Wallace, 1976).

The atmospheric system of the TR is bordered at the north and at the south by semi-permanent high pressure systems, i.e. the subtropical highs, which generate easterly equatorward trade winds and westerly poleward winds (Peterson and Stramma, 1991). The highest atmospheric pressure gradients occur during summer, and strengthening winds are then responsible for coastal upwelling (Peterson and Stramma, 1991) forming the so-called Atlantic Eastern Boundary Current (EBC) system.

2.3.2. Present-day oceanographic context

The intertropical Atlantic Ocean, a key area in the Atlantic Meridional Overturning Circulation (Rahmstorf, 2003), is dominated by complex upper oceanic dynamics (Figure 69). Between the North and the South Equatorial Currents (NEC and SEC; Figure 69), constituting the equatorial terminations of both Atlantic giant subtropical gyres in northern and southern hemispheres, respectively, equatorial currents and countercurrents (green lines in Figure 69, 15°N-15°S) as well as equatorial undercurrents (red dotted lines in Figure 69, around 0°) are highly related to seasonal migrations of the ITCZ.

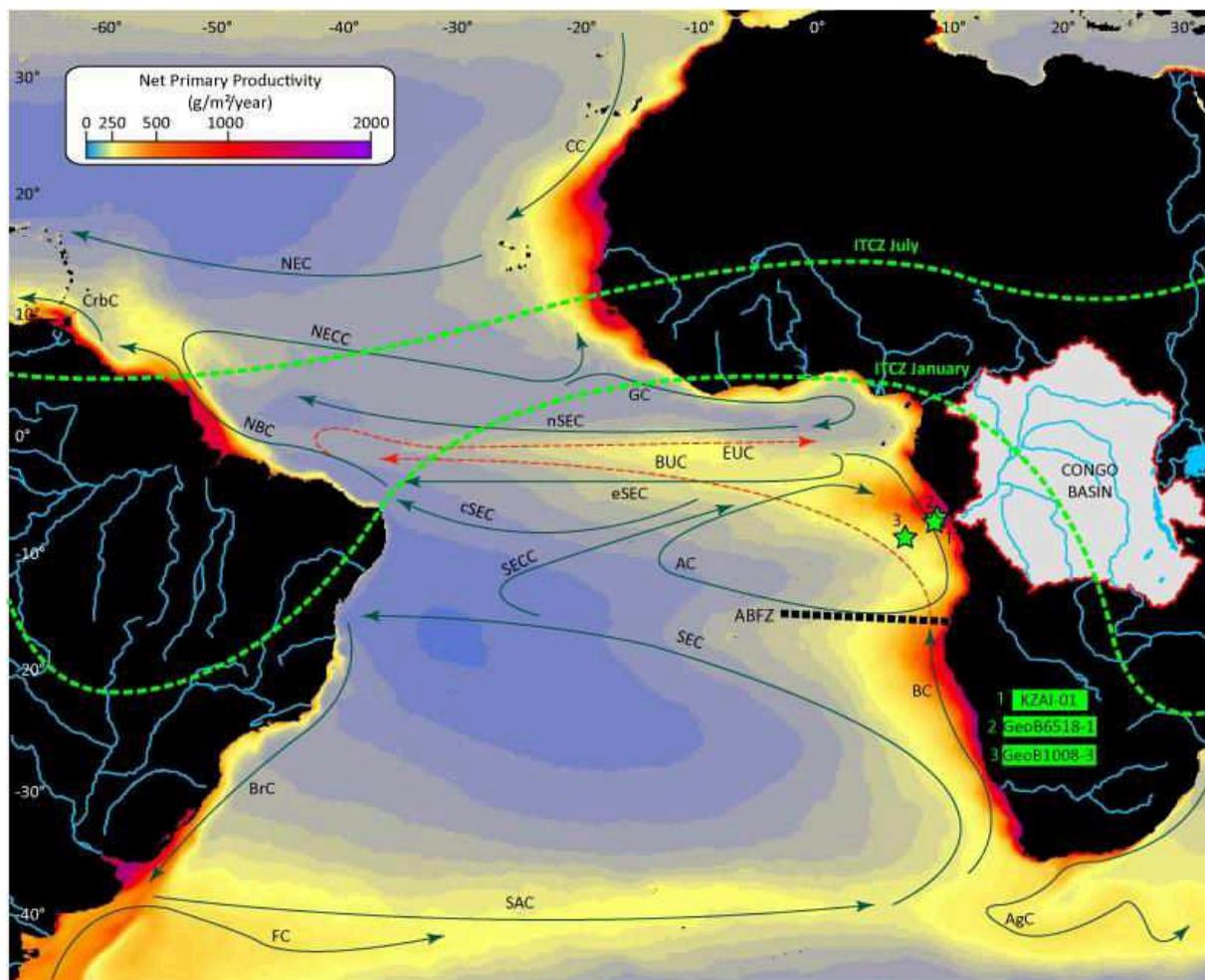


Figure 69 Environmental settings of the intertropical Atlantic Ocean. Cited cores in the text are located in the map: KZAI-01 (Bayon et al., 2012; Hardy et al., 2016), GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005; Bayon et al., 2012) and GeoB1008-3 (Schneider et al., 1997). Green arrows represent surface oceanic circulation (Lass and Mohrholz, 2008b) and includes Canary Current (CC), North Equatorial Counter Current (NECC), North Equatorial Current (NEC), Caribbean Current (CrbC), North Brazilian Current (NBC), Guinea Current (GC), northern South Equatorial Current (nSEC), central South Equatorial Current, South Equatorial Counter Current (SECC), Angola Current (AC), Benguela Current (BC), South Equatorial Current (SEC), Brazil Current (BrC), South Atlantic Current (SAC), Aguilhas Current (AgC) and Falkland Current (FC). Colored map corresponds to 1997-2015 annual mean Net Primary Productivity values calculated according to the VGPM algorithm (Behrenfeld and Falkowski, 1997). The Congo Basin is highlighted in grey. Dashed lines in light green correspond to January and July mean locations of the Intertropical Convergence Zone (Collier and Hughes, 2011). Black dashed line displays the Angola-Benguela Front Zone (ABFZ, Jansen et al., 1996).

Surface equatorial clockwise currents include: the northern South Equatorial Current (nSEC), the North Brazilian Current (NBC, itself connected to the northern Atlantic subtropical gyre through the Caribbean Current or CrbC), the North Equatorial Counter Current (NECC) as well as the Guinea Current (GC) in the northern hemisphere, and the central (cSEC) and eastern (eSEC) South Equatorial Currents, the South Equatorial Counter Current (SECC) as well as the Angola Current (AC) in the southern hemisphere (Figure 69). In lower latitudes (20-40°; Figure 69), colder equatorward currents also mainly impact the intertropical band, and especially the EBC among which the Canary and Benguela Currents (CC and BC). Equatorial Atlantic surface currents are connected with major subsurface undercurrents. In the Atlantic Ocean, the eastward Equatorial UnderCurrent (EUC, Figure 69) has a reverse flow compared to the nSEC and eSEC. Also, the Benguela UnderCurrent (BUC, Figure 69) consists of a subsurface extension of the BC from the north of the Angola Benguela Front Zone (ABFZ, Figure 69; Jansen et al., 1996; Mohrholz et al., 2008). The cold shallow BUC then reaches equatorial warm waters, generating a very steep vertical thermal gradient in the equatorial Atlantic Ocean.

2.3.3. Present-day primary productivity conditions

Primary production derived from marine phytoplanktonic organisms represents a key component in the oceanic carbon cycle and the Earth's climate system. Upwelling cells play a key role regarding primary productivity conditions as well as thermocline spatial variations in the tropical Atlantic Ocean. A wide variety of upwelling cells can be described including coastal and equatorial ones driven by easterly winds (Wyrki, 1981; Hagen et al., 2005), such as observed in the EBC (i.e. Benguela and Canary Upwelling System; Gordon et al., 1995), or upwelling cells developed within regions characterized by high eddy kinetic energy along subtropical and equatorial oceanic fronts (Rudnick, 1996; Moore and Abbott, 2000), such as observed for the Angola Dome (Voituriez, 1981).

River discharges have also an important role in marine primary production, in particular from the Amazon, Congo and Plata Rivers (da Cunha and Buitenhuis, 2013), which provide important nutrient supplies to the ocean. Strong freshwater outflows have a major impact on decreasing salinities, water-mass stratification, and increasing SST during high fluvial discharge events (Materia et al., 2012) In addition, the Congo River can generate upwelling

cells beneath the coastal river-plume (Dale et al., 2002), contributing to additional nutrient inputs in surface waters.

These productive areas (red areas, Figure 69) however represent a minor proportion regarding the whole tropical Atlantic Ocean which is largely dominated by oligotrophic areas, corresponding to the subtropical gyres previously described (blue areas, Figure 69).

2.4. Material and methods

2.4.1. Stratigraphy of core KZAI-01

Core KZAI-01 (5.703167°S, 11.2335°E; 816 m water depth; 10.05 m length; Figure 69) was recovered during the 1998 ZaiAngo 1 cruise aboard the *Atalante* (Savoye, 1998). The age model used here is derived from eight AMS ^{14}C acquired on carbonates (bulk planktonic foraminifera or mixed marine carbonates) and five age constraints obtained by tuning core KZAI-01 to core GeoB6518-1 (Bayon et al., 2012; Hardy et al., 2016; Figure 70). All radiocarbon dates were calibrated to calendar ages with the Calib 7.0 program (Stuiver and Reimer, 1993) using the Marine 13 calibration curve and a 400 years correction for the marine age reservoir (Reimer et al., 2013), the final age model being built through a linear regression between all stratigraphic pointers (Hardy et al., 2016).

2.4.2. Quantitative reconstructions of dinocyst-based sea-surface parameters.

2.4.2.1. Transfer function methodology: general principle

The transfer function method permits to extract quantitative environmental data from palynological assemblages (Guiot, 1990). The Modern Analogue Technique (MAT) has especially been applied to dinocyst assemblages (de Vernal et al., 1993, 1994, 2001; Guiot and de Vernal, 2007). The script named “reconstMAT” compares fossil samples with modern dinocyst assemblages compiled into a database which has been associated with modern environmental datasets. A maximum of 5 modern samples (0 to 5), corresponding to the statistically closest modern analogues for which the statistical distance is below a threshold of reliability (around 2.5), are selected. Weighted mean values for each environmental

parameters associated with the retained modern samples are calculated for each fossil sample, then providing environmental quantitative data.

In core KZAI-01, 203 palynological slides have already been analysed for the period covering the last 44 kyr with a 5 cm sampling interval (mean resolution analysis of about 200 years throughout the core, ranging between 20 and 800 years, according to the established age model) and 188 dinocyst assemblages have been discussed in Hardy et al. (2016); fifteen samples were excluded from results since they contained fewer than 100 dinocysts per slide. The MAT will be applied to this core in order to quantify different environmental parameters, but a revision of the dinocyst and environmental datasets has first been carried out and is detailed below.

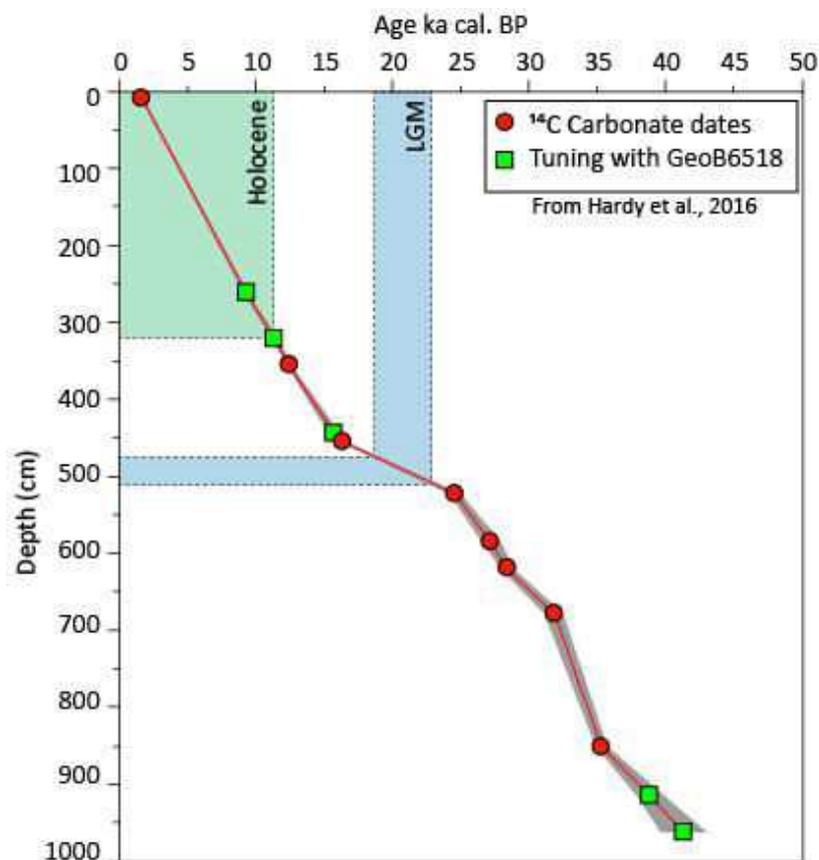


Figure 70 Age model established through linear regression between stratigraphical pointers. Red circles: AMS ^{14}C dates obtained on planktonic foraminifera and mixed carbonates materials, calibrated with Calib 7.0 Marine 13 (Reimer et al., 2013). Green squares: dates obtained by tuning with core GeoB6518, on the basis on similar XRF Ti / Ca ratio trends. Grey bands correspond to 2σ range error obtained after calibration. 2σ range error on dates obtained by tuning are calculated from the GeoB6518 age model. Holocene and Last Glacial Maximum (LGM) are displayed in green and blue respectively.

2.4.2.2. Modern dinocyst database for the tropical Atlantic Ocean

A subset of modern dinocyst assemblages (n=208 core tops located between 20°N and 40°S; red circles, Figure 71) extracted from the World Dinocyst Atlas (n=835; Marret and Zonneveld, 2003) was first used to quantify surface hydrological parameters in the tropical Atlantic Ocean (Marret et al., 2008). However, this database contains several gaps regarding the geographical distribution of the 208 modern sites, most of them being located along the western African coast, with fewer than 20 being found along the southern American coast. The updated World Dinocyst Atlas (n=2405 ; Zonneveld et al., 2013) includes new modern sites in the south-western Atlantic Ocean (located in an area delimited by the Argentine coast, the Mid-Atlantic Ridge, and the South Georgia Islands) then increasing the potential number of modern sites in the dinocyst database from 208 to 264 (56 new sites, blue circles, Figure 71). In order to preserve the « subtropical and tropical identity » of the database, modern sites located south of the Falkland Islands were excluded. Furthermore, modern sites located off the western African margin (Bouimetarhan et al., 2009), as well as the top of core GeoB4905-4 (Adegbie et al., 2003; Marret et al., 2013) covering the Bay of Biafra, were added (Figure 71). These new implementations finally increased the number of modern sites from 208 to 292. 55 modern sites (yellow squares, Figure 71) were then removed according to new criteria, the final dinocyst database being composed of 237 modern sites:

- i) 35 samples contained less than 100 dinocysts, i.e. a critical threshold for assemblage robustness (Fatela and Taborda, 2002).
- ii) 55 samples older than 1,000 years BP (arbitrary threshold) were considered too old to be considered as modern analogues.

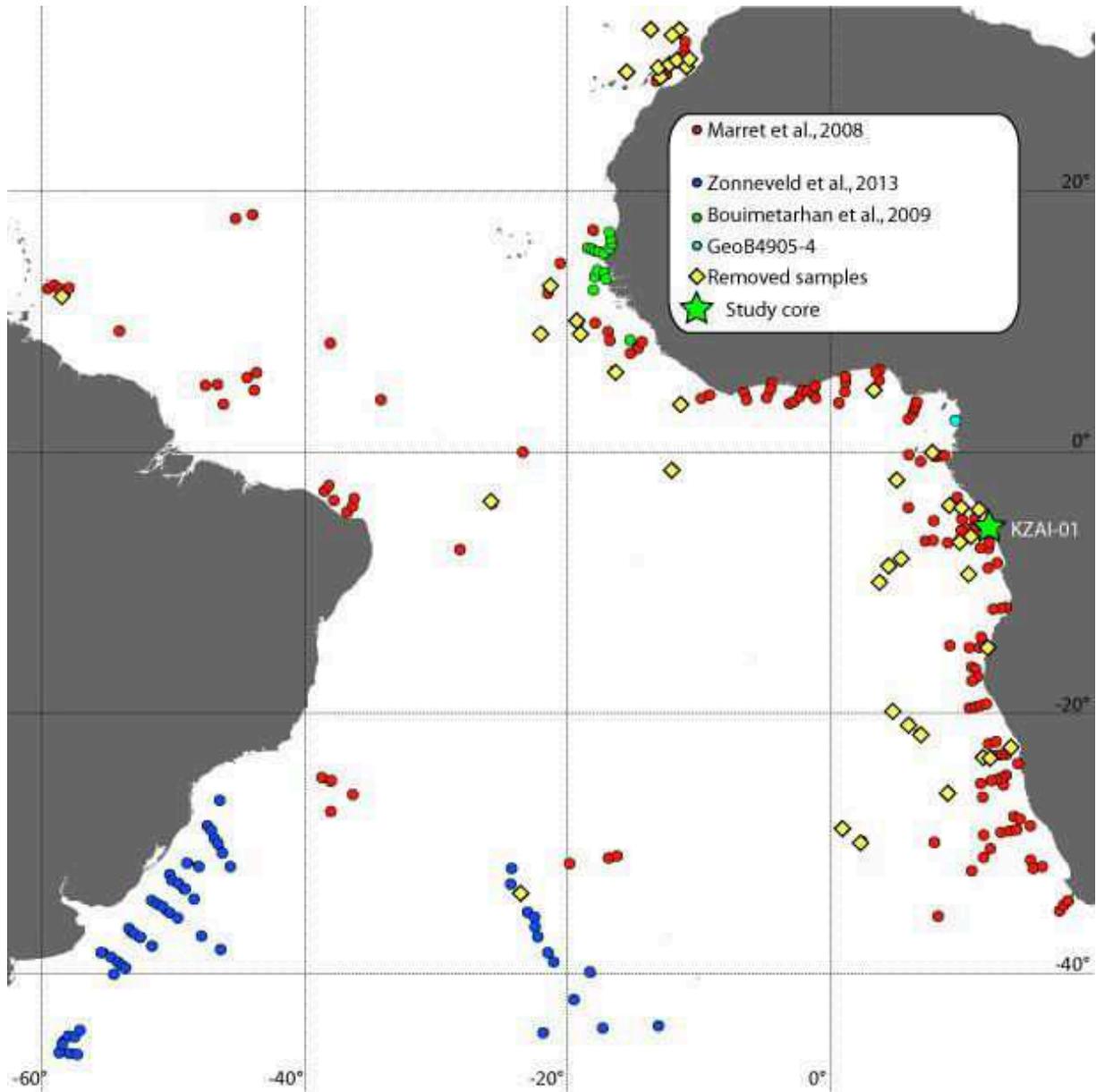


Figure 71 Geographical distribution in Mercator projection of modern samples of the classical tropical modern database $n=208$ (red circles, Marret et al., 2008) and the new modern samples proposed in this paper, based on the World dinocyst atlas (dark blue circles, Zonneveld et al., 2013), West African surface sediments (green circles, Bouimetarhan et al., 2009) and top of core GeoB4905-4 (light blue circle, Marret et al., 2013). Removed modern samples are displayed with yellow squares).

From the 54 species or groups of species listed in the previous dinocyst database $n=208$ (Marret et al., 2008), undefined grouping such as *Impagidinium* spp., *Operculodinium* spp. and *Spiniferites* spp. were removed. We have also excluded species for which present-day occurrences are mainly related to anthropogenic forcing, such as *Gymnodinium catenatum*

(Thorsen et al., 1995), *Tectatodinium psilatium* (only present in one modern sample and grouped with *Pyxidinosia psilata*), and *Leipokatium invisitatum*, mainly present in removed samples. Finally, due to their very similar present-day ecological signals and their possible difficulties/errors regarding their microscopic determination, we have decided to sum all *Echinidinium* species, thus finally downgrading the final dinocyst database from 54 to 43 taxa.

2.4.2.3. Modern environmental datasets

Each modern site from the dinocyst database can be associated with modern environmental conditions derived from satellite data or *in situ* measurements. Annual and seasonal SST and SSS data were originally compiled from the World Ocean Atlas (WOA, 2001). In the n=208 database (Marret et al., 2008), two datasets of Net Primary Productivity (NPP in g/m²/year or in mg/m²/day) were used:

i) The first NPP dataset is based on Chlorophyll α mean concentrations (mg/m³) measured between 1978 and 1986 by the Coastal Zone Color Scanner (CZCS) spatial program; NPP being then estimated according to the Laboratoire de Chimie et Physique Marine (LCPM) algorithm (Antoine et al., 1996; Antoine and Morel, 1996).

ii) The second NPP dataset is based on Chlorophyll α mean concentrations (mg/m³) measured between 2002 and 2005 through satellite data during the MODIS program; NPP being then estimated according to the Vertically Generalized Production Model (VGPM) algorithm (Behrenfeld and Falkowski, 1997).

The dinocyst transfer function based on the first above-mentioned approach (Antoine et al., 1996) has been used on core T89-16 collected off the Congo River mouth (Marret et al., 2008), while the second approach (Behrenfeld and Falkowski, 1997) has been used in the northern North Atlantic (Radi and de Vernal, 2008) as well as in subtropical latitudes of the North Atlantic Ocean (Penaud et al., 2016), but has never been applied to the tropical area.

Some weaknesses affect both datasets, especially the fact that Chlorophyll α values on which are based the LCPM (1978-1986) and VGPM (2002-2005) algorithms do not have a sufficient temporal coverage. To fix this issue, we here suggest environmental data recorded during longer intervals.

A) SST & SSS

We used WOA2013v2 datasets with $1 \times 1^\circ$ resolution to implement annual SST and SSS with averaged 1955-2012 values. We have also included annual thermic seasonality (i.e. difference between the warmest and the coldest months) extracted from the WOA13.

B) VGPM-based Net Primary Productivity (NPP)

We have added VGPM-based NPP data according to three remote sensing datasets, i.e CZCS (September 1978 to June 1986), SeaWifs (September 1997 to December 2010) and MODIS (since September 2002), that take into account averaged Chlorophyll α monthly concentrations calculated according to Garvel-Sieger-Maritorena model (GSM; Maritorena et al., 2002; Maritorena and Siegel, 2005; Maritorena et al., 2010).

It is worth noting that, until now, the VGPM algorithm has exclusively been applied to SeaWifs and MODIS data since the algorithm requires the Photosynthetically Active Radiation data (PAR, Einstein/m²/day, Behrenfeld and Falkowski, 1997) that has never been measured during the CZCS spatial program. However, the recorded monthly PAR between 1997 and 2016 evidences a long-term stability, probably induced by a relative stability of the irradiance forcing (Lean, 2000; Rigozo et al., 2001), and we may also consider similar PAR values between 1978 and 1986. We therefore have extrapolated the 1997-2016 mean monthly PAR values to the interval 1978-1986, also taking into account the slight linear trend recorded between 1997 and 2016.

C) Eppley-based Net Primary Productivity (NPP)

Another alternative algorithm is also currently available using SeaWifs and MODIS datasets. This method, named Eppley-VGPM, is similar to the VGPM algorithm previously described, with the exception of the temperature-dependent description of photosynthetic efficiencies, which is expressed by a polynomial function in the VGPM approach, and by an exponential function in the Eppley-VGPM algorithm (Eppley, 1972; Behrenfeld and Falkowski, 1997). This difference will provide systematically higher NPP values in surface waters characterized by SST higher than 23°C and conversely lower NPP values below 23°C. To use the Eppley-

VGPM model for the updated dinocyst database, we kept the same reasoning than the one previously described for the VGPM-based NPP approach.

D) VGPM and Eppley models based on pre-industrial chlorophyll values

In this study, we also aim at experimenting NPP reconstructions (VGPM and Eppley models) from a modern environmental database that includes preindustrial NPP values based on simulated chlorophyll concentrations. This could allow us to be free from the analytical bias induced by the difference between instrumental data and the age of surface sediments, and by the potential recent anthropogenic forcing on bio-geochemistry processes.

This study uses an Earth System Model (IPSL-CM5A-LR model developed at the Institut Pierre Simon Laplace; Dufresne et al., 2013) that explicitly represents the global climate, the oceanic circulation and the marine productivity. In this study, we only use outputs from two components of this model: the ocean model NEMO v3.2 (Madec, 2011) and the biogeochemical model PISCES (Aumont and Bopp, 2006). The PISCES model simulates marine bio-geochemistry and lower trophic levels. In PISCES, phytoplankton growth is a function of the temperature, the light, the depth of the mixed layer and nutrients. This version of the model has a low oceanic resolution of $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, enhanced around the equator up to 0.5° . The ocean is divided into 31 vertical levels from every 10 m in the first 150 m to every 500 m until the bottom of the ocean.

E) Other modern environmental variables

It has been suggested that some dinoflagellate species are sensitive to water density changes (Mertens et al., 2012). We have therefore included in the environmental database the temperature and salinity-dependant water density (McCutcheon et al., 1993) calculated from WOA 2013 SST and SSS datasets. A strong contrast appears today between low density equatorial waters and high density eastern boundary upwelling zones (see Appendix 1), and we may assume that quantifying density through time will help us tracking past upwelling activity. Also, in order to investigate past paleoproductivity conditions through upwelling mechanisms, we have also added temperature anomalies calculated from mean latitudinal

SSTs on the interval 1955-2012 so as to highlight longitudinal contrasts between eastern Atlantic boundaries characterized by colder upwelled waters and western Atlantic boundaries characterized by warmer waters (see Appendix).

2.5. Results

2.5.1. Statistical validation of hydrological parameters

A) Multivariate analysis

The overall updated modern dinocyst and environmental databases have been submitted to canonical correspondence analyses, using the PAST software (Figure 72; Hammer et al., 2001). Such a representation is important to obviously highlight relationships between dinocyst assemblages and environmental parameters. Some taxa are often opportunistic and ubiquitous, while other often show affinities for a narrower range of given hydrographical parameters.

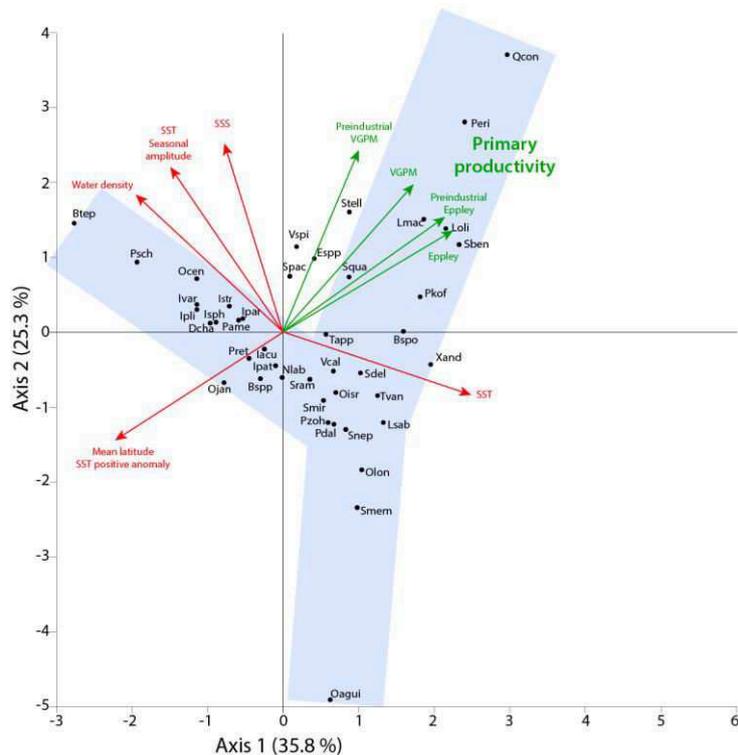


Figure 72 Canonical correspondence analyses performed with the PAST (Hammer et al., 2001) software (axes 1 and 2 in the upper left and upper right diagrams, respectively), loading of the 43 dinocyst taxa in the 237 spectra of the reference database according to axes 1 and 2

and cross-correlation between the axes and hydrological parameters. The distribution of dinocyst taxa is highlighted in blue.

First and second axes explain 61 % of the total variance (respectively 35.8% and 25.3%) and dinocyst taxa are distributed along 3 axes (Figure 72). The upper right axis is mainly driven by NPP and also corresponds to species considered as indirect proxies for higher productivity conditions (e.g. *S. quanta*, *Echinidium* spp., *Stelladinium* spp., *Lejeunecysta* spp.) while, in the opposite direction, species well defined as oligotrophic water signals (for instance in subtropical gyres) are found (Figure 72; *Impagidinium* species; Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). Oligotrophic taxa are thus linked with the proposed new environmental signal, the mean latitude SST anomaly (Figure 72; positive anomalies of the signal in the direction of the axis and negative anomalies in the opposite direction), thus giving weight and validating this new incremented signal in the modern environmental database. Also, the spatial antagonism between NPP and mean latitude SST anomaly axes highlights the reliability of the new signal, where mean latitude SST positive (/negative) anomaly may evidence lower (/higher) intensity of the upwelling cells. The upper left axis drawn by dinocyst taxa distribution (Figure 72) appears to be closely linked with water density forcing and SST with however a displayed antagonism between water density and SST arrows (Figure 72). The calculation of water density implies indeed high values when SST increases. Finally, the bottom axis of dinocyst taxa seems to be not controlled bay any particular environmental forcing, excepted the displayed antagonism with the SSS arrow (Figure 72). This pattern is consistent with the described ecology of these taxa located in this axis, i.e characterized by affinity with river-plume areas and lower SSS areas induced by precipitations (Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013).

B) Hydrological data error ranges

To determine the error range generated by the dinocyst-based transfer function method, we have applied an “autorun” of the modern dinocyst database. First, as a general observation, we can notice that hydrological parameters such as SST, SSS, water density, and mean latitude SST anomalies, are well distributed along a linear regression between modern inputs (observations) and calculated (autorun) data (see Appendix 2). However, to better visualize some discrepancies, we have determined the error between input dataset and calculated values

by establishing polynomial regressions of median error range values for each present-day NPP considered (Figure 73). It then appears that the error remains low until 600 $\text{g}/\text{m}^2/\text{year}$ (error lower than 100 $\text{g}/\text{m}^2/\text{year}$) but strongly increases beyond this value and especially after 1,070 (/1280) $\text{g}/\text{m}^2/\text{year}$ for VGPM and Eppley models based on satellite data (/pre-industrial simulated NPP values) (Figure 73).

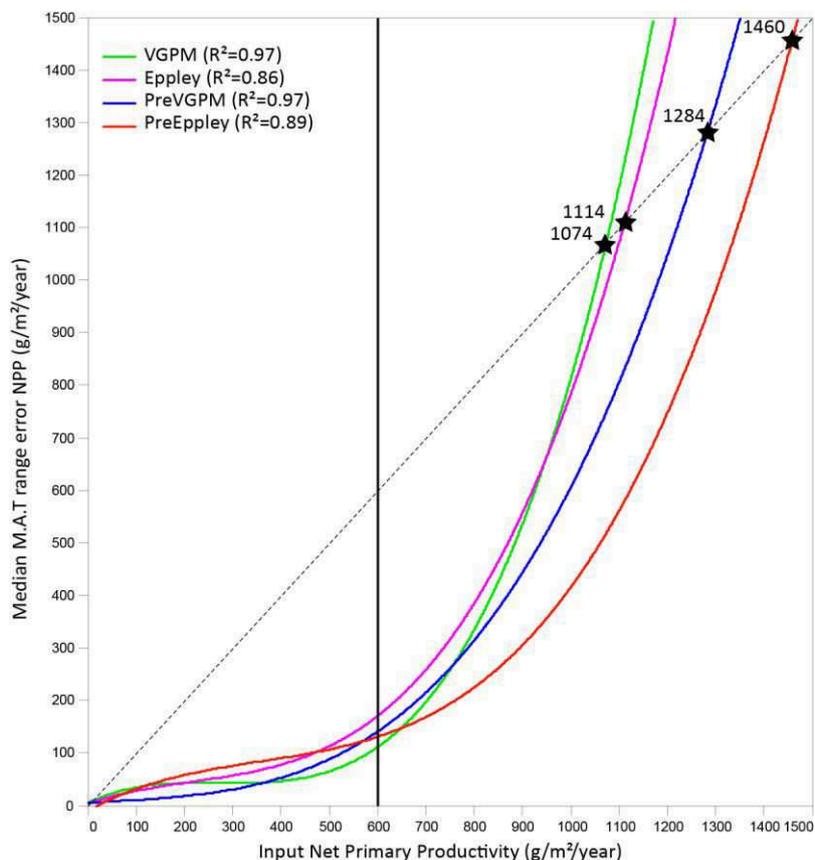


Figure 73 Polynomial regression (3°) of the median error range of Net Primary Productivity (NPP) models calculated from the autorun of the modern dinocyst database. Black stars represent thresholds from which the error exceeds the calculated NPP values by the transfer function (MAT). Vertical black line divides NPP values with low range error and high range error. VGPM: Vertically Generalized Production Model. PreVGPM: Preindustrial chlorophyll-based VGPM model. PreEppley: Preindustrial chlorophyll-based Eppley model. M.A.T: Modern Analogues Technic.

2.5.2. Dinocyst-based transfer function results

A) General observations

The new modern tropical database yielded hydrological parameter quantifications for the whole core. The critical threshold for Dmin (minimal statistical distance) at 2.69 was indeed never reached, the highest value for Dmin in the record being 2.6, while most of samples have a Dmin between 1 and 2 (Figure 74). The different annual hydrological signals allow us to discriminate four well-contrasted major periods that can be grouped under two environmental configurations. Between 43.2 ka BP and 24.5 ka BP (zone D, Figure 74), and between 15.4 and 4.3 ka BP (zone B, Figure 74), higher SSS, water density and NPP-VGPM values, as well as lower SST, longitudinal SST anomalies, NPP-Eppley values are recorded. Between 24.5 and 15.4 ka BP (zone C, Figure 74), and between 4.3 and 1.4 ka BP (zone A, Figure 74), the reversed situation is observed. This pattern is less obvious for seasonality, with zones A and C characterized by opposite trends. It is also worth noting that, for each signal, oscillations characterized by large amplitudes are obvious during zones B and D, in particular during the older interval D where these oscillations correspond to longer events. The apparent stability recorded during zone C may also be attributed to a lower resolution of sampling (Figure 74). Comparisons between dinocyst-based surface parameter reconstructions for the late Holocene (zone A; Figure 74) and present-day instrumental data recorded at the site of core KZAI-01 reveal similar values for SST and longitudinal SST anomalies, but significant discrepancies characterized by higher SSS and lower density or NPP quantifications than present-day observations. Regarding SSS, the modern dinocyst database poorly covers low SSS areas such as river plumes, with indeed only 3 modern sites in areas below 32 psu, while 75% of modern sites are characterized by values of 35 psu.

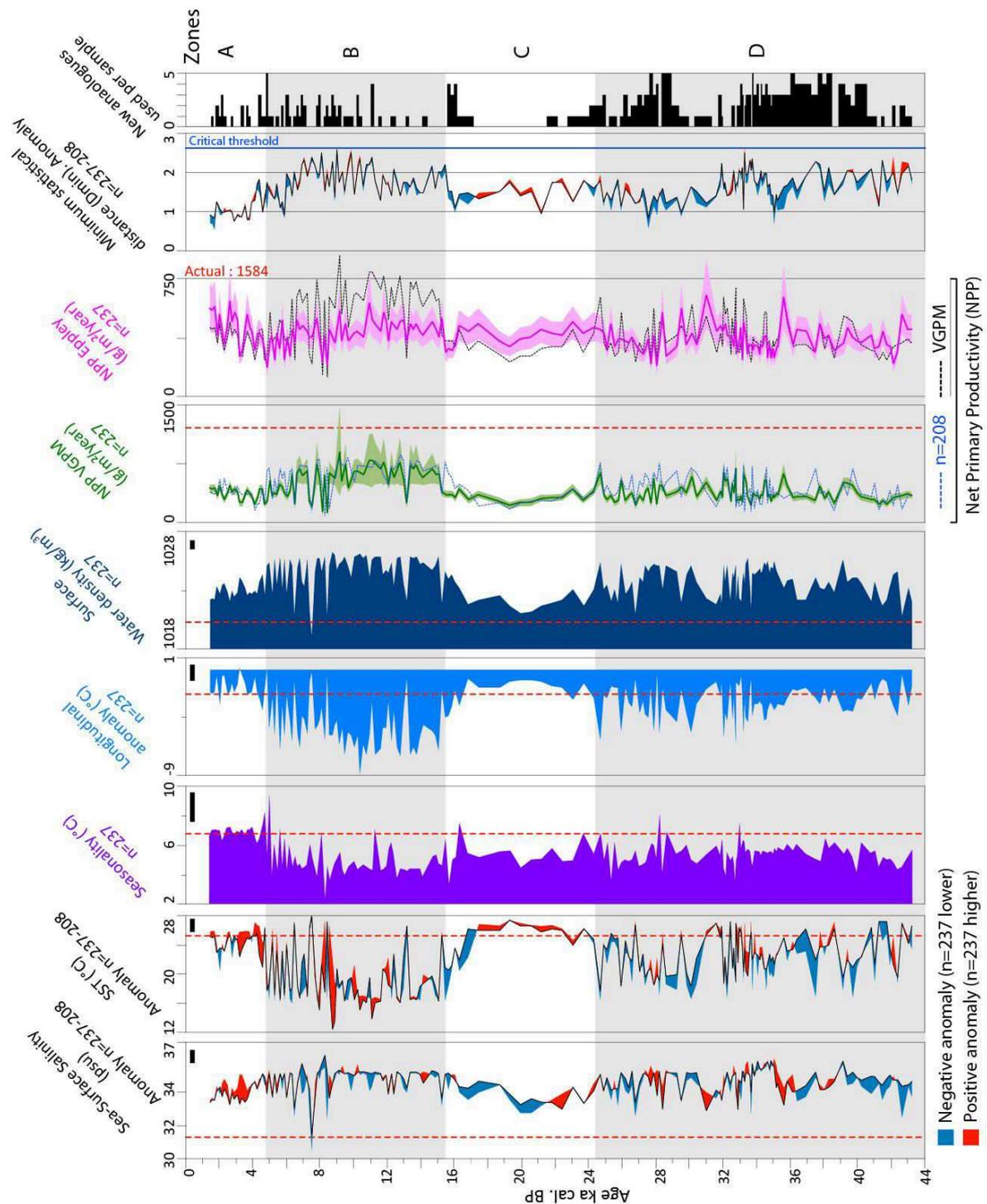


Figure 74 Results of annual quantified data provided by the dinocyst transfer function (MAT). Red and blue anomalies correspond to the difference between values provided by the $n=208$ (Marret et al., 2008) and the updated $n=237$ (this study) dinocyst modern database. White and grey bands correspond to four major intervals characterized by different environmental patterns (A, B, C, D). Red dashed lines represent present-day values extracted from satellite and WOA2013. Black bars represent error ranges calculated from the autorun of the modern database on itself. Green and pink envelopes represent error ranges of NPP values calculated from the autorun of the modern dinocyst database.

B) n=208 (Marret et al., 2008) versus n=237 (this study) databases

With the updated n=237 dinocyst database, most of the past environmental reconstructions for core KZAI-01 came from new modern analogues (Figure 74), when compared to the initial n=208 database (Marret et al., 2008). This is especially true during zone D and it underlines the usefulness of the preliminary approach conducted on the databases themselves. As a first consequence, D_{min} is obviously lowered when new analogues (and especially when the number is up to 5) are selected. Differences between SST and SSS calculated by both modern databases appear weak, within the error range of the transfer function for each signal, and do not impact the major trends described above, but punctually increase the high frequency variability. The comparison between “2002-2005 MODIS VGPM data” obtained from n=208 (Marret et al., 2008) and the new one n=237 shows similar values with locally slight differences.

C) Comparison between annual Net Primary Productivity (NPP) data

The NPP-Eppley model provides higher values within zones A and C and lower values within zone B, while zone D shows a more complex pattern. As mentioned before, there are no fundamental differences between NPP-VGPM and NPP-Eppley models, except for the calculated temperature-dependent description of photosynthetic efficiencies that are polynomial and exponential, respectively (Berhendeld and Falkowski, 1997). Below (/above) 23°C, the NPP-Eppley model provides systematically lower (/higher) NPP values. This may explain the observed patterns (Figure 74), i.e lower NPP-Eppley values reconstructed in zone B when SSTs are lower, and conversely in zones A and C.

2.6. Discussion

2.6.1. Relevance of dinocyst-based SST and SSS quantifications on core KZAI-01 ?

2.6.1.1. *Sea-Surface Temperature (SST) reconstructions*

SST previously acquired in the study area (Müller et al., 1998; Weldeab et al., 2005, 2007) as well as SST derived from alkenones on cores GeoB1008-3 and GeoG6518-1, respectively distant from 140 and 16 km of core KZAI-01, revealed low long-term contrast (around 4°C) between the Holocene and the last glacial period (Schneider et al., 1995; Schefuß et al., 2005), with mean values of 21-22°C and of 25-26°C during the last glacial and the Holocene, respectively (Figure 75). The n=237 transfer function applied to core KZAI-01 provides dinocyst-based SST characterized by large amplitudes reaching 15°C, i.e four times higher than the general pattern described in the tropical area. Also, general long-term trends are very different from those reconstructed with alkenones (Figure 75). High SST are indeed recorded during the Last Glacial Maximum (LGM) and a sharp SST decline is recorded at Termination I (T1) while it should correspond to the global warming of the last Deglaciation (Figure 75). Dinocyst assemblages from core KZAI-01 (Hardy et al., 2016) are characterized by high percentages of heterotrophic species (all species except *L. machaerophorum* in Figure 75) between 15.5 and 4 ka BP, and present-day major occurrences of heterotrophic taxa are mostly recorded in upwelling areas and/or in high latitudes (Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). This may imply an analytical bias for SST quantifications by lowering mean SST values, this lowering being therefore induced by a latitudinal forcing in the output data (cf. latitudes of modern analogues found for each fossil sample in Figure 75).

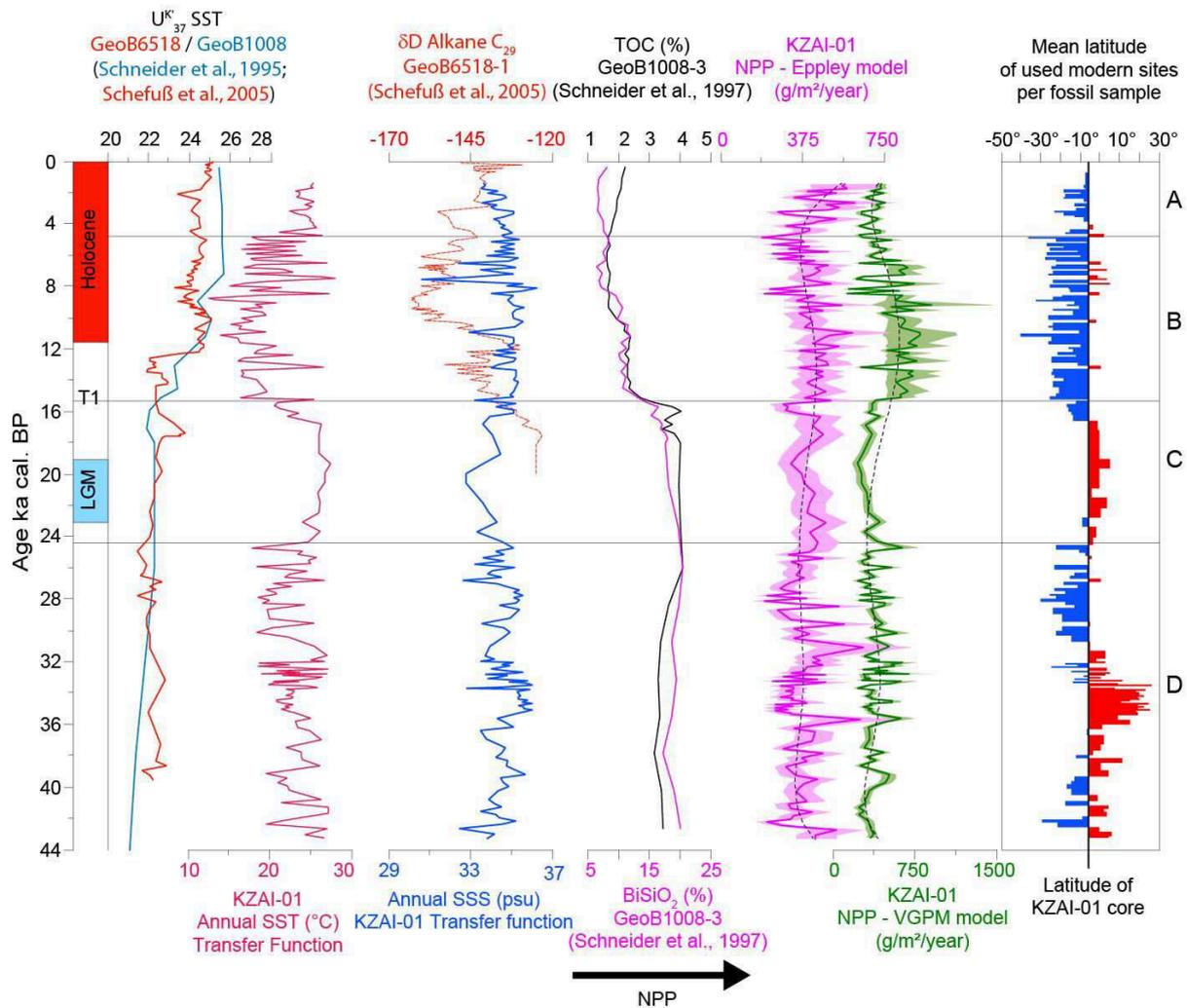


Figure 75 Comparisons between KZAI-01 transfer function results of annual SST and NPP according VGPM, and Eppley models (Berhenfeld and Falkowski, 1997; Berhenfeld et al., 2005) and documented past environmental reconstructions in cores GeoB6518-1 and GeoB1008-3: U^k_{37} SST alkenones reconstructions (Schneider et al., 1995; Schefuß et al., 2005), TOC and $BiSiO_2$ (Schneider et al., 1997), indirect paleosalinity signal of δD from core GeoB6518-1 data (Schefuß et al., 2005). To discuss latitudinal bias in SST results, the mean latitude of modern samples used to calculate each fossil sample is displayed. Black lines correspond to determined major environmental patterns (named A, B, C, D).

2.6.1.1. Sea-Surface Salinity (SSS)

To reconstruct oscillations of SSS through time, we used δD signal extracted from alkane C_{29} in core GeoB6518-1 (Schefuß et al., 2005). This method provides an indirect signal of paleosalinities. These latter data show decreasing SSS between 19 and 10 ka BP (Figure 75). During the Holocene, SSS then progressively re-increase. This is consistent with the general pattern describing an intensifying monsoonal activity during the last deglaciation and the

African Humid Period (AHP), before the Mid-Holocene transition (8.2 ka BP) characterised by a lowering of the monsoonal activity. Dinocyst-based quantifications provide drastically different results, with lower SSS during the LGM and an increasing trend during the last deglaciation from 33 to 35 psu (Figure 75). This pattern can be explained by the selected modern sites allowing calculating SSS values. Indeed, most of them are located in the south along the Benguela margin, which is free of any significant river discharges.

Dinocyst-based SST and SSS, suffer from an analytic bias described in both parameters, i.e the latitude (SST) and areas free of river discharges (SSS) selected by the MAT.

Thus, the latitudinal bias of reconstructed SST and the weak constrain of low SSS areas in the modern database are obviously found in the water density signal which is supposed to follow the same pattern as described with $\delta^{18}\text{O}$ seawater, i.e a decrease phase during the last deglaciation with a minimum interval during Early Holocene before re-increased progressively during Mid and Late Holocene (Figures 74 and 75)

2.6.1. Dinocyst-based Net Primary Productivity (NPP) quantifications on core KZAI-01

2.6.1.1. Net Primary Productivity (NPP) reconstructions

Paleoproductivity studies conducted in the Tropical Atlantic Ocean are generally based on Total Organic Carbon (TOC) and biogenic silica (BiSiO_2) content (Figure 75), suggesting higher primary productivity during glacial periods compared to interglacial ones (Figure 75; Schneider et al., 1997; Müller et al., 1998; Wagner, 2000; Mollenhauer et al., 2004; Gottschalk et al., 2015), in response to a strengthening of easterly winds and consequently to an increasing upwelling activity (Hooghiemstra et al., 1987; Marret and Turon, 1994). The enhancement of the atmospheric circulation also allowed the strengthening of aeolian nutrient inputs from terrestrial vegetation-opened land sources (Dupont et al., 1998; Anhuf et al., 2006; Frihmat et al., 2015). In core GeoB1008-3, the major transition from higher to lower productivities occurred around 15 ka BP at T1 (Figure 75). From 4 ka BP, a new increasing trend is observed until today (Figure 75). Regarding values reconstructed from the VGPM and Eppley models for core KZAI-01, they significantly differ during the last deglaciation. Both of these models evidence higher NPP values during this interval, in contradiction with TOC

and BiSiO₂ data (Figure 75) but Eppley model shows less contrasted trend regarding other periods while VGPM model shows a well distinct high NPP period.

Given that SST are taken in account in calculation of VGPM and Eppley models, especially for the temperature-dependent description of photosynthetic efficiencies parameter (Pb_{opt}; Behrenfeld and Falkowski, 1997), both of these NPP reconstructions thus suffer also of analytic bias induced by the latitude. In the case of Eppley model, NPP values are systematically lowered in low SST areas, meaning that reconstructed NPP during the last deglaciation in the study area are underestimated, while the VGPM model provide systematically higher NPP in arrears with SST comprised between 15 and 22 °C, i.e the range of SST located in upwelling cells. In any case, reconstructed NPP at KZAI-01 core location provide a significantly different pattern from paleoproductivity reconstructed in core GeoB1008-3.

2.6.1.2. Validation of the n=237 dinocyst database

Significant NPP divergences between core KZAI-01 and other sediment cores do not allow to clearly validate our dinocyst-based approach. For this, we ran the n=237 transfer function on core GeoB1008-3 until Marine Isotope Stage 6 (MIS 6; Figure 77), which benefits from high-resolution dinocyst assemblages (Dupont et al., 1999), but also SST (Schneider et al., 1995) and paleoproductivity estimations (TOC and BiSiO₂; Schneider et al., 1997) (Figure 77). NPP-VGPM and NPP-Eppley signals appear to be very close to the pattern described by TOC data (Figure 77), with well contrasted regimes of high (/low) productivity values during glacial (/interglacial) periods. The high NPP pattern recorded during the last deglaciation appears therefore to be a local pattern restricted to the area of core KZAI01.

However, the divergences between SST reconstructions derived from dinocysts and alkenones are still pronounced with 18°C and 4°C of maximal thermal amplitude recorded, respectively. Long-term trends (i.e. main cooling and warming phases) are however characterized by same fluctuations. This comparison especially confirms the previously discussed analytical bias in transfer function results caused by high latitude environments. To conclude, data from core GeoB1008-3 demonstrate the good consistency of the updated tropical database for paleoproductivity reconstructions, while it is once again demonstrated the fact that dinocyst-based SST still suffer from a large analytic bias.

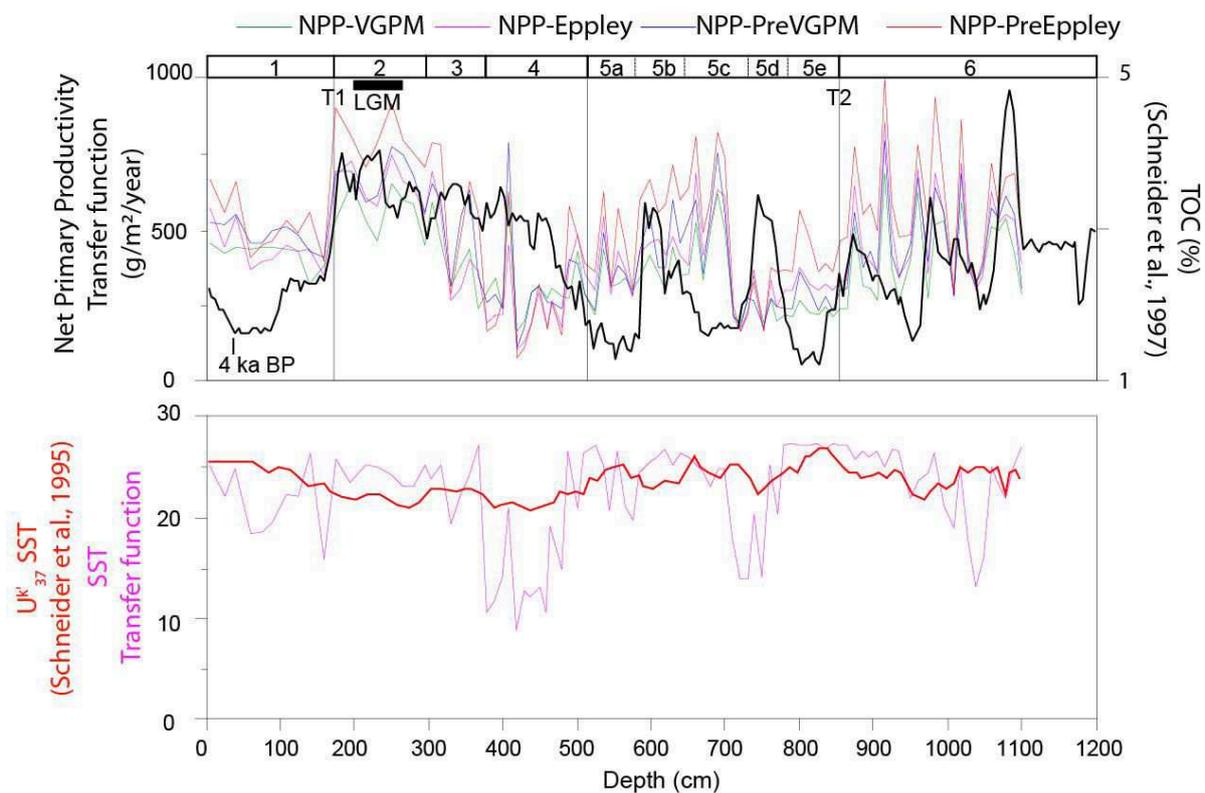


Figure 76 Comparisons in depth (cm) between dinocysts assemblages of core GeoB1008-3 (Dupont et al., 1999) transfer function results of annual SST and NPP according VGPM, Eppley, Preindustrial VGPM and Preindustrial Eppley models and TOC data (Schneider et al., 1997), and U^{k}_{37} SST alkenones reconstructions (Schneider et al., 1995). Major climatic events such as Marine Isotopic stage are displayed according boundaries established in marine oxygen stable isotopic signal (Lisiecki and Raymo, 2005).

2.6.1.1. Dinocyst-based NPP quantifications based on simulated pre-industrial chlorophyll concentrations

Numerical simulations of primary productivity from pre-industrial conditions to next century predictions (i.e. according to different anthropogenic forcing scenario) previously show a mean global decline of primary productivity up to 50 % (Blanchard et al., 2012; Henson et al., 2013; Olonscheck et al., 2013). Pre-industrial chlorophyll concentrations may then provide overestimated NPP data compared to chlorophyll concentrations from remote sensing modern measures.

Here, dinocyst-based NPP values calculated with preindustrial chlorophyll concentrations show similar values than those reconstructed with NPP based on remote sensing measures (Figure 77). This suggests a relatively weak influence of anthropogenic forcings on trophic

conditions in the area today. However, we can highlight the fact that VGPM and Eppley models based on simulated pre-industrial chlorophyll concentrations show higher (/lower) NPP values during MIS2 (/the last deglaciation) than VGPM and Eppley models based on remote sensing measurements (Figure 77). During MIS2, selected modern analogues are located in the equatorial area, which records declining NPP values today, while modern analogues chosen to reconstruct the last deglaciation are located in the Benguela Upwelling System, which records increasing NPP values today (Appendix 1), consistently with the increased upwelling activity recorded between 1960 and (Narayan et al., 2010).

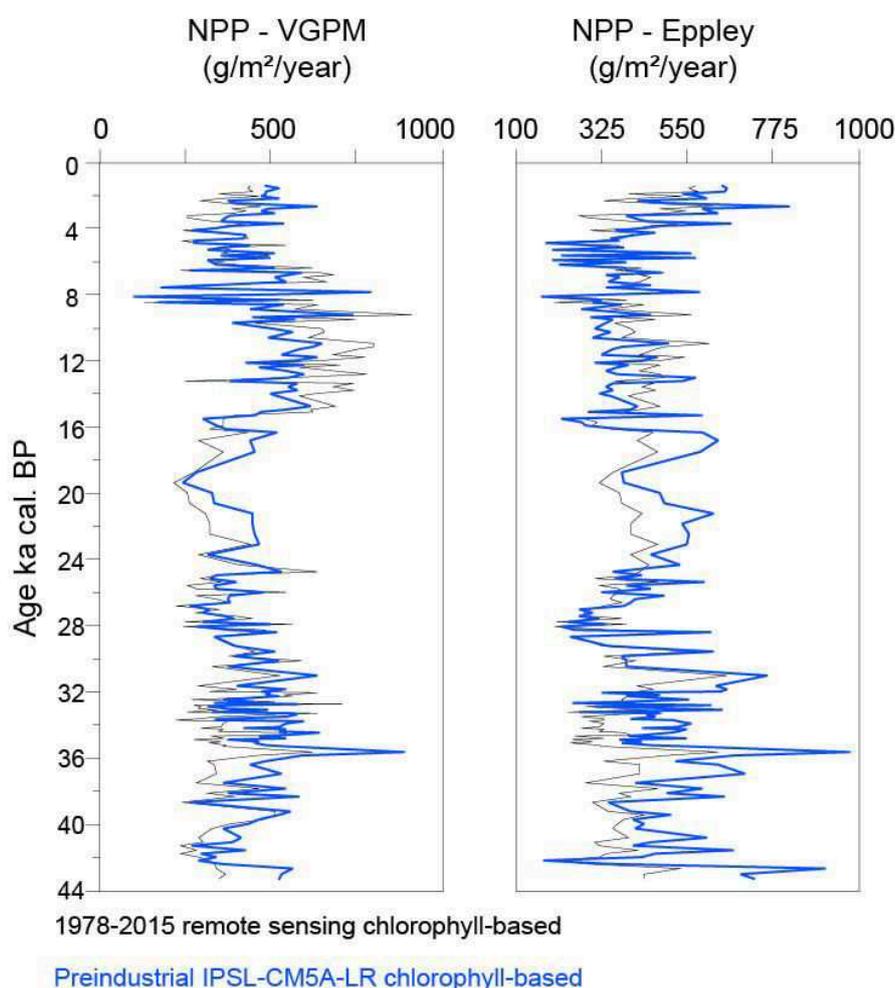


Figure 77 *Dinocyst-based annual mean NPP values according to VGPM and Eppley models, with NPP modern environmental datasets based on: i) pre-industrial IPSL-CM5A-LR (Aumont and Bopp, 2006; Dufresne et al., 2013) chlorophyll concentrations (blue curves), and ii) remote sensing observations between 1978 and 2015 by CZCS, SeaWifs and Modis spatial programs (blue curves).*

2.6.2. Mechanisms driving past primary productivity regimes over the last 44 ky

Understanding mixed forcing, and all potential feedbacks, that influence NPP variations in the past is complex. In the tropical area, the insolation forcing (cf. precession or obliquity) has a very low weight on photosynthesis efficiency, due to the weakness of orbital-induced insolation changes (Barber et al., 1992), and may not have significantly influenced NPP past oscillations (Le Mézo et al., 2015). However, nutrient supplies essentially drive NPP and the focus may then be on their two major sources: i) coastal upwelling cells along the Congolese margin (Ufkes et al., 1998; Marret et al., 2006), which can be tracked using magnetic susceptibility and/or dust river ratio to reconstruct easterly wind past intensity, ii) and Congo River discharges (da Cunha and Buitenhuis, 2013), also generating itself river-induced upwelling on the Congolese margin (Schneider et al., 1994; Dale et al., 2002). The influence of river discharges in the study area thus implies to take into account past reconstructions of monsoonal activity, especially latitudinal shifts/contraction of the TR and the associated consequences on precipitations above the Congo Basin. Strengthened upwelling activity in response to enhanced trade winds intensity is generally documented as a general state during the last glacial period, especially accentuated during cold climate events such as Heinrich Events or the Younger Dryas (Penaud et al., 2010, 2011; El Frihmat et al., 2015). The Holocene would correspond to a general state of weakened upwelling activity, although strengthened activity is often documented during the Late Holocene (Kim et al., 2003; Marret et al., 2006; Gyllencreutz et al., 2010; Walker et al., 2012).

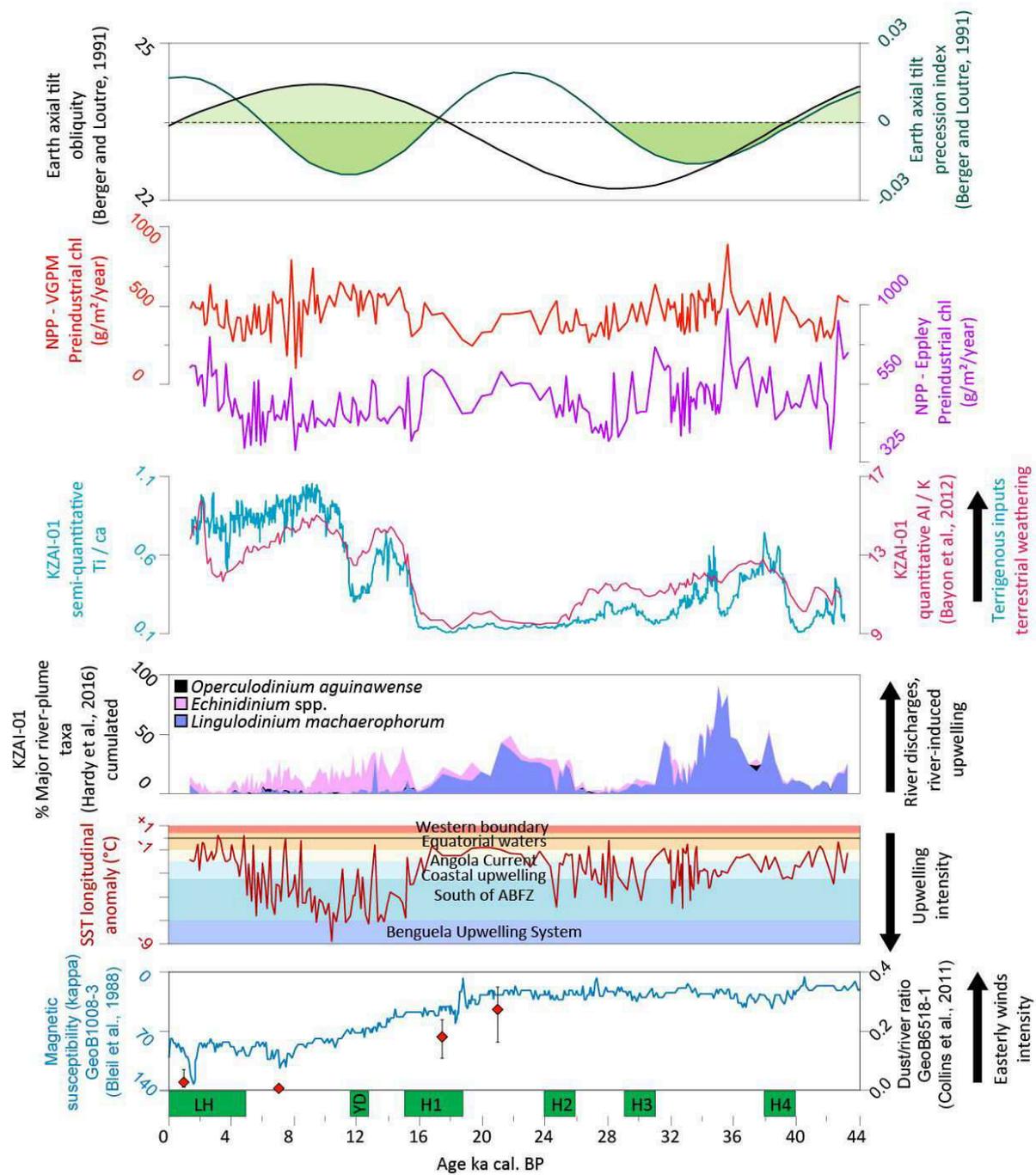


Figure 78 Comparison between proxies reconstructing past upwelling activity : magnetic susceptibility from core GeoB1008-3 (Bleil et al., 1988) and dust/river ratio from core GeoB6518-1 (Collins et al., 2011); proxies reconstructing past terrigenous inputs through semi-quantitative XRF Ti/Ca and elemental analysis Al/K , both from core KZAI-01 (Savoye, 1998; Bayon et al., 2012) and river-plume dinocyst taxa percentages (Hardy et al., 2016); precession and obliquity orbital parameters (Berger and Loutre, 1991); and dinocyst transfer function results : Net Primary Productivity (NPP) from VGPM and Eppley models and SST anomalies calculated from latitudinal mean. Major environmental provinces displayed with water density and longitudinal anomalies have been calculated with the World Atlas 2013.

Green zones displayed with orbital parameters correspond to the best criteria for warm and wet conditions (Tuenter et al., 2003).

2.6.2.1. Past upwelling activity

Magnetic susceptibility and dust-river ratios, respectively recorded in cores GeoB1008-3 and GeoB6518-1, highlight stable intensified easterly winds between 43 and 20 ka BP, and a long-term decline after the end of the LGM, at 19 ka BP, and until around 7.5 ka BP (Figure 78). A slight recovery of this activity is then recorded after 5 ka BP (Figure 78). Despite the high resolution study (Bleil et al., 1988), glacial abrupt climatic events may not have significantly impacted the easterly winds activity in the area. Dinocyst-based SST anomaly (regarding mean longitudinal SST) quantifications could be a good tracer of the upwelling activity. This signal is free from any latitudinal effect in SST reconstructions, since anomalies rather result from boundary affinities, i.e eastern upwelled cold waters (today, negative anomalies reach up to -10°C , Appendix 1) *versus* western downwelled warm waters (western boundary subtropical gyres appear $+2$ to $+5^{\circ}\text{C}$ above mean longitudinal SST). Equatorial areas thus correspond to neutral anomalies in the Atlantic Ocean (see Appendix 1). Here, systematic negative anomalies logically depict the study area as part of eastern boundary environments characterized by upwelling cells (Figure 78).

During the last glacial period, between 43.2 and 24.5 ka BP, most of the anomalies present values characteristic of waters under the influence of coastal upwelling, thus consistently with the general pattern described by magnetic susceptibility data (Figure 11; Schneider et al., 1994). Furthermore, a significant variability can be observed. At four times, around 26, 32, 37 and 42 ka BP, anomalies are less negative, reaching values close to actual conditions occurring in AC waters, thus suggesting warmer events with weakened upwelling activity. Considering the age model of core KZAI-01, it is actually difficult to connect these events to the well-known climatic chronology of the last glacial period. We can however suggest that this variability may result from the high frequency climatic oscillations that occurred during Marine Isotopic Stage 3 (MIS3).

The environment changed between 24.5 and 15.5 ka BP, with low negative anomalies (values ranging between -1 and -2°C ; Figure 78). These values actually correspond to sub-equatorial environments, especially AC waters, thus suggesting a significant withdrawal of upwelling

cell influence during this period. This pattern once again confirms that the LGM, and generally MIS 2, correspond in the area to a warm period, as it was already underlined by dinocyst assemblages (Hardy et al., 2016). The next period between 15.5 and 4.3 ka BP corresponds to the strongest negative anomalies recorded in the core, even reaching -9°C at 10.4 ka BP (Figure 78). This pattern is actually found in the Benguela area, south of the ABFZ, but our data indicate conditions too warm to correspond to Benguela upwelling cells. We may suggest that waters were in the vicinity of upwelling cells, but reconstruction of past location of the ABFZ excludes this pattern. The most northward shift of this front over the last 44 ky never exceeded 8°S (Jansen et al., 1996). Thus, the site of core KZAI-01 has probably never been located under the influence of the Benguela Upwelling System. The signal of high upwelling activity could be however induced by another kind of upwelling, in particular river-induced upwelling. Dinocyst assemblages among this period are dominated by *Echinidinium* genus (Figure 78), a group of species relatively abundant in upwelling cells, but also strongly abundant in nutrient-rich river plume environments (Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). This therefore suggests a period strongly impacted by river-induced upwelling, in consequence of strengthened river discharges. Furthermore, given that easterly winds intensity declined during this period (Bleil et al., 1988; Collins et al., 2011), the proposed pattern yielded by the dinocyst-based transfer function can only be valid in the case of upwelling mechanisms which do not require wind forcing.

2.6.2.2. Past monsoonal activity and river discharge intensity

Congo River outflow oscillations are closely linked with the TR behaviour. Reconstructions of past latitudinal shift of the TR during the last glacial period highlighted a 1° southward shift at a global scale but a maximum of 7° in the Atlantic Ocean (Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014), mostly in consequence of cross-equatorial heat gradient changes, partly due to the bipolar seesaw effect (Severinghaus, 2009; Jung et al., 2010). This southward shift is a mean state during the last glacial period, and some climatic events (i.e. Heinrich events) could have even accentuated this shift with 1° supplementary (McGee et al., 2014; Schneider et al., 2014). Conversely, during warm periods such as the so-called African Humid Period during the Early and Mid-Holocene (deMenocal et al., 2000), a 1 to 5° northward shift of the TR is reconstructed (Arbuszewski et al., 2013; McGee et al., 2014). These northward/southward latitudinal changes will impact terrestrial nutrient inputs to the ocean

from physical erosion and/or chemical weathering (Bayon et al., 2012; da Cunha and Buitenhuis, 2013; Cloern et al., 2014), lowering/increasing NPP values.

To reconstruct the impact of these oscillations in core KZAI-01, Ti/Ca-XRF signal acquired on this core (Bayon et al., 2012) can be an indirect proxy for terrigenous inputs (Govin et al., 2012), as well as quantitative elemental analysis such as Al/K ratios for chemical weathering (Bayon et al., 2012). Also, dinocyst species such as *L. machaerophorum*, *Echinidinium* spp. and *O. aguinawense*, are known as tracers for enhanced river-discharge (Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). Elemental signals present a tripartite pattern recorded in the core, characterized by two periods of high terrigenous inputs between 43.2 and 26 ka BP and between 15.5 and 1.4 ka BP (Figure 78). River-plume taxa abundances show the same pattern with high percentages observed during high levels of terrigenous signals (Figure 78). The observed succession between *L. machaerophorum* during the last glacial period and *Echinidinium* spp. has been firstly explained as a potential effect of lower sea-level during the last glacial, thus promoting the abundance of *L. machaerophorum* in the area (Hardy et al., 2016). The previously highlighted strong river-induced upwelling during the last Deglaciation, associated with high abundances of *Echinidinium* spp. suggest that this genus is rather more influenced by river-induced upwelling than directly influenced by river discharges. Finally, transfer function results evidence a new hypothesis for MIS2 environments. High abundances of thermophile species have been observed in parallel with *L. machaerophorum* as a consequence of warm and wet conditions, induced by the southward shift of the TR, thus permitting the persistence of high precipitations (Bonnefille and Chalié, 2000; Hijmans et al., 2005; Tierney et al., 2011; Hardy et al., 2016). Here, the low recorded terrigenous inputs, coupled with the absence of river-induced upwelling tracers during this period, may indicate a withdrawal of river-plume influence in the area, thus generating stratified waters and benefiting to *L. machaerophorum* (Zonneveld et al., 2013). The withdrawal of upwelling cells also probably allowed the establishment of warmer waters, thus promoting the development of thermophile species.

The influence of precession forcing on monsoonal activity has previously been demonstrated (deMenocal et al., 1993; Tuenter et al., 2003; Merlis et al., 2012; Bosmans et al., 2015). Dinocyst assemblages in core KZAI-01 (Hardy et al., 2016) highlighted warmer and wetter conditions during minima of precession index, in consequence of higher terrigenous inputs, which was enhanced by a maximum of obliquity during the last Deglaciation. Thus, the

dinocyst-based transfer function results reflect necessarily the precession forcing, with indeed higher NPP when occurred minima of precession, more faithfully evidenced by VGPM model (Figure 78). To conclude, the VGPM model appears to be the best method to reconstruct paleoproductivities. The high anomaly recorded during the last Deglaciation may indeed establish the best compromise between lower NPP induced by terrigenous dilution and high NPP in response of river-induced upwelling activity.

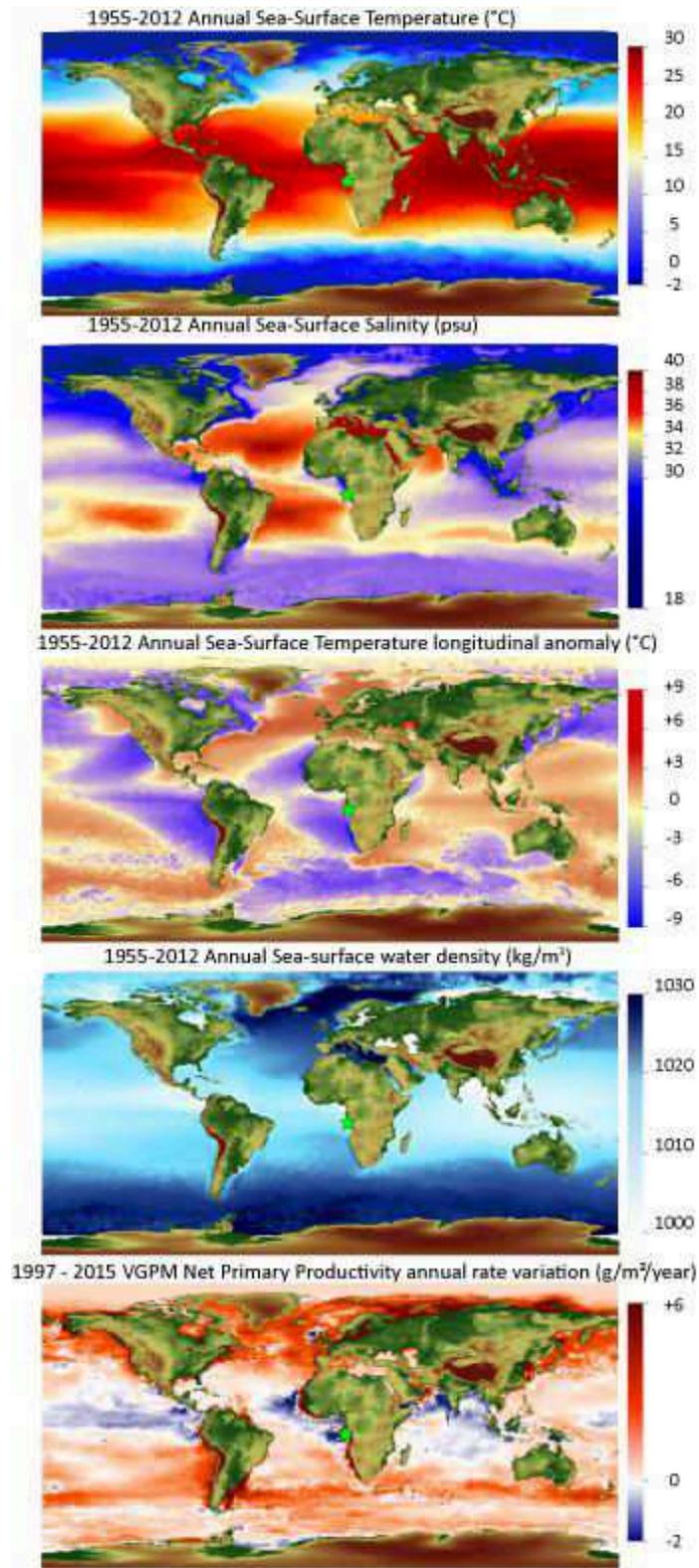
2.7. Conclusion

The updated modern environmental and dinocyst databases have permitted to refine the tropical dinocyst-based transfer function, and then to apply it on core KZAI-01 over the last 44 ky BP (off Congo Basin, Hardy et al., 2016). Our data here argue for the relevance and robustness of the dinocyst proxy to quantify primary productivities. Our results evidence the major and prevalent influence of the Congo River on primary productivity conditions, probably promoted both by terrigenous and nutrient supplies as well as river-induced upwelling, through the influence of the combination precession / obliquity driving the latitudinal shift of the Tropical Rainbelt, e.g wetter conditions during minima of precession, enhanced by obliquity maxima. Higher river discharges then occurred during minima of precession, enhanced during maxima of obliquity. The datasets of primary productivity evidence the Actual period as the most productive period ever recorded over the last 44 kyr in the study area with 1213 g/m²/year. This pattern suggests an anthropogenic forcing which could enhance primary productivity in this area, in consequence of higher terrestrial weathering after deforestation but also higher greenhouse gases dissolved in the ocean. According the VGPM model, the other high productive periods occurred during mainly the last Deglaciation with values around 700 g/m²/year, that it was never recorded before, and the MIS3 with values comprised between 300 and 700 g/m²/year, highlighting a high variability interval. The lowest values occurring during MIS2 with values around 300 g/m²/year, similar with values recorded during the Mid-Holocene transition. This model appears to be more relevant to discuss paleoproductivities, because of the great consistency between this signal and other proxy recorded in the core KZAI-01, especially dinocyst assemblages and terrigenous signals recorded through quantitative and semi-quantitative data. To improve the relevance of the dinocyst-based transfer function results, the implementation of additional

well-dated modern sites in the tropical Atlantic Ocean is highly recommended, so as to obtain a complete panel of modern analogues for past hydrological quantifications.

2.8. ACKNOWLEDGEMENTS

William Hardy's PhD was funded by the Brittany Region and this work was supported by the "Laboratoire d'Excellence" LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir". We thank B. Dennielou (Ifremer, Brest) for access to core KZAI-01.



Appendix 1 Worldwide World Ocean Atlas 2013 datasets used in the updated modern database $n=291$: 1955-2012 mean annual Sea-Surface Temperature (SST); 1955-2012 mean annual SST longitudinal anomalies, calculated from mean latitudinal SST; 1955-2012 mean annual Sea-Surface Salinity (SSS); and 1955-2012 annual mean SST and SSS-dependant water density (McCutcheon et al., 1993). Green stars represent core KZAI-01 location.

3. Synthèse

3.1. Extension de la zone d'étude et carottes utilisées pour la synthèse

Dans cette synthèse sont proposées de nouvelles carottes sur lesquelles des assemblages de dinokystes ont été étudiés et valorisés, afin de bâtir un schéma régional cohérent, tenant compte des nouvelles études palynologiques réalisées dans le cadre de cette thèse. L'ajout de ces nouvelles carottes étend la zone d'étude au nord jusqu'aux masses d'eau affectées par le panache fluviatile du fleuve Niger et au sud jusqu'aux cellules d'upwelling du Benguela (Figure 79).

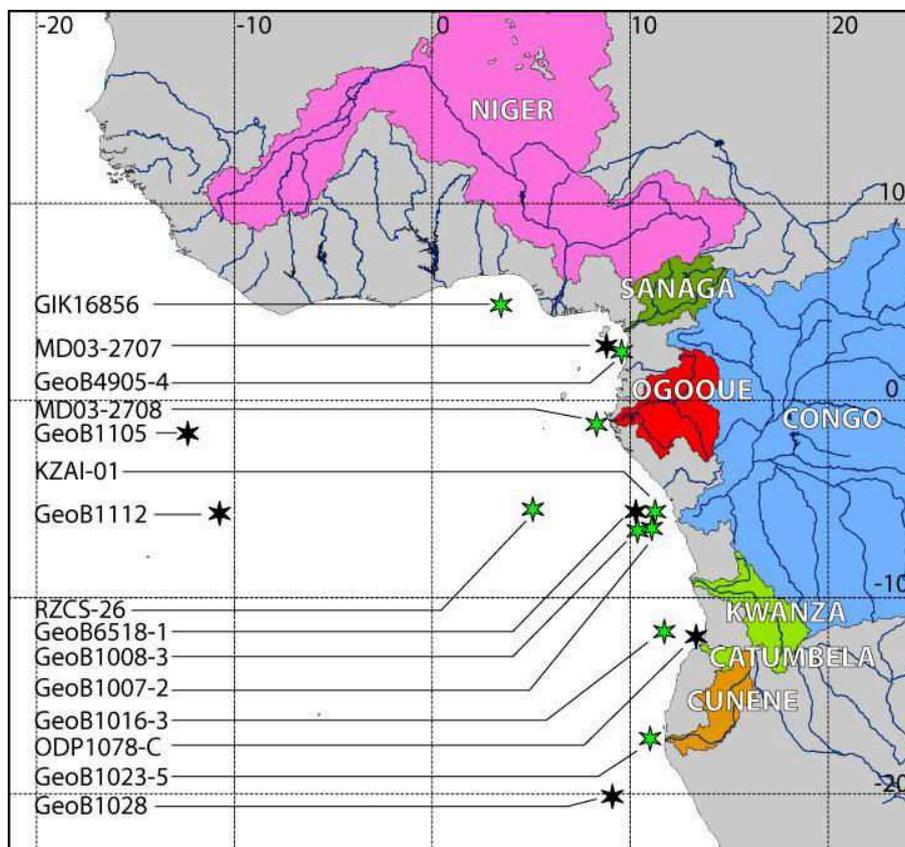


Figure 79 Extension géographique de la zone d'étude. Les étoiles vertes correspondent aux carottes citées dans le texte traitant des assemblages de dinokystes, tandis que les étoiles noires présentent d'autres carottes citées dans l'étude vis-à-vis de reconstructions de SST. Les principaux bassins versant des fleuves situés en amont des carottes d'étude sont représentés (source : <http://www.hydrosheds.org/>).

Ceci permet d'aborder des domaines environnementaux plus variés, en incluant notamment les régions équatoriales ainsi que les régions d'upwelling, alors que la zone d'étude de cette thèse était strictement sub-équatoriale. Le profil de la zone d'étude, étiré selon un axe nord-sud, amène ainsi à discuter les migrations latitudinales des biozonations climatiques actuelles à l'échelle des variations climatiques affectant la dernière période glaciaire, la déglaciation et l'Holocène. Il est toutefois à noter que l'essentiel de la zone d'étude est restreinte au domaine marin proche de la côte, la zone hauturière étant peu représentée.

Ainsi, en supplément des carottes KZAI-01, RZCS-26 et GeoB4905-4 de ce travail de thèse, 6 carottes ont été ajoutées : GIK16856 (Dupont and Weinelt, 1996), MD03-2708 (Kim et al., 2010), GeoB1008-3 (Dupont et al., 1999), GeoB1007-2 (Marret et al., 2008), GeoB1016-3 (Dupont et Behling, 2006), GeoB1023-5 (Shi et al., 2000). La carotte T89-16 (Marret et al., 2008) aurait également pu être ajoutée. Cependant, sa localisation à 250 m de la carotte KZAI-01, avec des données acquises à moindre résolution, nous a amené à ne pas la considérer puisque les informations environnementales tirées de cette carotte auraient été les mêmes. Il est à noter toutefois l'excellente corrélation entre les assemblages de ces deux séquences qui démontre la robustesse des dinokystes dans ce secteur d'étude (Figure 80).

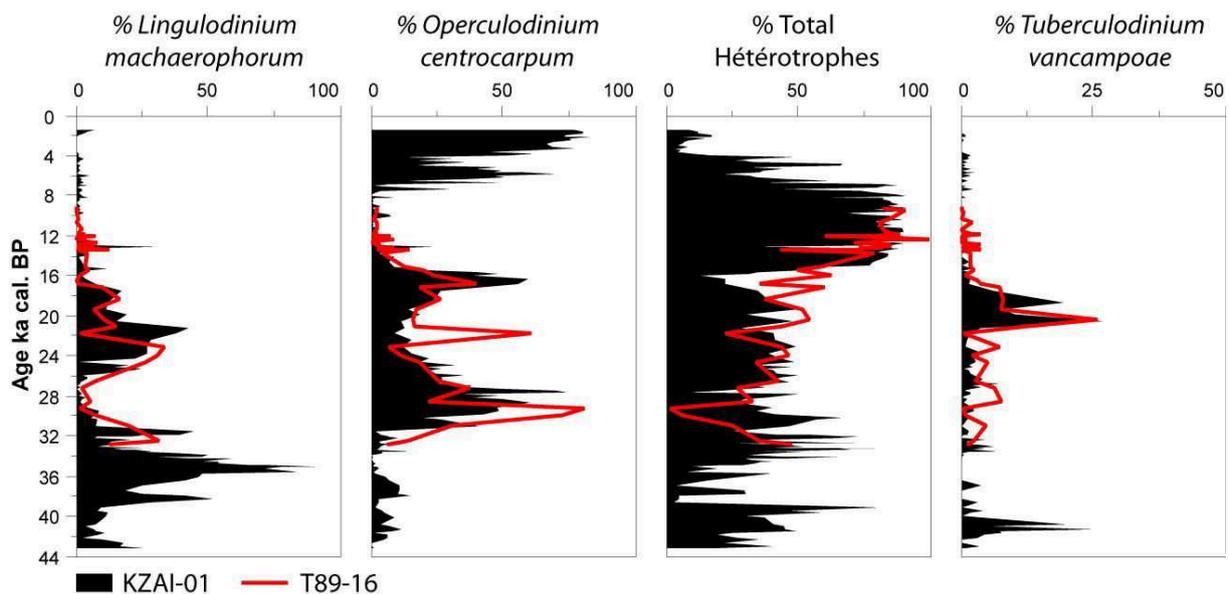


Figure 80 Comparaison entre les abondances d'espèces majeures enregistrées dans la carotte KZAI-01 (Hardy et al., 2016) avec les assemblages de la carotte T89-16 (Marret et al., 2008).

La couverture temporelle de chaque carotte est variable. Les carottes GeoB1008-3, GeoB1016-3 et GIK16856 couvrent en effet les derniers 200 000 ans en moyenne, tandis que les autres carottes couvrent les derniers 30 000 ans en moyenne, voire les derniers 15 000 ans dans le cas de la carotte GeoB1007-2. Dans le cadre de cette synthèse, nous allons toutefois concentrer notre étude sur les changements environnementaux intervenus dans la région entre le DMG (inclus) et l'Holocène.

3.2. Choix des paramètres environnementaux étudiés

3.2.1. Migration latitudinale des moussons

Ce phénomène majeur dans l'histoire climatique de la zone intertropicale entraîne des changements importants dans les précipitations à un endroit donné. Une augmentation des précipitations engendrera une augmentation des décharges fluviales sur le continent ainsi qu'une baisse de salinité en milieu océanique. La majorité des carottes d'étude se situe à proximité de l'embouchure d'un fleuve (Figure 79). Ainsi, ces carottes ont toujours été plus ou moins influencées par des panaches fluviales, ce qui se ressentira nécessairement dans la composition des assemblages dinokystes.

Il n'existe pas d'espèces fluviales à proprement parler. Par contre, les dinokystes sont issus d'organismes essentiellement marins dont certaines formes seront plus tolérantes vis-à-vis d'eaux de surface dessalées. Dans la zone d'étude, 3 taxons dinokystes sont généralement associés à un environnement de type « panache fluviale », à savoir *Echinidinium* spp., *Lingulodinium machaerophorum* et *Operculodinium aguinawense* (Marret et Zonneveld, 2003; Marret et Kim, 2009; Zonneveld et al., 2013). Cependant, seule *O. aguinawense* présenterait un caractère endémique aux panaches fluviales, puisque ce taxon est actuellement exclusivement présent dans les régions équatoriales à faible salinité. Les deux autres espèces, bien qu'abondantes dans les environnements de type « panache fluviale », présentent des écologies légèrement différentes. *L. machaerophorum* est également considéré comme un signal d'environnement côtier, voire estuarien, ainsi que de stratification de la colonne d'eau. *Echinidinium* spp. signerait, quant à lui, des conditions d'upwelling induites par le fleuve (cf. 2^{ème} article du Chapitre IV). D'autres espèces comme *S. membranaceus* et *S. ramosus* présentent une écologie trop ubiquiste pour pouvoir être clairement associées à un

signal de décharges fluviales, bien qu'elles puissent aussi être mentionnées. Les variations en pourcentages des taxons ainsi mentionnés pourront donc nous renseigner indirectement sur l'intensité de la mousson sur les bassins versants qui, une fois cartographiée, pourrait aider à déterminer la position moyenne de la zone de mousson pour une époque donnée.

3.2.2. Gradient thermique

Parallèlement à l'enregistrement des variations passées des régimes de mousson, les assemblages dinokystes vont également être sensibles aux changements du gradient thermique de l'océan. Ainsi, le profil nord-sud de la zone d'étude permet de relever des changements latitudinaux des conditions thermiques de l'océan, ainsi que l'extension latitudinale des eaux chaudes équatoriales, notamment par l'observation de l'extension vers le sud de l'abondance des espèces thermophiles. Afin d'obtenir une reconstruction fine de ce phénomène, nous avons choisi les espèces les plus restreintes géographiquement à la bande équatoriale, à savoir *S. mirabilis*, *S. membranaceus*, *S. nephroides*, *S. bentorii*, *T. vancampoae* et *V. calvum* (Marret et Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). Nous nous baserons également sur des reconstructions de SST (alcénones principalement ainsi que Mg/Ca) acquises sur un ensemble de séquences situées dans la zone délimitée pour cette synthèse (Schneider et al., 1995; Müller et al., 1998; Nürnberg et al., 2000; Kim et al., 2003; Schefuß et al., 2005; Syee Weldeab, 2005; Weldeab et al., 2007).

3.2.3. Activité des cellules d'upwelling

i) Le système du Benguela : La position latitudinale de l'ABFZ a varié au cours de la dernière période glaciaire entre 8°S et 16°S, pour une position actuelle de ce front autour de 12°S (Jansen et al., 1996). Ainsi, la carotte GeoB1016-3 se trouve dans cette zone de balancement, tandis que la région du panache du Congo fut probablement proche à plusieurs reprises de la zone de mélange occasionnée par ce front.

ii) L'activité de la mousson : Les fortes décharges fluviales vont générer des cellules d'upwelling induites par le fleuve. Aussi, le déplacement de la ceinture de mousson vers le nord ou vers le sud va soumettre certaines régions à l'influence des alizés, moteur principal des cellules d'upwelling côtières.

Afin de retracer l'activité des cellules d'upwelling, nous nous servirons de deux outils. Le premier est basé sur les taxons dinokystes les plus restreints aux zones d'upwelling : *T. applanatum*, *Stelladinium* spp., *N. labyrinthus* et *S. quanta*. Le second outil est fourni par la fonction transfert, appliquée sur l'ensemble des carottes, afin d'en extraire des données d'anomalies de températures par rapport à la moyenne latitudinale. Les anomalies négatives mettront en évidence des eaux plus froides, témoin indirect potentiel de l'activité des cellules d'upwelling.

3.2.4. Productivité primaire

Afin de bâtir un schéma régional de l'évolution des conditions trophiques depuis le DMG, nous avons utilisé la fonction de transfert sur l'ensemble des carottes de cette synthèse afin d'en extraire les données de productivité primaire nette selon le modèle VGPM (cf. 2^{ème} article du Chapitre IV).

3.3. Choix des fenêtres temporelles

Cette synthèse est découpée en plusieurs fenêtres temporelles depuis le DMG:

- Dernier Maximum Glaciaire (DMG), 23 à 19 ka BP (selon Mix et al., 2001)
- Heinrich Stadial 1 (HS1), 19 à 15 ka BP (selon Stager et al., 2011)
- Bølling-Allerød (B/A), 15 à 13 ka BP et Younger Dryas (YD), 13 à 11.5 ka BP
- Holocène inférieur (EH), 11.5 à 8.2 ka BP (selon Walker et al., 2012)
- Holocène moyen (MH), 8.2 à 4.2 ka B (selon Walker et al., 2012)
- Holocène supérieur (LH), 4.2 à l'actuel (selon Walker et al., 2012).

Pour chacun de ces intervalles, les résultats issus des assemblages de dinokystes, des fonctions de transfert, ainsi que des reconstructions SST (alcénones, Mg/Ca), sont calculés en prenant en compte la moyenne des données sur l'ensemble de l'intervalle ainsi délimité.

3.4. Vue d'ensemble des assemblages

La présentation de certains taxons dinokystes (décrits ci-dessus vis-à-vis de leur signature écologique) sur l'ensemble des carottes de cette synthèse permet de se rendre compte des données brutes qui seront ensuite synthétisées sous forme de cartes. Aussi, cette synthèse étant basée sur des assemblages moyennés par période, il est indispensable que les moyennes soient calculées sur des assemblages cohérents et homogènes en valeur tout du long de l'intervalle. En gardant à l'esprit que le modèle d'âge établi pour chacune des carottes peut comporter des incertitudes on note que, les carottes présentent bien des assemblages relativement stables au sein de chaque période clé (Figures 81, 82 et 83), les transitions majeures intervenant d'une fenêtre temporelle à la suivante, avec un caractère toutefois plus progressif que les limites nettes imposées par la division de l'étude.

Nous constatons également des assemblages relativement similaires entre différentes carottes, notamment vis-à-vis de *L. machaerophorum* sur les carottes KZAI-01, GeoB1008-3 et MD03-2708 au DMG (Figure 81), le pic de *N. labyrinthus* synchrone entre les carottes GIK16856 et GeoB4905-4 durant HS1, ou encore de la hausse des pourcentages des taxons typiques d'environnements d'upwelling entre 15 et 6 ka BP dans les carottes KZAI-01, GeoB1008-3, GeoB1007-2 et GeoB1016-3 (Figure 83). Ceci dénote des comportements régionaux enregistrés par les assemblages sur de grandes distances. Il est également à noter l'existence de relais d'espèces au sein des carottes, notamment la domination de *L. machaerophorum* (Figure 81) durant la période glaciaire observée dans chaque carotte, pour laisser place durant l'Holocène à *O. aguinawense* pour les carottes les plus nordiques ou à *Echinidinium* spp. dans le cas de la carotte KZAI-01 (Figure 81). Parmi les assemblages thermophiles, on note une présence importante de *T. vancampoae* durant la période glaciaire, pour laisser à place à une diversité de taxons thermophiles durant l'Holocène, et principalement *S. mirabilis* (Figure 81).

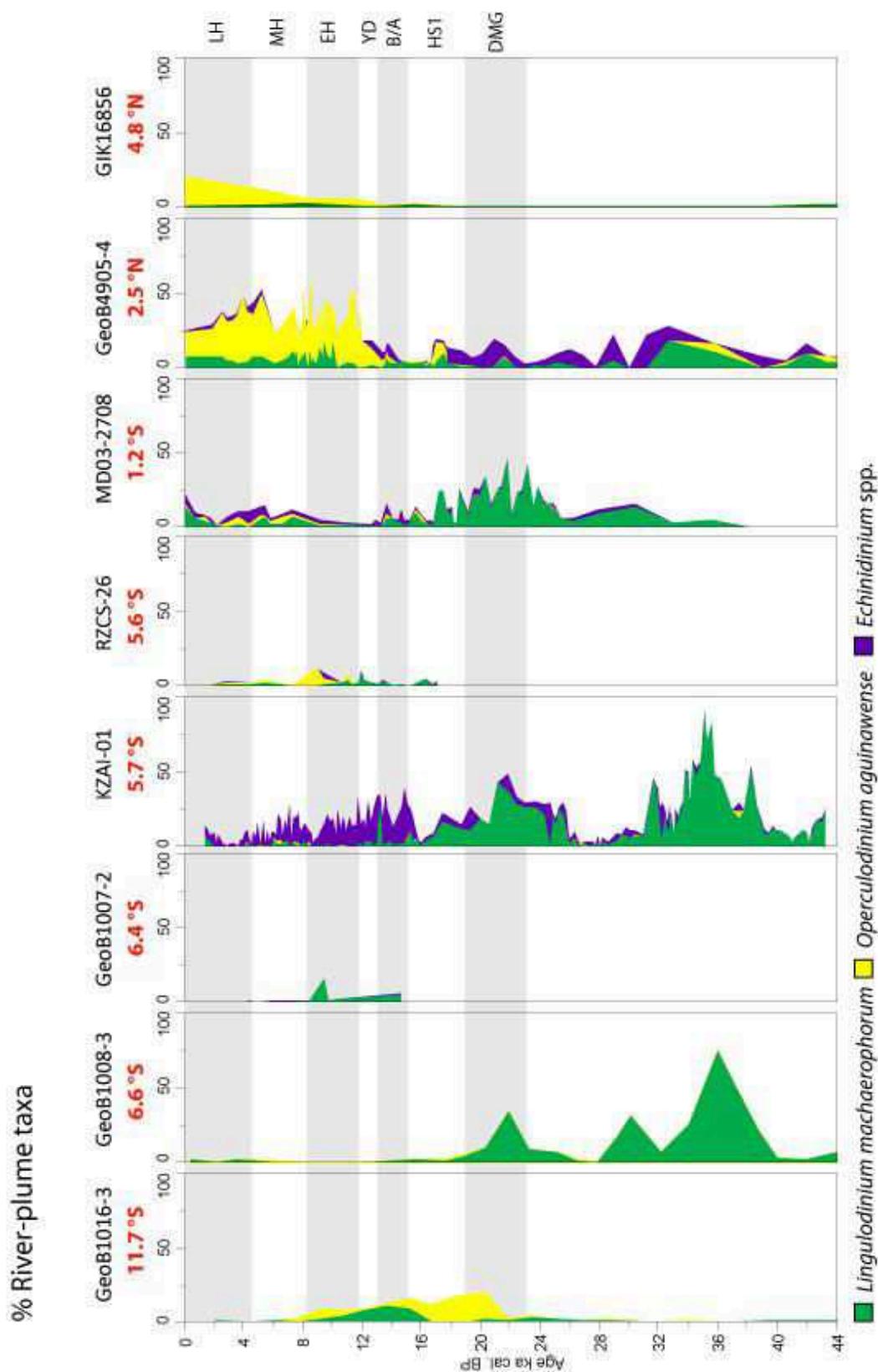


Figure 81 Pourcentages cumulés des espèces typiques des environnements de panaches fluviales. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude.

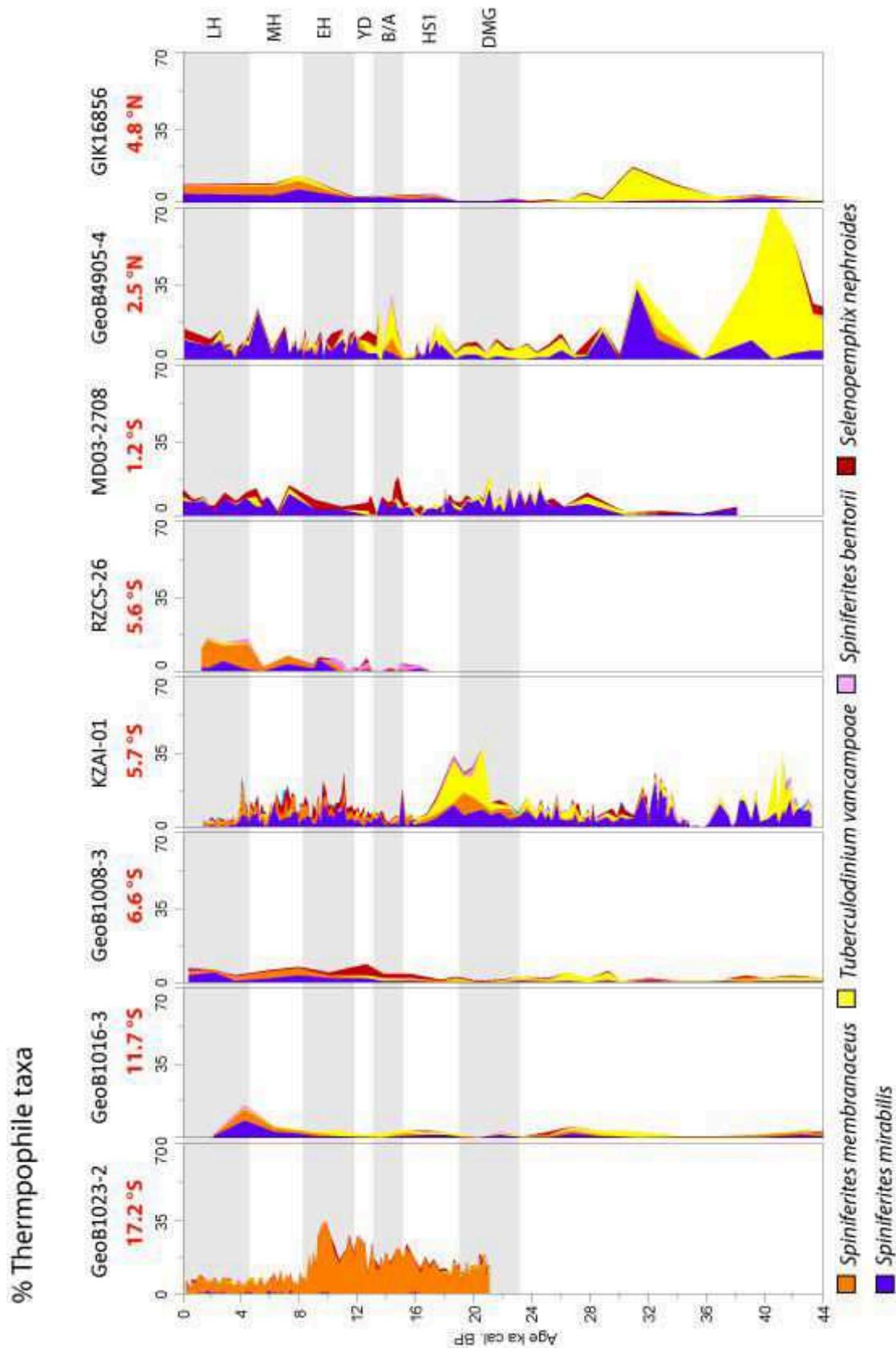


Figure 82 Pourcentages cumulés des espèces thermophiles. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude.

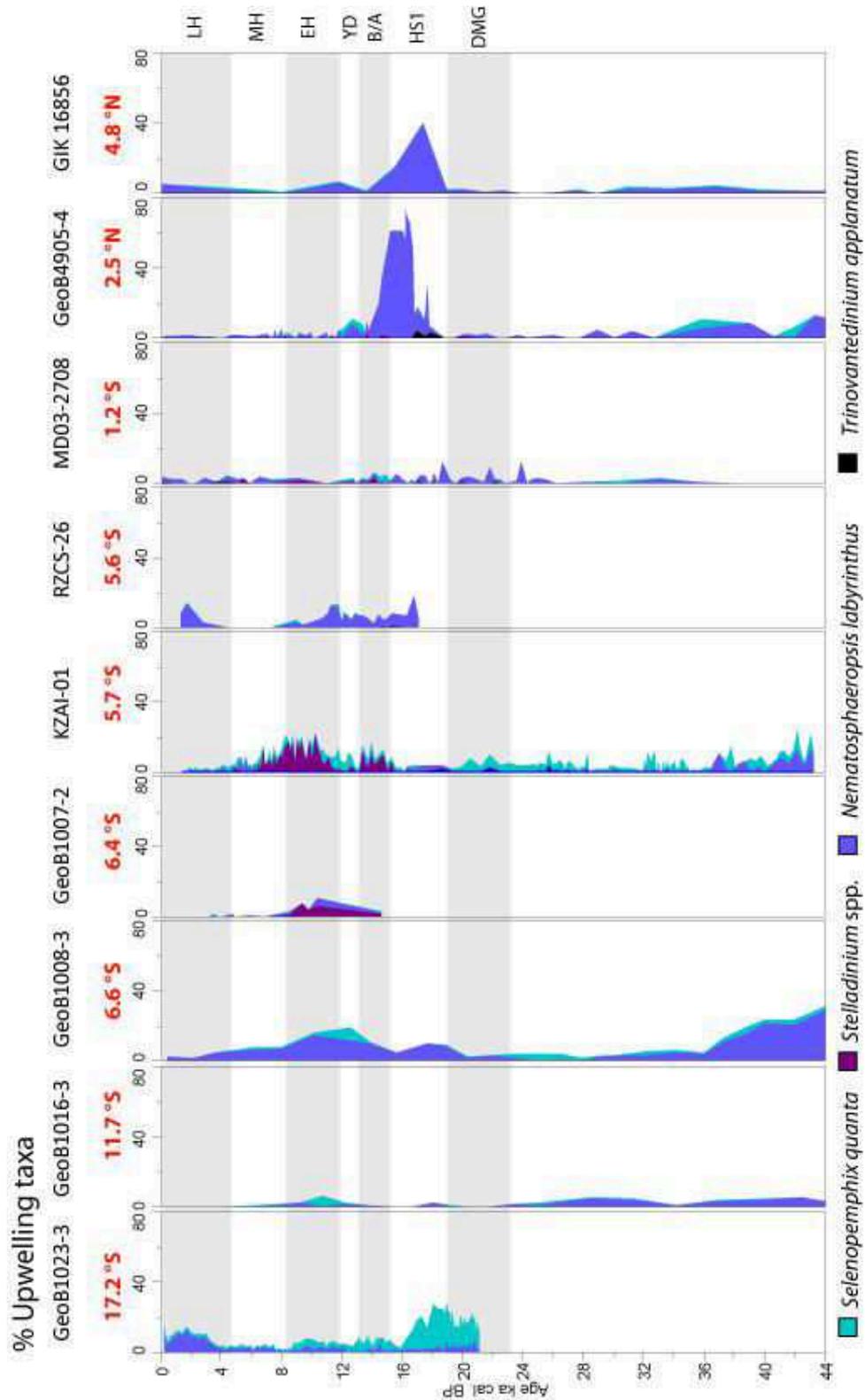


Figure 83 Pourcentages cumulés des espèces typiques des environnements d'upwelling. Les différentes carottes sont ordonnées en fonction de leur latitude qui est affichée en rouge. Sont également représentées par des bandes grises et blanches les fenêtres temporelles choisies dans cette étude.

3.5. Evolution temporelle régionale des assemblages dinokystes en Atlantique est-tropical depuis le DMG

3.5.1. Situation actuelle

3.5.1.1. Décharges fluviales

La correspondance entre les espèces dinokystes caractéristiques de panache fluviale et les précipitations apparaît de manière très forte, avec une dichotomie nette entre les sites localisés sur la côte le long de l'équateur, présentant des abondances élevées, et les sites en zone arides situés au sud, faiblement représentés par des taxons-type de panache fluviale (Figure 84).

3.5.1.2. SST versus taxons thermophiles

La correspondance entre les SST et les taxons thermophiles est très bonne, avec un gradient nord-sud très marqué dans l'abondance des taxons thermophiles (Figure 84). Il est cependant à noter qu'au sud de l'équateur ces espèces sont quasiment absentes des assemblages, pour être restreintes à la bande équatoriale principalement, où les eaux de surface dépassent 27°C (Figure 84). Ces espèces sont donc visiblement des traceurs d'eaux chaudes équatoriales, et non un traceur de températures plus élevées au sens large.

3.5.1.3. Espèces d'upwelling

Les anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale présentent des valeurs de plus en plus négatives du nord vers le sud, traduisant la présence de cellules d'upwelling, principalement dans la région du Benguela, mais également le long de la côte de l'Angola et du Congo (Figure 84), ainsi que vers le nord-ouest, conséquence probable du transport de ces eaux froides par les courants BC et SEC (Lass et Mohrholz, 2008). La relation avec les taxons d'upwelling est moins évidente. Les plus fortes abondances apparaissent certes dans la zone du Benguela (Figure 84), mais également dans la carotte GIK16856, alors qu'il n'y a pas d'upwelling dans la région, tandis que les sites du Congo et de l'Angola ne présentent aucune de ces espèces malgré la présence attestée de cellules d'upwelling.

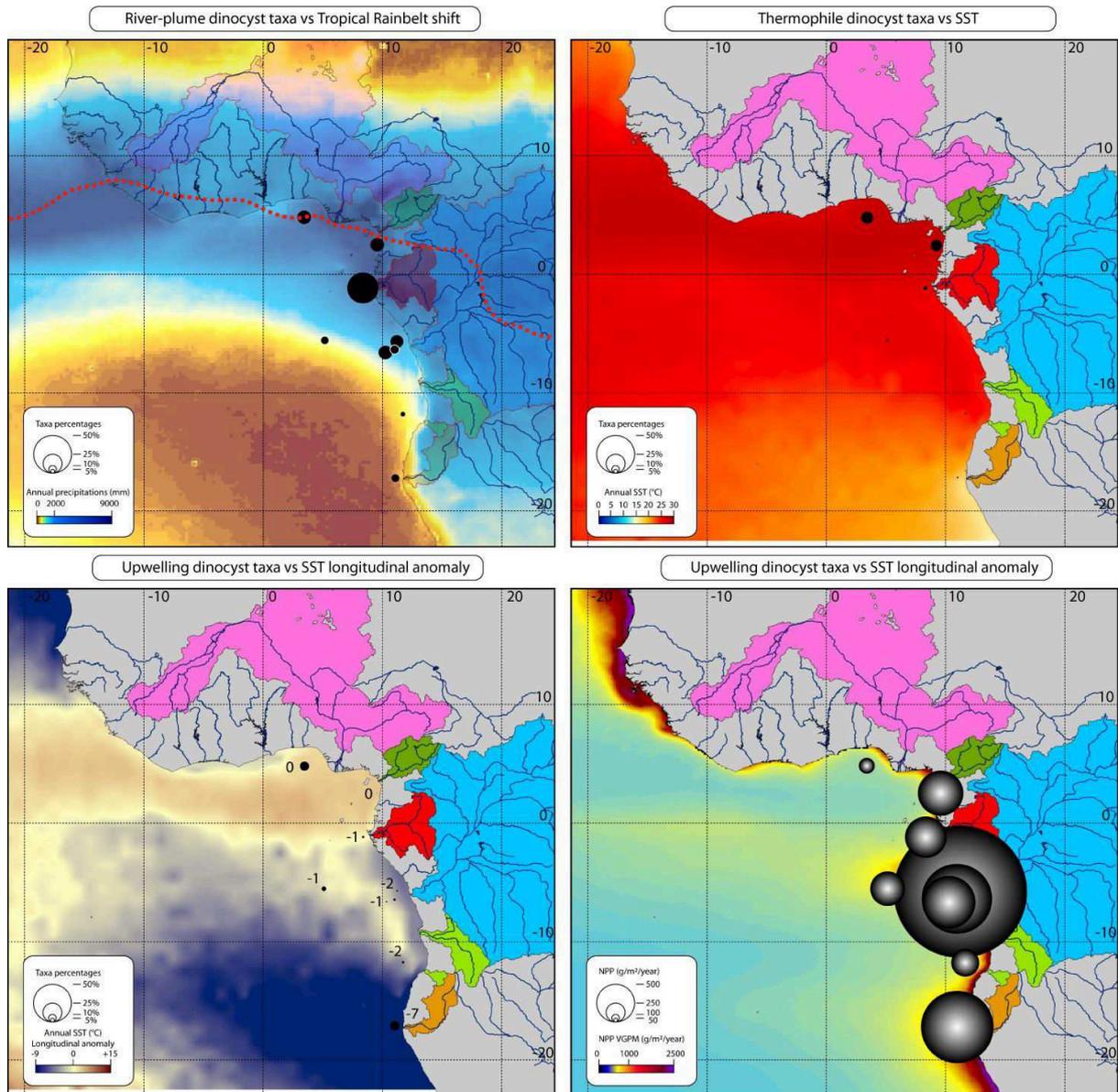


Figure 84 Etat moderne des assemblages dinokystes en fonction des paramètres environnementaux discutés dans cette synthèse : abondance des kystes de panaches fluviales au regard des précipitations annuelles (données TRMM) dont la localisation moyenne de la ceinture des pluies est illustrée en rouge tireté; abondance des espèces thermophiles par rapport aux SST annuelles tirées du WOA2013; abondances des espèces d'upwelling par rapport aux anomalies de SST calculées par la moyenne latitudinale des SST. Les données chiffrées indiquées sur la carte correspondent aux anomalies par rapport au site de chaque carotte. Valeurs de NPP annuelles aux coordonnées de chaque carotte de la zone d'étude.

3.5.2. Dernier Maximum Glaciaire (23-19 ka BP)

3.5.2.1. *Activité de la mousson*

Selon les reconstructions effectuées dans la littérature (Arbuszewski et al., 2013 ; McGee et al., 2014), la ceinture des pluies tropicales se situait dans l'Océan Atlantique environ 7° plus au sud que sa position actuelle (Figure 85), occasionnant ainsi une réduction des précipitations au nord et une augmentation des précipitations au sud. Les précipitations durant le DMG simulées par les modèles CCSM4, MIROC-ESM et MPI-ESM-P (Hijmans et al., 2005; Watanabe et al., 2011; Cook et al., 2011; Jiang et al., 2015) présentent un gradient nord-sud, avec -17% dans le bassin du Niger et +2% dans le bassin du Cunene (Figure 85), démontrant ainsi ce mouvement des pluies vers le sud. Cependant, alors que dans l'hémisphère nord les déficits sont marqués, les bassins austraux ne profitent que très peu de cet apport en pluies. Les espèces de panache fluviatile traduisent bien cette tendance puisque l'on constate une quasi absence de ces taxons dans les carottes équatoriales GIK16856 et GeoB4905-4, tandis que leur abondance est nettement plus importante dans les régions du panache du Congo et du panache de l'Ogooué (Figure 85). Ceci démontre la pertinence du signal dinokyste au regard des études basées sur d'autres méthodologies. Il faut cependant noter que la forte abondance de taxons de panaches fluviatiles peut être biaisé par l'impact du niveau marin, qui plus faible à l'époque raccourcit la distance la côte, qui est un forçage déterminant pour les espèces concernées.

3.5.2.2. *Températures de surface*

Les reconstructions de SST présentent le DMG comme une période plus froide de 2 à 4°C dans la zone d'étude (Figure 85), avec des minima situés au niveau des carottes GeoB4905-4 et GeoB1008-3, traduisant peut-être un refroidissement supplémentaire lié au contexte fluviatile de ces zones. La distribution des espèces thermophiles au DMG met en évidence de faibles pourcentages dans la zone équatoriale, au profit des régions de l'Ogooué et du Congo. Ceci est conforme avec le schéma général du gradient thermique inter-hémisphérique au niveau de la ceinture des pluies. Ainsi, consécutivement au refroidissement des hautes latitudes boréales, la zone intertropicale se réchauffe, et *vice-versa* (Stocker, 1998). Le fait que les espèces thermophiles et les espèces de panache fluviatile réagissent de pair démontre la grande sensibilité des dinokystes face à ces modifications géographiques des paramètres environnementaux.

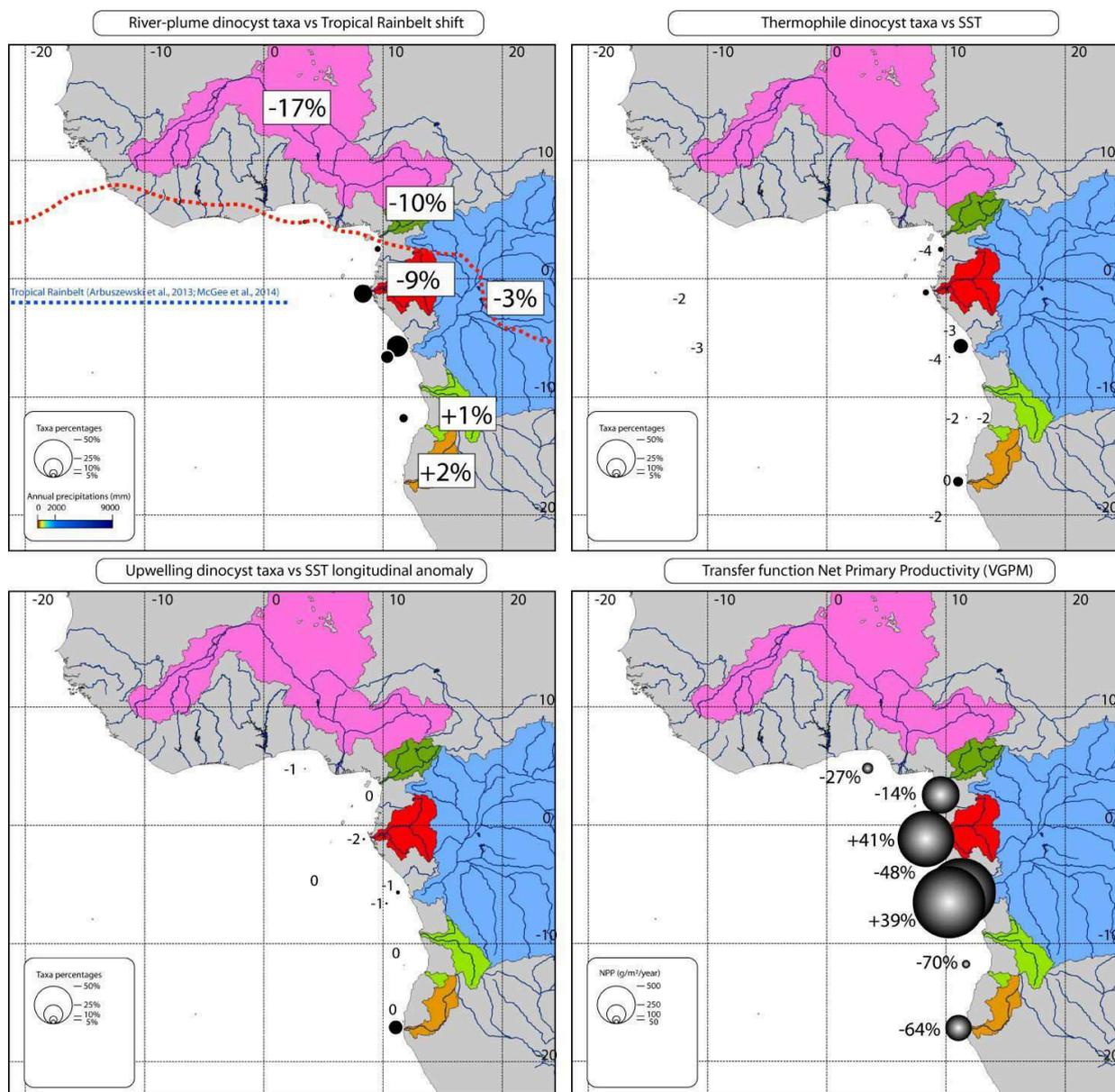


Figure 85 Reconstitution des environnements au cours du DMG : abondance des kystes de panache fluviale au regard de la position supposée de la ceinture de pluies en bleu tireté ainsi que les anomalies de précipitations entre les valeurs modernes et les simulations moyennées des modèles CCSM4, MIROC-ESM et MPI-ESM-P (Hijmans et al., 2005) ; abondance des kystes thermophiles associées aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert ; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte par différentes couleurs.

3.5.2.3. *Activité des cellules d'upwelling*

Les données de susceptibilité magnétique et les ratios « *dust / river* » dans la région (Bleil et al., 1988; Collins et al., 2011) démontrent une vigueur maximale des cellules d'upwelling pendant le DMG, à l'instar de l'ensemble de la dernière période glaciaire. Les résultats de fonction de transfert vis-à-vis des anomalies longitudinales de SST présentent des valeurs nulles sur la majorité de la zone d'étude, y compris dans la zone du Benguela (Figure 85). Ceci suggère une atténuation de l'activité des cellules d'upwelling sur l'ensemble de la zone, en dehors des panaches du Congo et de l'Ogooué. Ce schéma semble conforter la faible présence d'upwelling exclusivement d'origine fluviale dans la zone durant le DMG. Cependant, les espèces caractéristiques de conditions d'upwelling sont quasiment absentes sur l'ensemble de la zone, en dehors de la région du Benguela (Figure 85).

3.5.2.4. *Productivité primaire*

L'application de la fonction de transfert sur l'ensemble des carottes étudiées présente des valeurs de NPP plus élevées dans la région du Congo (Figure 85), à l'exception de la région du Benguela nettement moins productive que les autres sites, contrairement à la configuration moderne qui présente cette région comme la deuxième zone la plus productive après celle du Congo. Il est à noter également que les contrastes géographiques sont nettement moins marqués au DMG qu'aujourd'hui (Figures 85 et 86), traduisant potentiellement une homogénéisation à grande échelle des conditions trophiques de surface. Toutefois, la domination des régions fluviales du Congo et de l'Ogooué en termes de NPP démontre de nouveau le rôle prépondérant des fleuves sur les valeurs reconstruites (Figure 85). Enfin, à l'exception des carottes MD03-2708 et GeoB1008-3, les NPP sont systématiquement inférieures aux valeurs modernes, notamment dans la région du Benguela (Figure 85).

3.5.3. *Stadaire d'Heinrich 1 (HS1; 19-15 ka BP)*

3.5.3.1. *Activité de la mousson*

L'impact de l'évènement d'Heinrich 1 (HE1 défini dans l'Océan Atlantique Nord) sur la région tropicale (i.e. on parlera ici de HS1) correspond, selon la littérature, à une période d'aridité générale (Stager et al., 2011), dont la phase la plus sévère s'étend entre 17.8 et 16.3

ka BP (Bouimetarhan et al., 2012). Cette aridité atteint des proportions telles que le Lac Victoria, par exemple, le plus grand lac d'eau douce de la planète, a subi un assèchement complet à deux reprises entre 18 et 17 ka BP, ainsi qu'entre 15.9 et 14.2 ka BP (Stager et al., 2002). Les anomalies positives en précipitations en Afrique méridionale (Stager et al., 2011) ainsi que les modélisations de McGee et al. (2014) évoquent une migration de la ceinture des pluies d'environ 1° supplémentaire par rapport au stade atteint durant le DMG (Figure 86). La diminution drastique de l'abondance des espèces caractéristiques de panache fluviale sur l'ensemble de la zone confirme les observations faites dans la littérature. Il est également constaté un léger gradient nord-sud dans la distribution de leurs abondances, avec un maximum atteint au niveau de l'Angola dans la carotte GeoB1016-3 (Figure 86), confirmant de nouveau les études de Stager et al. (2011) sur les conditions plus humides enregistrées dans cette région sur HS1.

3.5.3.2. Températures de surface

Depuis le DMG, les eaux de surface se sont réchauffées d'environ 1°C en moyenne sur la zone d'étude (Figure 86) alors que, dans les hautes latitudes, un événement d'Heinrich est associé à un refroidissement sévère des températures. Nous avons ici la démonstration évidente de l'effet du *bipolar seesaw*, avec l'accumulation de chaleur dans l'océan tropical à la suite d'un défaut de transfert de chaleur vers les hautes latitudes (Stocker, 1998; Grimm et al., 2006). La seule exception notable concerne la région de l'Angola marquée par un refroidissement des eaux de surface par rapport au DMG (Figure 86). Cette carotte se situant dans la zone de balancement de l'ABFZ (Jansen et al., 1996), il n'est pas à exclure une migration vers le nord de ce front durant HS1 mais l'analyse basse résolution de Jansen et al. (1996) ne permet pas de le confirmer. Les abondances des espèces thermophiles sont faibles et un gradient croissant du nord vers le sud est observé suggérant des conditions plus favorables à leur développement drastiquement décalé vers le sud. Bien que les espèces thermophiles ne retranscrivent pas fidèlement le réchauffement général des eaux de surface durant HS1, elles présentent néanmoins une nouvelle fois la même distribution que celle observée pour les espèces de panache fluviale (Figure 86).

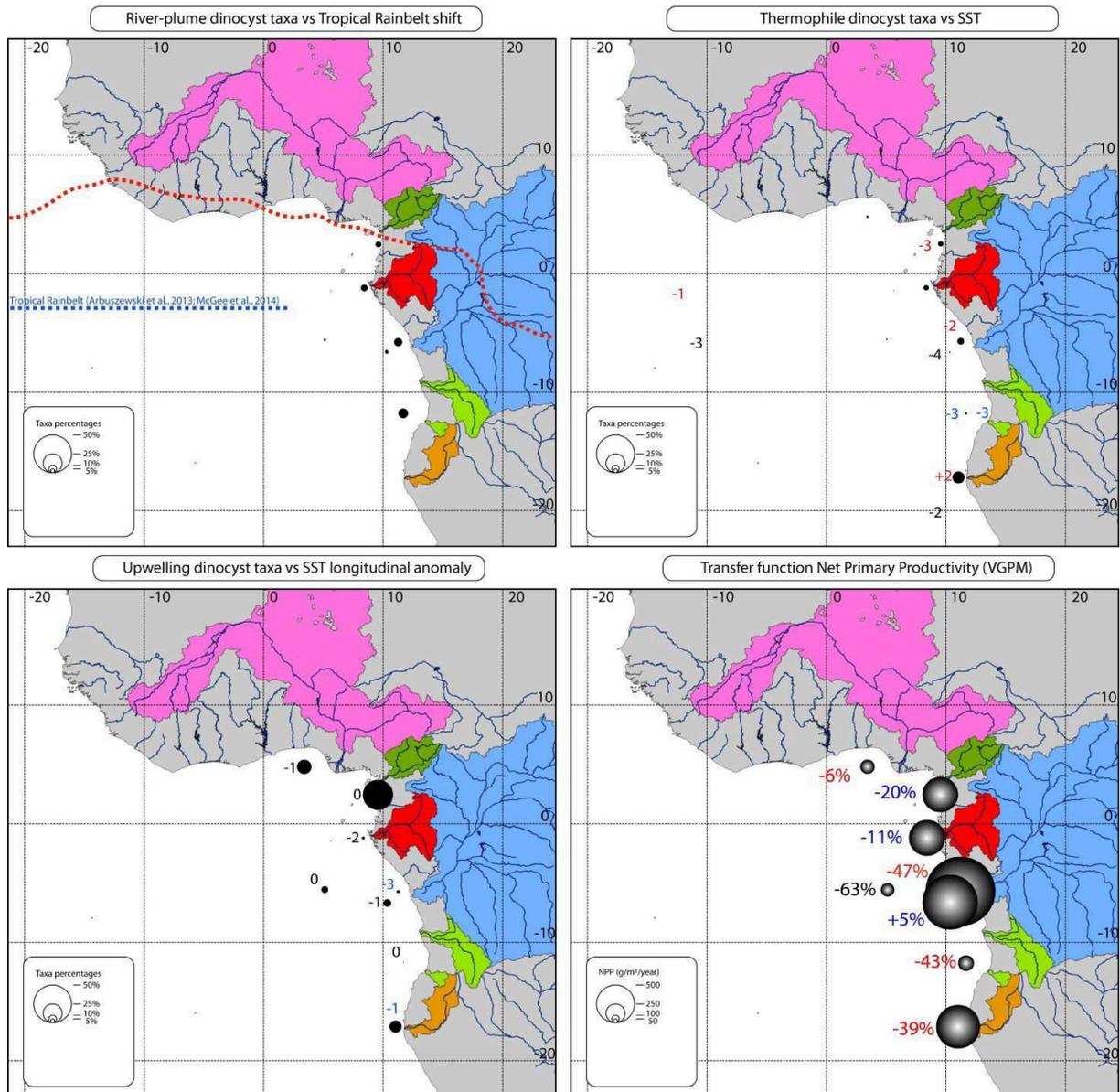


Figure 86 Reconstitution des environnements au cours de HS1 : abondance des kystes de panache fluviatile au regard de la position supposée de la ceinture de pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du DMG (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

3.5.3.3. *Activité des cellules d'upwelling*

A l'instar des autres événements d'Heinrich, HS1 est documenté comme étant une période où l'intensification de la circulation atmosphérique favorise l'activité des cellules d'upwelling (El Frihmat et al., 2015 ; Penaud et al., 2010, 2011). Cependant, dans la zone d'étude, les données de susceptibilité magnétique et le ratio « *dust / river* » (cf. 2^{ème} article de ce Chapitre) présentent un déclin de l'intensité des alizés dès 20 ka BP. Ainsi, durant HS1, les conditions seraient moins favorables au développement de cellules d'upwelling par rapport au DMG. Néanmoins, les espèces d'upwelling présentent des abondances relativement plus élevées que durant le DMG, plus particulièrement dans la zone équatoriale, tandis que les abondances les plus faibles se trouvent dans la région du Congo (Figure 86). Ce schéma est cohérent avec la position moyenne de la ceinture des pluies. En effet, la région du Congo, étant sans doute située sous la position moyenne de la ceinture des pluies, ne serait pas sous l'influence des alizés, tandis que la région équatoriale ainsi que la région du Benguela étaient probablement sous l'influence directe des alizés, favorisant ainsi la mise en place de courants d'upwelling. Enfin, on observe un creusement des anomalies longitudinales négatives dans la région du panache du Congo, soulignant une activité accrue des cellules d'upwelling, soit *via* le fleuve, soit *via* les alizés renforcés saisonnièrement.

3.5.3.4. *Productivité primaire*

L'augmentation des NPP intervient principalement dans la région du Benguela, mais également dans les carottes proximales du Congo (Figure 86), ce qui est assez conforme à la disposition actuelle des cellules d'upwelling (Figure 85), tandis que les NPP diminuent dans la bande équatoriale malgré la probable activité des cellules d'upwelling. On peut supposer que ces cellules sont trop peu actives pour compenser le déficit en nutriments d'origine continentale.

3.5.4. Bølling-Allerød (15-13 ka BP)

3.5.4.1. Activité de la mousson

Cette période correspond dans la littérature à une intensification importante de l'humidité sur le continent, au point d'avoir été incluse dans l'*African Humid Period* (deMenocal et al., 2000). Les modélisations de la position de la ceinture des pluies placent cette dernière à une latitude quasi identique à sa position actuelle (Figure 87). Or, les assemblages dinokystes ne présentent pas la même configuration qu'aujourd'hui, ce qui pourrait signifier que la latitude n'est pas le seul facteur à prendre en compte pour déterminer les conditions hygrométriques dans la zone d'étude. On constate surtout une plus forte abondance en espèces de panache fluviale au large du Congo, ce qui sous-entend que le parcours de la ceinture des pluies sur le continent devait passer par le bassin du Congo et que les conditions seraient restées relativement arides en dehors de ce bassin.

3.5.4.2. Températures de surface

Les reconstructions des SST présentent cette période comme une phase de réchauffement climatique avec des valeurs environ 2°C en dessous de la moyenne actuelle (Figure 87), s'inscrivant toutefois dans un contexte de réchauffement global (Shakun et al., 2012). La seule exception concerne la région de l'embouchure du Congo, observée par la carotte GeoB6518-1, où les SST ont baissé par rapport à la période précédente (Figure 87). Les pourcentages des espèces thermophiles augmentent partout, en comparaison avec HS1, en accord avec le réchauffement observé. Les fortes abondances reconstruites dans la région du Benguela sont inattendues dans la mesure où il s'agit d'une région marquée par des cellules d'upwelling barocliniques très puissantes où les eaux sont constamment plus froides que les eaux équatoriales de près de 10°C. Cette anomalie est entièrement dominée par l'espèce *S. membranaceus* qui se trouve pourtant aujourd'hui exclusivement dans la zone équatoriale. D'autres processus qui nous restent méconnus auraient contribué à sa présence.

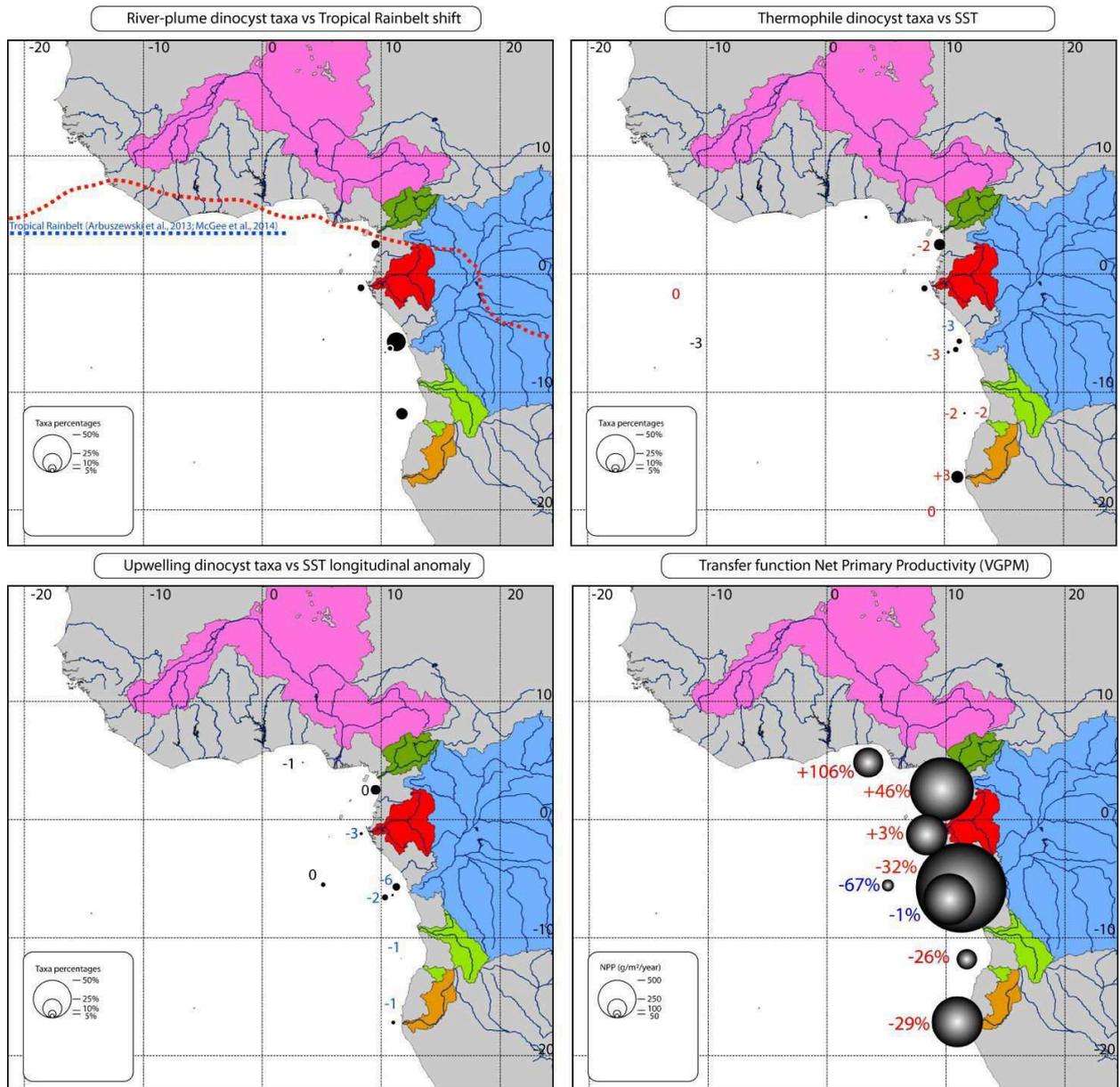


Figure 87 Reconstitution des environnements au cours du Bølling-Allerød : abondance des kystes de panache fluviale au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de HSI (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

3.5.4.3. *Activité des cellules d'upwelling*

Les espèces caractéristiques des cellules d'upwelling sont quasiment absentes durant cette période, spécialement dans la région du Benguela, tandis que leur présence est essentiellement cantonnée aux régions équatoriales et congolaises (Figure 87). Ainsi, les résultats de la fonction de transfert présentent un creusement général des anomalies longitudinales négatives, jusqu'à -6°C sur le site de la carotte KZAI-01. L'abondance des espèces d'upwelling dans cette même zone, combinée aux taxons typiques de panache fluviale dominés par *Echinidinium* spp., attestent d'un accroissement des cellules d'upwelling généré par les fleuves Congo et Ogooué. De plus, le fait que les régions australes présentent également un accroissement des cellules d'upwelling est cohérent avec la migration vers le nord de la ceinture des pluies, soumettant de nouveau ces régions aux alizés.

3.5.4.4. *Productivité primaire*

Les NPP présentent une augmentation générale des valeurs sur toute la zone, en dehors des sites les plus distaux, suggérant ainsi que le phénomène est exclusivement côtier, probablement dû à une faible extension du panache du Congo (Figure 87). Ceci est cohérent avec la relative aridité observée par les taxons caractéristiques de panache fluviale. On observe également une limite située entre le Congo et l'Ogooué : les NPP dépassent les valeurs modernes au nord, tandis que les NPP restent inférieures aux observations actuelles au sud de cette limite (Figure 87).

3.5.5. Younger Dryas (13-11.5 ka BP)

3.5.5.1. *Activité de la mousson*

Le Younger Dryas apparaît dans les régions tropicales comme une période d'aridification similaire à un événement d'Heinrich mais moins sévère (Abell and Plug, 2000; Andres et al., 2003; Garcin et al., 2007). Les simulations de McGee et al (2014) mettent en évidence une migration significative de la ceinture des pluies, dans la mesure où cette dernière revient aux alentours de sa position atteinte au DMG (Figure 88).

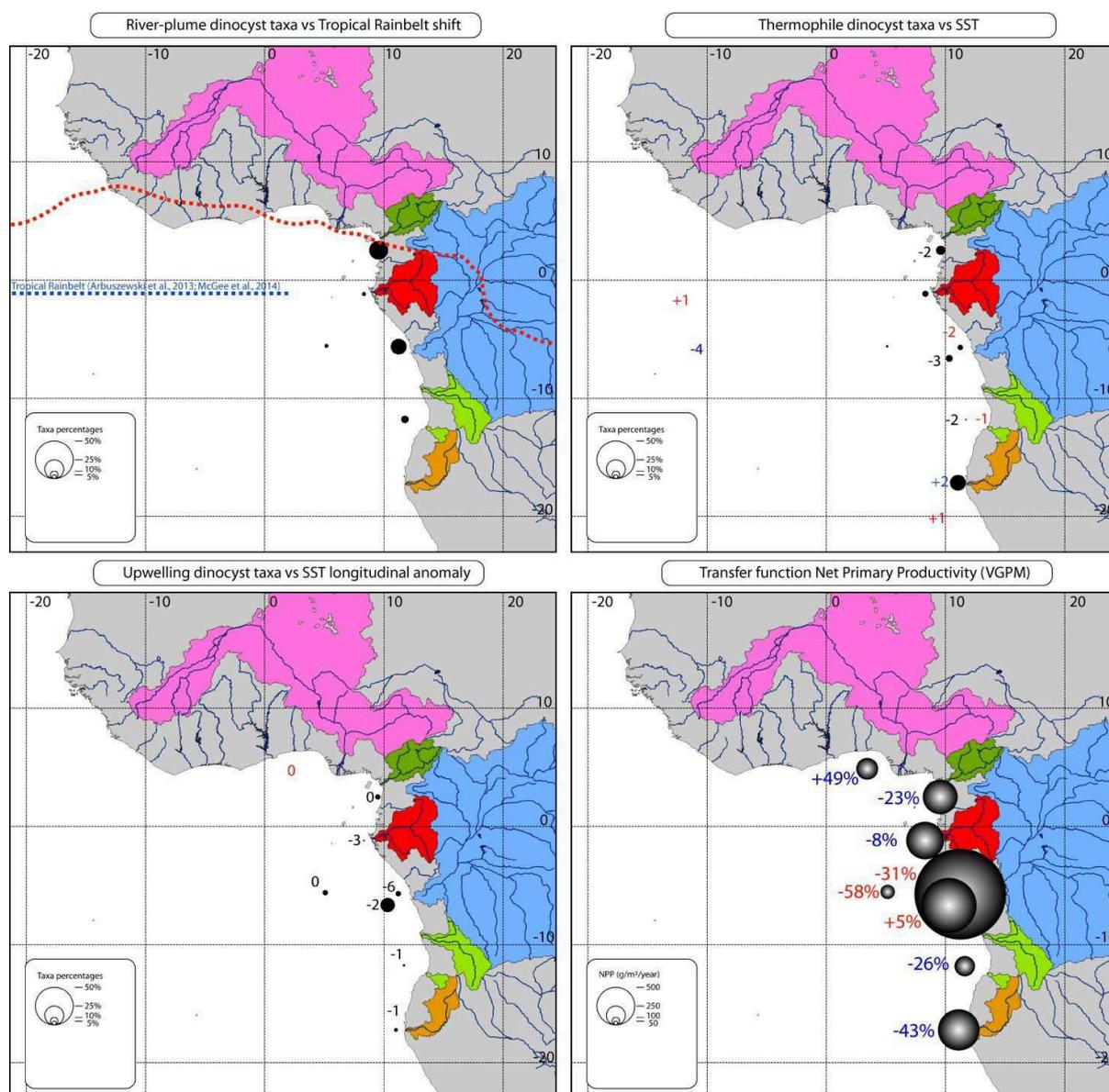


Figure 88 Reconstitution des environnements au cours du Younger Dryas : abondance des kystes de panache fluvial au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tiré; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du B/A (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

La distribution des taxons caractéristiques de panache fluviale est relativement conforme à ce qui a été présenté pour le DMG, i.e. de fortes abondances au large des fleuves Sanaga et Congo, avec cependant une quasi absence de ces dernières à la sortie du fleuve Ogooué signant probablement une phase d'aridité sur son bassin versant. Durant cette période, le parcours de la ceinture des pluies sur le continent évitait probablement le bassin de l'Ogooué et se situait plus au sud le long de la côte congolaise. Cette configuration aurait provoqué également une phase d'aridité sur le bassin du Sanaga, mais la chaîne des Monts Cameroun aurait pu aussi impliquer des précipitations accrues par effet d'altitude, de même que les monts éthiopiens aujourd'hui.

3.5.5.2. *Températures de surface*

Les reconstructions de SST mettent en évidence une stagnation des températures durant cette période, avec cependant plusieurs sites présentant un réchauffement (Figure 88), faisant écho à ce qui a été décrit précédemment pour HS1. Par effet du *bipolar seesaw*, l'océan tropical tendrait ainsi à se réchauffer par rapport aux hautes latitudes. Sur un alignement SE-NO, deux sites présentent toutefois un refroidissement dans les régions où passent les courants froids du Benguela et du SEC. On pourrait ainsi supposer un renforcement de ces courants au cours de cette période. En observant les espèces thermophiles seules, la baisse de leurs pourcentages dans toute la zone, à l'exception du Benguela, sous-entendrait un recul des eaux équatoriales (Figure 88), probablement perturbées par les courants d'upwelling.

3.5.5.3. *Activité des cellules d'upwelling*

Les traceurs de l'intensité des alizés démontrent un déclin très fort de leur intensité, les cellules d'upwelling forcées par les vents devraient ainsi être faiblement influentes dans la zone. Les observations vont en ce sens, dans la mesure où les espèces d'upwelling sont quasiment absentes de toutes les carottes, à l'exception de la carotte GeoB1008-3. La stabilisation des anomalies longitudinales par rapport au B/A, et ce, dans des valeurs particulièrement négatives, dénotent de l'installation dans le temps de puissants courants d'upwelling générés par les fleuves Congo et Ogooué.

3.5.5.4. Productivité primaire

Cette période correspond dans la zone à un effondrement de la productivité primaire, surtout dans la région équatoriale (Figure 88), tandis que seule la région du panache du Congo présente une augmentation des valeurs de NPP en conséquence d'un renforcement de l'upwelling fluviatile qui, pour la première fois, est assez puissant pour influencer les NPP jusqu'au site de la carotte RZCS-26 (Figure 88).

3.5.6. Holocène Inférieur (11.5-8.2 ka BP)

3.5.6.1. Activité de la mousson

Les différentes reconstructions de l'intensité de la mousson africaine (Bonnefille et Chalié, 2000; Caley et al., 2011; Hardy et al., 2016), ainsi que les configurations orbitales (Berger et Loutre, 1991; Tuenter et al., 2003), démontrent que cette période correspond à la période la plus humide des derniers 45 000 ans. C'est également à partir de cette période que les simulations de la position de la ceinture des pluies placent cette dernière à une latitude plus au nord que sa position actuelle (Arbuszewski et al., 2013). Les taxons caractéristiques de panache fluviatile présentent de faibles pourcentages sur l'ensemble de la zone d'étude, à l'exception de la carotte GeoB4905-4 où les pourcentages augmentent très fortement (Figure 89). Cette configuration est cohérente dans la mesure où la migration vers le nord de la ceinture des pluies délaisse peu à peu les bassins autres que celui du Sanaga et du Niger. En revanche, la carotte GIK16856 située à l'ouest du delta du Niger ne présente aucune occurrence au niveau des taxons de panache fluviatile. Le panache du fleuve aurait pu être dévié vers l'est par une intensification du NECC, excluant ainsi la carotte de l'influence du panache du Niger.

3.5.6.2. Températures de surface

Selon les reconstructions de SST, le réchauffement est généralisé jusqu'à atteindre des valeurs de 1°C sous les valeurs modernes, exception faite de la région du Benguela où les SST dépassent de 2-3 °C les températures modernes (Figure 89). Les assemblages thermophiles cependant ne retranscrivent pas ce réchauffement global, avec notamment la persistance de cette configuration atypique dans la région du Benguela (Figure 89).

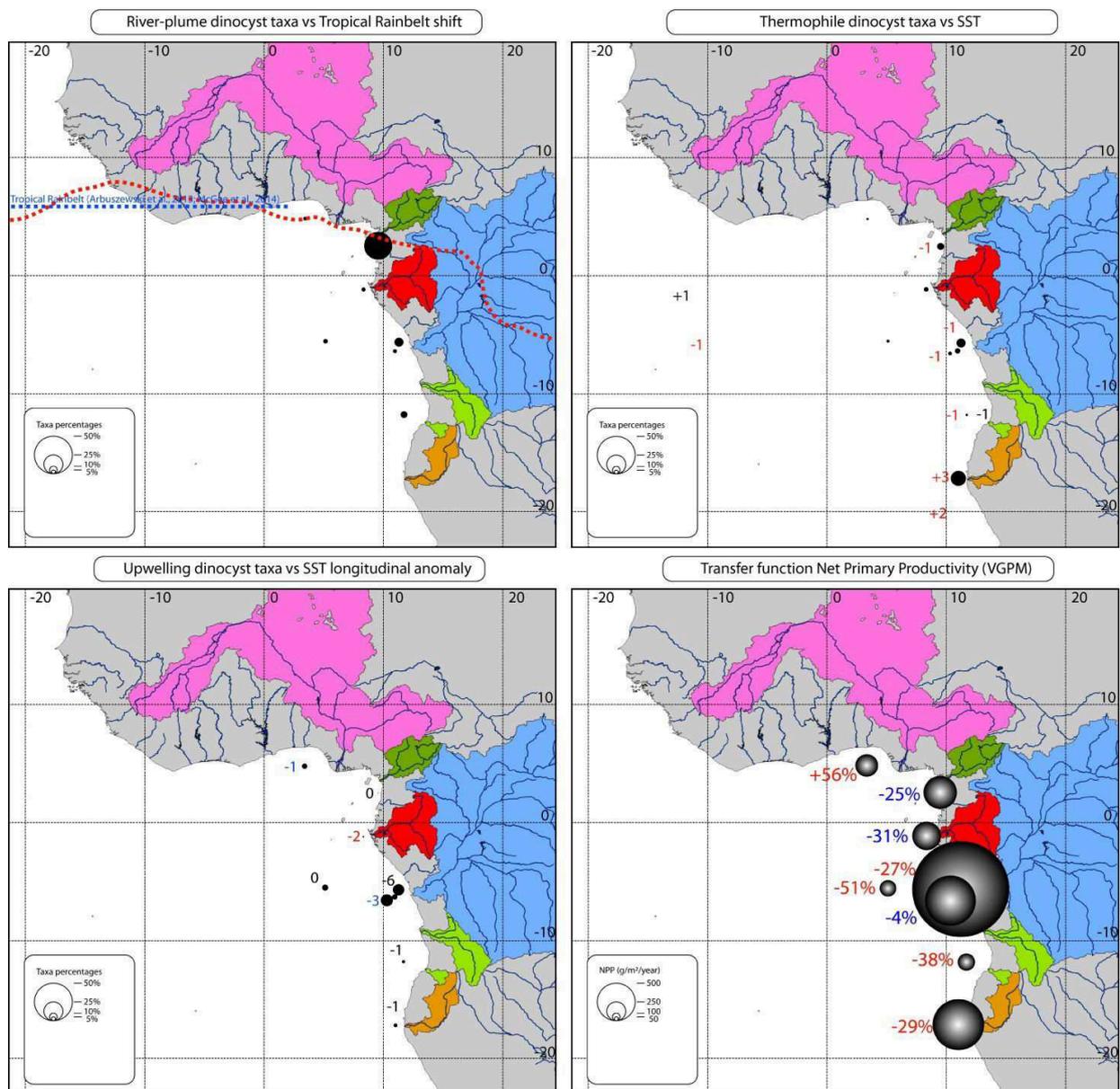


Figure 89 Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène inférieur : abondance des kystes de panache fluviale au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente du YD (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

3.5.6.3. *Activité des cellules d'upwelling*

La situation ne change pas par rapport au YD avec le maintien de la présence de taxons caractéristiques de cellule d'upwelling au large du Congo (Figure 89). Cependant, un phénomène intéressant peut être mis en évidence au niveau de la carotte GeoB1008-3, avec un refroidissement des SST par rapport à la moyenne latitudinale. Cette évolution résulte probablement d'une extension vers le large de l'upwelling fluviatile, traduisant la puissance du fleuve à cette époque, et ce, de manière cohérente avec les conditions hydrologiques documentées dans la littérature.

3.5.6.4. *Productivité primaire*

La domination absolue de la région du Congo en termes de NPP reconstruites démontre le rôle de premier plan de la mousson sur les conditions trophiques de surface (Figure 89). Les régions équatoriales, quant à elles, présentent un déclin des NPP, à l'exception de la carotte GIK16856 qui présente des NPP supérieures à la période moderne, malgré l'absence de taxons caractéristiques de panache fluviatile. Ceci impliquerait d'autres processus influant sur les NPP dans cette zone.

3.5.7. *Holocène Moyen (8.2-4.2 ka BP)*

3.5.7.1. *Activité de la mousson*

Cette période est documentée comme étant relativement complexe concernant le comportement de la mousson. Si en effet cette période correspond à un palier de *l'African Humid Period*, c'est également durant cette période que différents auteurs placent la fin de cette période humide (cf. 1^{er} article de ce Chapitre pour une compilation des différentes chronologies de l'AHP). Les modèles présentent des précipitations plus élevées sur l'ensemble des bassins versants par rapport à la période moderne (Figure 90). Aussi, des taxons caractéristiques de panache fluviatile sont plus abondants au large de l'Ogooué et du Congo par rapport à l'Holocène inférieur (Figure 90), et ce, malgré la position de la ceinture des pluies légèrement plus au nord de sa position actuelle. Cette configuration démontre que la largeur de la ceinture des pluies était plus marquée qu'aujourd'hui.

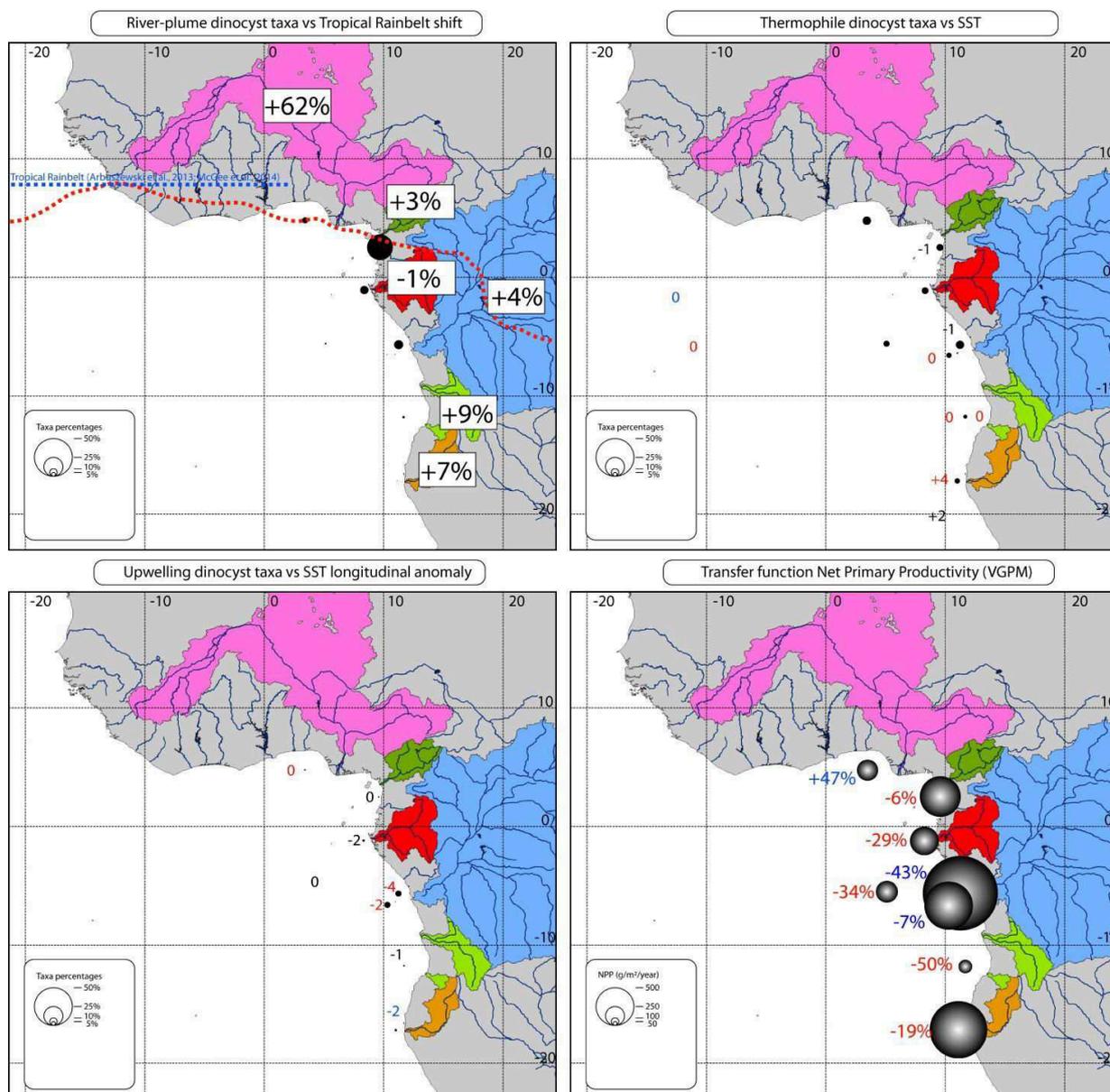


Figure 90 Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène moyen : abondance des kystes de panache fluvial au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de l'Holocène inférieur (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

3.5.7.2. Températures de surface

C'est durant cette période que les SST atteignent les températures modernes, bien que dans la zone du Benguela les SST sont sensiblement plus élevées qu'aujourd'hui (Figure 90). On observe également que les espèces thermophiles, bien que faiblement abondantes, sont réparties de manière homogène dans la zone équatoriale et dans le secteur du Congo, ce qui semble démontrer un élargissement de la zone chaude équatoriale. Ceci est cohérent dans la mesure où l'extension de la chaleur équatoriale est un préalable permettant à la ceinture des pluies de s'étendre.

3.5.7.3. Activité des cellules d'upwelling

Durant cette période, deux phénomènes retiennent notre attention. Le premier concerne la zone du Benguela où les anomalies longitudinales de SST deviennent plus négatives, traduisant un accroissement de l'activité des cellules d'upwelling dans la région (Figure 90). Le deuxième consiste en l'effet inverse dans la région du Congo, avec une réduction des anomalies négatives, signant un affaiblissement de l'upwelling fluvial, en conséquence de la réduction des décharges fluviales. Les espèces caractéristiques des cellules d'upwelling ont quasiment disparu, en dehors de la région du Congo, ce qui correspond à la configuration de l'Holocène Inférieur avec des valeurs inférieures.

3.5.7.4. Productivité primaire

La zone d'étude présente des NPP en augmentation par rapport à l'Holocène inférieur sauf dans le cas du Congo où l'affaiblissement de l'upwelling fluvial se traduit par une baisse immédiate des valeurs de NPP (Figure 90). Durant cette période, l'intensité des alizés atteint un minimum. Ainsi, l'augmentation des NPP est probablement due à l'accroissement des décharges fluviales suite à l'extension latitudinale de la ceinture des pluies.

3.5.8. Holocène supérieur (4.2-Actuel ka BP)

3.5.8.1. *Activité de la mousson*

L'ensemble des auteurs ayant étudié *l'African Humid Period* présentent l'Holocène supérieur comme une aridification significative du continent africain. Cette aridification résulte d'une légère migration de la ceinture des pluies vers le sud, pour atteindre finalement sa position actuelle (Figure 91). La répartition géographique des taxons caractéristiques de panache fluvial met en évidence des conditions nettement plus arides qu'aujourd'hui, avec un gradient très marqué entre la zone équatoriale soumise à d'importantes décharges fluviales et le Congo, tandis que les observations modernes présentent une distribution géographique plus homogène entre l'équateur et le Congo (Figures 85 et 92).

3.5.8.2. *Températures de surface*

Les reconstructions de SST mettent en évidence des différences de températures plus ou moins importantes par rapport aux valeurs modernes suivant la région (Figure 91), soit causées par un changement de température survenue dans les temps récents, soit causées par les divergences entre les proxies utilisés pour reconstruire les SST et les valeurs issues des mesures instrumentales. La distribution des espèces thermophiles diffère également de la période moderne. En effet, le gradient nord-sud n'est pas encore mis en place, avec au contraire une répartition homogène jusqu'au fleuve Ogooué, tandis que le maximum d'abondance des taxons thermophiles se situe au niveau de la carotte RZCS-26. Il est possible que le gradient thermique soit fonction de la distance à la côte, dans la mesure où il a été démontré la présence de cellules d'upwelling côtier dans la zone (Marret et al., 2006). Ceci suggérerait que les eaux chaudes équatoriales seraient déportées vers le large, mais le manque de carottes hauturières ne permet pas de le vérifier.

3.5.8.3. *Activité des cellules d'upwelling*

La tendance observée au cours de l'Holocène moyen se poursuit avec un renforcement des cellules d'upwelling dans la région du Benguela (Figure 91), tandis que l'upwelling fluvial du Congo se résorbe toujours plus, jusqu'à atteindre des anomalies identiques aux valeurs

modernes (Figures 6 et 13). Ainsi, les conditions d'upwelling se stabilisent durant cette période et n'ont pas présenté d'évolution notable depuis.

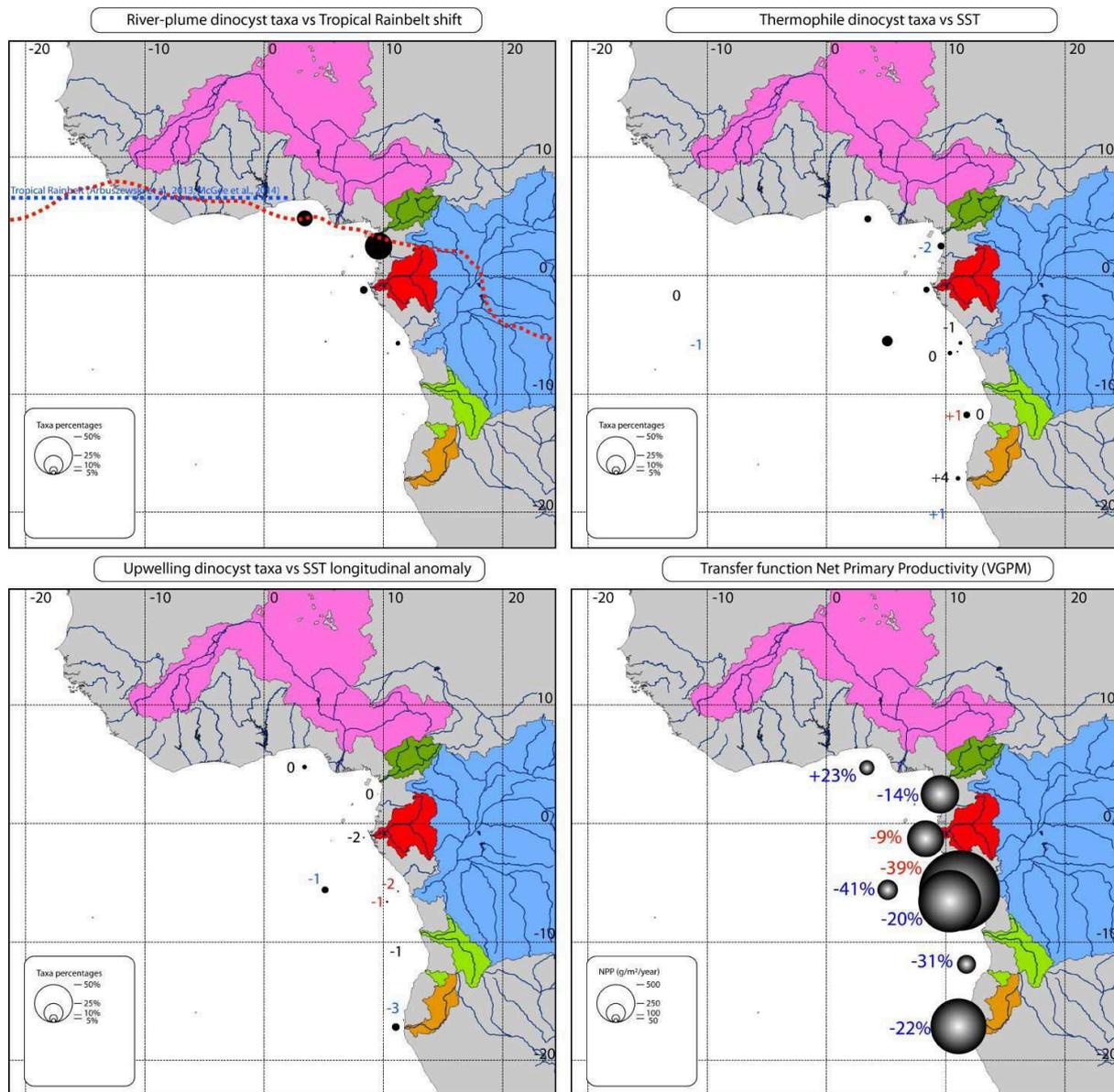


Figure 91 Reconstitution des environnements au cours de l'Holocène supérieur : abondance des kystes de panache fluviale au regard de la position supposée de la ceinture des pluies en bleu tireté; abondance des kystes thermophiles associés aux anomalies de SST par rapport aux valeurs modernes ; abondance d'espèces d'upwelling au regard des anomalies de SST par rapport à la moyenne latitudinale déduite par la fonction de transfert; productivités primaires déduites de la fonction de transfert (NPP-VGPM) associées à leurs anomalies vis-à-vis de la période moderne. Les principaux bassins versants alimentant la zone d'étude sont représentés sur la carte. La coloration des valeurs affichées sur la figure correspond à la tendance observée par rapport à la fenêtre temporelle précédente de l'Holocène moyen (rouge : augmentation, bleu : diminution, noir : stable).

3.5.8.4. Productivité primaire

Les valeurs de NPP obtenues *via* la fonction de transfert présentent des valeurs très différentes des mesures modernes, avec des valeurs moyennes inférieures de 25 % par rapport à la période. Ceci pourrait attester d'une récente augmentation rapide des NPP.

3.6. Bilan

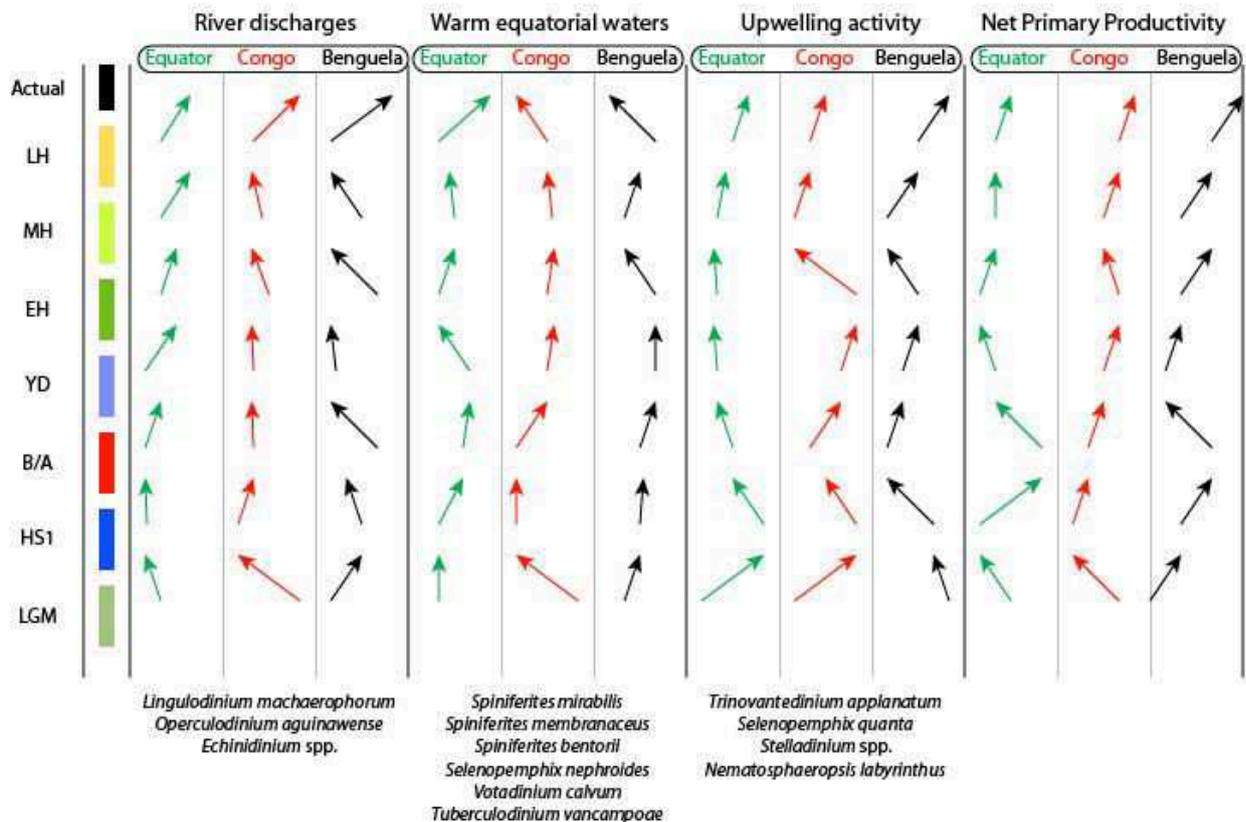


Figure 92 Résumé des tendances observées entre chaque fenêtre temporelle suivant un découpage en 3 grandes régions de la zone d'étude, ainsi qu'en fonction des principaux messages environnementaux discutés. En guise de rappel, les espèces représentant les signaux environnementaux discutés sont signalées en bas de figure. L'angle et la longueur des flèches correspondent à l'intensité de la variation.

La synthèse des variations observées dans les différentes régions (Figure 92) démontre leurs relatives indépendances, dans la mesure où leurs évolutions depuis le DMG sont distinctes les unes des autres. La seule exception concerne le paramètre upwelling, qui présente un profil similaire dans la région du Congo et Benguela (Figure 92), laissant supposer que le fonctionnement des courants d'upwelling dans les deux régions est connecté. Il est à noter également que les variations les plus significatives observées dans la zone d'étude surviennent essentiellement lors de la transition DMG / HS1 (Figure 92), ainsi que durant la transition EH / MH, traduisant des périodes de rupture nette sur le plan environnemental. Enfin, la transition LH / période moderne est également remarquable, bien que ceci puisse être lié à la divergence entre les mesures instrumentales et les reconstructions fossiles.

Ainsi, les reconstructions régionales de l'environnement tropical depuis le DMG démontrent la grande robustesse des assemblages dinokystes au regard des autres proxies communément déployés dans ce secteur. Il apparaît notamment que les taxons de panache fluviale sont extrêmement cohérents et sensibles aux changements observés au niveau de la mousson africaine. De même, les espèces thermophiles, malgré quelques rares incohérences, suivent assez bien le signal de mousson en retranscrivant assez fidèlement les changements en termes de gradients thermiques. En ce qui concerne l'activité des cellules d'upwelling, il est nettement plus fiable de se baser sur les sorties de fonction de transfert qui retracent bien, notamment, l'activité de l'upwelling induite par le fleuve.

Afin de perfectionner cette synthèse, il serait nécessaire de traiter d'autres données disponibles sur les différentes carottes discutées, notamment les signaux terrigènes, ainsi que de comparer les données dinokystes avec des modèles régionaux (cf. collaboration en cours avec P. le Mézo et M. Kageyama). Enfin, une révision générale des modèles d'âge de chacune des carottes devra être entreprise.

CONCLUSION

Ce projet de thèse avait pour objectif de discuter la variabilité climatique haute fréquence ayant affecté l'Océan Atlantique est tropical au cours des derniers 45 000 ans. Ce secteur géographique a permis de discuter les connexions liant le domaine océanique (i.e. informations délivrées par les assemblages de kystes de dinoflagellés ou dinokystes) et le domaine continental (i.e. paléo-décharges fluviales du fleuve Congo déduites de données géochimiques sédimentaires), *via* la mise en parallèle des conditions océaniques de surface avec la variabilité de la mousson africaine à l'échelle orbitale et sub-orbitale.

Pour mener à bien ce travail, trois carottes couvrant des périodes de temps différentes ont été analysées : i) la carotte KZAI-01 (43.2-1.3 ka BP), très peu étudiée avant cette thèse et n'ayant fait l'objet que d'analyses géochimiques sédimentaires (Bayon et al., 2012), ii) la carotte RZCS-26 (env. 1 500-1.3 ka BP), principalement étudiée dans le cadre de la thèse de Tristan Hatin (2016) portant sur les assemblages diatomées, et iii) la carotte GeoB4905-4 (54-0.2 ka BP), la plus fournie en études précédemment valorisées (SST, TOC, analyses semi-quantitatives de type XRF, assemblages dinokystes basse résolution). Aussi, afin d'établir une synthèse régionale élargie, d'autres carottes disposant de proxies micropaléontologiques, palynologiques ou géochimiques publiés ont été ajoutées afin de discuter la migration latitudinale des fronts atmosphériques et océaniques majeurs, tels que la ceinture des pluies tropicales, la zone chaude équatoriale océanique, ou encore les cellules d'upwelling, depuis le Niger jusqu'aux eaux namibiennes du Benguela.

Les dinokystes, outils principaux de cette étude, sont issus d'organismes phytoplanctoniques très diversifiés aujourd'hui depuis les basses jusqu'aux hautes latitudes. La distribution actuelle des dinokystes dans les sédiments de surface reflète les processus hydrologiques de surface mais aussi, indirectement, des informations continentales liées à l'advection en nutriments par les grands fleuves côtiers. Bien que les dinokystes possèdent l'avantage, contrairement aux microorganismes à tests carbonatés ou siliceux, d'être affranchis des effets de dissolution, le nombre d'études basées sur cet outil demeure assez faible en zone tropicale. La principale raison réside dans le fait que ce secteur est faiblement productif en dinoflagellés, du fait d'une très forte compétition avec les diatomées. De plus, les concentrations en dinokystes fossilisés dans les sédiments sont généralement très faibles au

regard de ce qui est plus communément reconstruit dans l'Atlantique Nord. Cependant, les assemblages de dinokystes présentent l'avantage de pouvoir fournir une estimation quantifiée des paramètres hydrologiques de surface par le biais de la fonction de transfert dinokystes développée pour l'Océan Atlantique tropical (Marret et al., 2008). Cette thèse a d'ailleurs permis de réaliser un travail approfondi de mise à jour de la base de données dinokystes modernes et des données environnementales qui leurs sont associées (température et salinité de surface, productivité primaire, mais aussi nouveaux ajouts: densité de l'eau, saisonnalité, ou encore anomalies de températures par rapport à la moyenne latitudinale). Outre l'ajout de nouveaux sites géographiques disposant d'assemblages modernes, nous avons nettoyé la base de données en supprimant les sites considérés trop vieux (>1000 ans) ou insuffisamment concentrés en dinokystes (<100 kystes).

En bilan, cette thèse a mis en lumière plusieurs éléments :

- Les assemblages de dinokystes sur la carotte KZAI-01 ont révélé une grande sensibilité aux effets de la précession, avec des environnements chauds et soumis à de fortes décharges fluviales observés en contexte de minima de l'indice de précession (déglaçiation et MIS3). Cette configuration se retrouve amplifiée par les effets de l'obliquité, le maximum d'obliquité survenu durant la dernière déglaciation et l'Holocène accentuant ainsi le caractère chaud et humide reconstruit dans le secteur d'étude. Malgré la position australe de la carotte KZAI-01, cette dernière enregistre des épisodes chauds et humides durant une configuration de précession normalement favorable aux latitudes subtropicales de l'hémisphère nord. La principale explication provient probablement du fait que plus de la moitié du débit du fleuve Congo provient de cours d'eau eux-mêmes majoritairement situés dans l'hémisphère nord.

- La comparaison entre les carottes KZAI-01 et RZCS-26 démontre l'effet du gradient littoral/distal, avec une forte présence de taxons hauturiers dans la carotte RZCS-26 tandis que la KZAI-01 conserve un signal proximal tout au long de la séquence. Cependant, ce constat change durant l'Holocène. Les assemblages sur les carottes sont plus homogènes et signent probablement un panache fluvial assez puissant pour atteindre le site le plus hauturier.

- La comparaison des données dinokystes avec celles de la carotte GeoB4905-4 se fait principalement dans le cadre de la synthèse régionale. La principale observation réside dans le décalage temporel du retour à des conditions humides au cours de la déglaciation : les assemblages traduisent un environnement soumis aux apports continentaux à partir de 15.5 ka

BP sur la carotte KZAI-01, tandis que ces mêmes taxons n'apparaissent qu'à partir de 12 ka BP dans la carotte GeoB4905-4. Nous avons donc ici la démonstration d'une migration de la ceinture des pluies vers le nord durant la dernière déglaciation.

- Les résultats issus de la fonction de transfert démontrent le rôle primordial du fleuve Congo dans l'évolution de la productivité primaire au cours du temps. Les cellules d'upwelling côtier sont actives durant la dernière période glaciaire mais les plus fortes productivités sont enregistrées durant la dernière déglaciation. Il est suggéré que cette productivité pourrait essentiellement être soutenue par un mécanisme d'upwelling généré par le fleuve.

- Le Dernier Maximum Glaciaire présente une signature atypique. Bien que les études antérieures présentent cette période comme étant généralement plus froide de 4 à 6 °C par rapport à la période actuelle, ainsi que caractérisée par des conditions généralement plus arides, les assemblages présents durant cette période sont typiques des environnements équatoriaux, i.e. chauds ainsi que dessalés en raison des décharges fluviales conséquentes. Cette configuration pourrait être engendrée par une migration vers le sud des masses d'eau équatoriales, en lien avec la migration vers le sud de la ceinture des pluies. Ceci signifierait que la signature équatoriale sur le site de la carotte KZAI-01 serait une conséquence d'une migration latitudinale des fronts hydrologiques. Il est également possible qu'à la suite des conditions arides, le panache fluvial et son upwelling se retirent de la région, favorisant ainsi un réchauffement des eaux, doublé d'une stratification importante.

- L'aperçu régional des assemblages démontre que les espèces de panache fluvial ainsi que les espèces thermophiles retranscrivent fidèlement les migrations latitudinales des fronts hydrologiques, de même que les changements relatifs à l'extension latitudinale de ces fronts. Ainsi, ces espèces sont largement représentées à tous les endroits de la zone d'étude durant l'Optimum Holocène, signifiant ainsi un élargissement de la zone équatoriale ainsi que de la ceinture des pluies, elle-même située plus au nord qu'aujourd'hui. A l'inverse, durant le Bølling-Allerød, la ceinture des pluies se situait au même niveau qu'aujourd'hui, alors que les espèces de panache fluvial et thermophiles n'étaient présentes que dans une bande latitudinale très restreinte. Les assemblages permettent donc de discuter l'extension latitudinale en plus de la migration des fronts hydrologiques.

-Enfin, une première tentative d'inter-comparaisons modèles (IPSL, M. Kageyama et P. Le Mézo)-données a été réalisée pendant cette thèse. Outre la remarquable cohérence entre les

tendances observées à l'échelle saisonnière entre les modèles et les données, avec un régime bimodal observé quelle que soit la période discutée, la distribution des saisons est identique entre les deux méthodes. De plus, les simulations IPSL ont permis de fournir des données environnementales préindustrielles de productivité primaire qui ont été incrémentées dans la fonction de transfert dinokyste afin de faire correspondre les assemblages dinokystes dits « modernes » avec des valeurs probablement plus correctes. En effet, les sédiments de surface correspondent généralement à des dépôts sur plusieurs siècles, pour lesquels les moyennes instrumentales des dernières années ou décennies ne reflètent pas forcément les conditions hydrologiques de surface les plus pertinentes.

PERSPECTIVES

La première piste de réflexion concerne la suite immédiate de ce travail, i.e. la synthèse régionale proposée en fin du Chapitre IV, ébauche d'une 3ème publication. En effet, il s'agira, entre autres, de mettre à jour la stratigraphie de chaque séquence sédimentaire utilisée dans la synthèse, en re-calibrant les datations ^{14}C brutes mais également en ajoutant d'autres pointeurs stratigraphiques pour leurs modèles d'âge. Par exemple, les modèles d'âge de deux carottes de la synthèse (GeoB200148-3 et GeoB1016-3) pourraient être revus en corrélant leurs jeux de données avec le signal isotopique planctonique LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005) plutôt que SPECMAP (Martinson et al., 1987). En outre, d'autres signaux pourraient servir à ces corrélations stratigraphiques et notamment les signaux terrigènes fournis par les analyses semi-quantitatives XRF. La comparaison des données de cette synthèse avec les modèles IPSL sera également effectuée, et sera principalement axée sur les mouvements de la ceinture des pluies, les changements dans les gradients de chaleur, ainsi que les variations spatiales de la productivité primaire, notamment le gradient distal/proximal discuté dans la région du Congo. Nous pourrions ainsi démontrer que les kystes de dinoflagellés constituent un outil fiable pour reconstituer les changements passés des paramètres environnementaux sus-cités, qui sont d'ordinaires étudiés essentiellement par des méthodes géochimiques et/ou isotopiques.

En outre, grâce à ce travail de révision stratigraphique, il sera possible de discuter pour la première fois dans la région du Stade Isotopique 3, caractérisé par des variations climatiques haute fréquence de forte amplitude, dont les effets sont encore mal connus dans la bande intertropicale, essentiellement du fait des difficultés d'établir des modèles d'âge suffisamment robustes pour discuter de ces variations haute fréquence.

Les reconstructions de la productivité primaire au cours du dernier cycle climatique alimentent le débat sur le rôle encore mal quantifié de la biomasse dans le cycle du carbone, avec les conséquences que cela entraîne sur le climat mondial.

Le croisement entre les données de cette thèse et celle du travail de thèse de Maxence Guillermic (**Evolution passée des sources et puits de carbone océaniques en réponse au changement climatique**) pourrait permettre de répondre à cette question, au travers de deux

stages de Master 1. L'un des stages consistera à appliquer les analyses chimiques telles que le Bore, ainsi que des analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) sur les sédiments de la carotte KZAI-01 couvrant les dernier 44000 ans, tandis que l'autre stage consistera à effectuer des comptages de dinokystes avec application de la fonction de transfert sur le forage d'étude de la thèse de Maxence Guillermic dans l'océan Pacifique, c'est-à-dire le forage ODP138-847b, couvrant les derniers 6 millions d'années. A cette occasion seront ajoutées de nouvelles données environnementales à la base de données modernes utilisées par la fonction de transfert, telles que le PH ainsi que la pression partielle de CO_2 dans l'océan (pCO_2). Ce travail permettra de comparer les valeurs fournies par les protocoles chimiques avec les valeurs fournies par la fonction de transfert, afin de démontrer si les kystes de dinoflagellés constituent un proxy fiable de ces deux paramètres. Ainsi, il sera possible d'établir un lien direct entre la productivité primaire fournie par la fonction de transfert et le couple de données PH- pCO_2 .

Il convient d'ajouter que les comptages de dinokystes sur le forage ODP138-847b constitue une première en la matière, dans la mesure où cette région de l'Océan Pacifique est vierge en données de ce genre, tant en termes d'assemblages de surface, utilisés dans les atlas modernes, qu'en termes de reconstructions paléoenvironnementales, dont l'Océan Pacifique équatorial en est dénué. Ces données pourront ainsi être valorisées dans une publication.

Cette constatation ramène à la question de la représentativité des atlas modernes, encore largement lacunaires sur certaines portions de l'océan mondial, que ce soient les régions centrales de l'Océan Atlantique et Indien, voire la quasi-totalité de l'Océan Pacifique, ce qui signifie que tous les environnements marins potentiels ne sont pas encore contraints par quelque étude d'assemblages de dinokystes. Afin de fournir des résultats toujours fiables et précis, il est par conséquent nécessaire de développer ces atlas mondiaux, bien que ce développement soit dépendant de la localisation des campagnes en mer, notamment les campagnes *Meteor*, premiers fournisseurs d'échantillons de surface, bien que ces campagnes se déroulent essentiellement dans l'Océan Atlantique. Il n'en demeure pas moins qu'à l'heure actuelle, plusieurs milliers de carottes ont été extraites dans ce bassin océanique, constituant ainsi un excellent réservoir de données potentielles.

L'ensemble de ces travaux contribuera au comblement progressif des lacunes sur nos connaissances à propos d'une région et/ou d'une époque donnée afin, à terme, de dresser un

portrait exhaustif du climat mondial à toutes les époques et de comprendre au mieux les mécanismes de forçage. Les analyses haute résolution sont essentielles pour comprendre les processus environnementaux détaillés étape après étape sur des événements climatiques précis et rapides, là où une étude basse résolution moyennerait des époques souvent radicalement différentes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abell, P.I., and Plug, I. (2000). The Pleistocene/Holocene transition in South Africa: evidence for the Younger Dryas event. *Global and Planetary Change* 26, 173–179.
- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S.P., Lambeck, K., Otto-Bliesner, B.L., Peltier, W.R., Tarasov, L., Peterschmitt, J.-Y., et al. (2015). Ice-sheet configuration in the CMIP5/PMIP3 Last Glacial Maximum experiments. *Geoscientific Model Development* 8, 3621–3637.
- Adegbe, A.T., Schneider, R.R., Röhl, U., and Wefer, G. (2003). Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 323–333.
- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B.L., Brook, E.J., Mayewski, P.A., Taylor, K.C., and White, J.W.C. (2004). A record of atmospheric CO₂ during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core: ICE CORE CO₂ DURING THE LAST 40 KYR. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109, n/a-n/a.
- Alberti, T., Lepreti, F., Vecchio, A., Bevacqua, E., Capparelli, V., and Carbone, V. (2014). Natural periodicities and north–south hemispheres connection of fast temperature changes during the last glacial period: EPICA and NGRIP revisited. *Climate of the Past Discussions* 10, 1129–1152.
- Alley, R.B. (2000). Ice-core evidence of abrupt climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 1331–1334.
- Alley, R., Mayewski, P.A., Peel, D., and Stauffer, B. (1996). Twin Ice Cores from Greenland Reveal History of Climate Change, More. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 77, 209.
- Álvarez-Solas, J., Montoya, M., Ritz, C., Ramstein, G., Charbit, S., Dumas, C., Nisancioglu, K., Dokken, T., and Ganopolski, A. (2011). Heinrich event 1: an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes. *Climate of the Past* 7, 1297–1306.
- Andres, M.S., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., and Röhl, U. (2003). Southern Ocean deglacial record supports global Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 515–524.
- Anhuf, D., Ledru, M.-P., Behling, H., Da Cruz, F.W., Cordeiro, R.C., Van der Hammen, T., Karmann, I., Marengo, J.A., De Oliveira, P.E., Pessenda, L., et al. (2006). Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 239, 510–527.
- Anka, Z., Séranne, M., Lopez, M., Scheck-Wenderoth, M., and Savoye, B. (2009). The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). *Tectonophysics* 470, 42–56.
- Antoine, D., and Morel, A. (1996). Oceanic primary production: 1. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 43–55.
- Antoine, D., André, J.-M., and Morel, A. (1996). Oceanic primary production: 2. Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 57–69.

- Arbuszewski, J.A., deMenocal, P.B., Cléroux, C., Bradtmiller, L., and Mix, A. (2013). Meridional shifts of the Atlantic intertropical convergence zone since the Last Glacial Maximum. *Nature Geosci* 6, 959–962.
- Aumont, O., and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochem. Cycles* 20, GB2017.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B. (2002). Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.
- Barber, R.T. (1992). Geologic and Climatic Time Scales of Nutrient Variability. In *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*, P.G. Falkowski, A.D. Woodhead, and K. Vivirito, eds. (Boston, MA: Springer US), pp. 89–106.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H., and Tachikawa, K. (2005). Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 24, 821–834.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R.L., Parrenin, F., Putnam, A.E., Skinner, L.C., Wolff, E., and Ziegler, M. (2011). 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science* 334, 347–351.
- Baro, A. (2007). *Les Cycles de Milankovitch*.
- Bayon, G., Dennielou, B., Etoubleau, J., Ponzevera, E., Toucanne, S., and Bermell, S. (2012). Intensifying Weathering and Land Use in Iron Age Central Africa. *Science* 335, 1219–1222.
- Behrenfeld, M.J., and Falkowski, P.G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42, 1–20.
- Berger, A.L. (1978). Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of Atmospheric Sciences* 35, 2362–2367.
- Berger, A., and Loutre, M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Berger, W.H., Smetacek, V., and Wefer, G. (1989). Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. *Productivity of the Oceans Present and Past: Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean, Berlin, 1988* (W H Berger, V S Smetacek, G Wefer, Eds) *Life Sciences Research Reports* 44, Wiley & Sons, Chichester 1–34.
- Berner, R.A., and Maasch, K.A. (1996). Chemical weathering and controls on atmospheric O₂ and CO₂: Fundamental principles were enunciated by J.J. Ebelmen in 1845. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1633–1637.
- Bigler, M., Röthlisberger, R., Lambert, F., Wolff, E.W., Castellano, E., Udisti, R., Stocker, T.F., and Fischer, H. (2010). Atmospheric decadal variability from high-resolution Dome C ice core records of aerosol constituents beyond the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews* 29, 324–337.
- Björck, S. (2007). *Younger Dryas oscillation, global evidence* (Elsevier).

Blanchard, J.L., Jennings, S., Holmes, R., Harle, J., Merino, G., Allen, J.I., Holt, J., Dulvy, N.K., and Barange, M. (2012). Potential consequences of climate change for primary production and fish production in large marine ecosystems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 367, 2979–2989.

Bleil, U., Brück, L., Rostek, F., Sobiesiak, M., and Spieß, V. (1988). Susceptibility measured on 25 sediment cores from METEOR cruise M6/6. Department of Geosciences, Bremen University.

Blunier, T., and Brook, E.J. (2001). Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* 291, 109–112.

Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., and Barnola, J.-M. (1997). Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas Event. *Geophysical Research Letters* 24, 2683–2686.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., et al. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.

Bonnefille, R., and Chalié, F. (2000). Pollen-inferred precipitation time-series from equatorial mountains, Africa, the last 40 kyr BP. *Global and Planetary Change* 26, 25–50.

Bosmans, J.H.C., Hilgen, F.J., Tuenter, E., and Lourens, L.J. (2015). Obliquity forcing of low-latitude climate. *Climate of the Past* 11, 1335–1346.

Bouimetarhan, I., Marret, F., Dupont, L., and Zonneveld, K. (2009). Dinoflagellate cyst distribution in marine surface sediments off West Africa (17–6°N) in relation to sea-surface conditions, freshwater input and seasonal coastal upwelling. *ResearchGate* 71, 113–130.

Bouimetarhan, I., Prange, M., Schefuß, E., Dupont, L., Lippold, J., Mulitza, S., and Zonneveld, K. (2012). Sahel megadrought during Heinrich Stadial 1: evidence for a three-phase evolution of the low- and mid-level West African wind system. *Quaternary Science Reviews* 58, 66–76.

Bradford, M.R. (1975). New dinoflagellate cyst genera from the recent sediments of the Persian Gulf. *Can. J. Bot.* 53, 3064–3074.

Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U., and Sarnthein, M. (1986). Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320, 129–133.

Bravo, I., and Figueroa, R. (2014). Towards an Ecological Understanding of Dinoflagellate Cyst Functions. *Microorganisms* 2, 11–32.

Bujak, J.P. (1984). Cenozoic Dinoflagellate Cysts and Acritarchs from the Bering Sea and Northern North Pacific, DSDP Leg 19. *Micropaleontology* 30, 180–212.

Bultot, F. (1971). Atlas climatique du Bassin Congolais / par Franz Bultot (Bruxelles: Ouvrage Publie Avec le Concours du Ministere Belge de L'Education Nationale et de la Culture).

Caballero-Gill, R.P., Clemens, S., and Prell, W. (2012). Antarctic Isotope Maxima events 24 and 25 identified in benthic marine $\delta^{18}\text{O}$: CURRENTS. *Paleoceanography* 27, n/a-n/a.

- Caley, T., Malaizé, B., Revel, M., Ducassou, E., Wainer, K., Ibrahim, M., Shoeaib, D., Migeon, S., and Marieu, V. (2011). Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon.' *Quaternary Science Reviews* 30, 3705–3715.
- Campbell, J., Antoine, D., Armstrong, R., Arrigo, K., Balch, W., Barber, R., Behrenfeld, M., Bidigare, R., Bishop, J., Carr, M.-E., et al. (2002). Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 9–1.
- Carr, M.-E., Friedrichs, M.A.M., Schmeltz, M., Noguchi Aita, M., Antoine, D., Arrigo, K.R., Asanuma, I., Aumont, O., Barber, R., Behrenfeld, M., et al. (2006). A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, 741–770.
- Carton, J.A., and Katz, E.J. (1990). Estimates of the zonal slope and seasonal transport of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. *Journal of Geophysical Research* 95, 3091.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., and Liebmann, B. (2004). The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate* 17, 88–108.
- Chelton, D.B., and Schlax, M.G. (1996). Global Observations of Oceanic Rossby Waves. *Science* 272, 234–238.
- Chiang, J.C.H. (2002). Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Chiang, J.C.H., Cheng, W., and Bitz, C.M. (2008). Fast teleconnections to the tropical Atlantic sector from Atlantic thermohaline adjustment: ATL TELECONNECTIONS FROM AMOC ADJUSTMENT. *Geophysical Research Letters* 35, n/a-n/a.
- Chylek, P., Folland, C.K., Lesins, G., and Dubey, M.K. (2010). Twentieth century bipolar seesaw of the Arctic and Antarctic surface air temperatures: BIPOLAR SEESAW OF POLAR TEMPERATURES. *Geophysical Research Letters* 37, n/a-n/a.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., and Marshall, S.J. (2005). Fresh arguments against the Shaw megaflood hypothesis. A reply to comments by David Sharpe on "Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event." *Quaternary Science Reviews* 24, 1533–1541.
- Cloern, J.E., Foster, S.Q., and Kleckner, A.E. (2014). Phytoplankton primary production in the world's estuarine-coastal ecosystems. *Biogeosciences* 11, 2477–2501.
- Collier, A.B., and Hughes, A.R.W. (2011). Lightning and the African ITCZ. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 73, 2392–2398.
- Collins, J.A., Schefuß, E., Heslop, D., Mulitza, S., Prange, M., Zabel, M., Tjallingii, R., Dokken, T.M., Huang, E., Mackensen, A., et al. (2011). Interhemispheric symmetry of the tropical African rainbelt over the past 23,000 years. *Nature Geosci* 4, 42–45.

- Cook, K.H., Meehl, G.A., and Arblaster, J.M. (2011). Monsoon Regimes and Processes in CCSM4. Part II: African and American Monsoon Systems. *J. Climate* 25, 2609–2621.
- Coriolis, G.-G. (1831). Mémoire sur les équations du mouvement relatif des systèmes de corps. *Journal de l'école Polytechnique* 24, 142–154.
- Cromwell, T. (1953). Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *Journal of Marine Research* 12, 196–213.
- Cromwell, T., Montgomery, R.B., and Stroup, E.D. (1954). Equatorial Undercurrent in Pacific Ocean Revealed by New Methods. *Science* 119, 648–649.
- da Cunha, L.C., and Buitenhuis, E.T. (2013a). Riverine influence on the tropical Atlantic Ocean biogeochemistry. *Biogeosciences* 10, 6357–6373.
- da Cunha, L.C., and Buitenhuis, E.T. (2013b). Riverine influence on the tropical Atlantic Ocean biogeochemistry. *Biogeosciences* 10, 6357–6373.
- Dale, B., Dale, A.L., and Jansen, J.H.F. (2002). Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments from the Congo deep-sea fan and adjacent regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 309–338.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., et al. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- DeConto, R.M., and Pollard, D. (2003). Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature* 421, 245–249.
- Deflandre, G., and Cookson, I. (1955). Fossil Microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary Sediments. *Marine and Freshwater Research* 6, 242.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347–361.
- deMenocal, P.B., Ruddiman, W.F., and Pokras, E.M. (1993). Influences of High- and Low-Latitude Processes on African Terrestrial Climate: Pleistocene Eolian Records from Equatorial Atlantic Ocean Drilling Program Site 663. *Paleoceanography* 8, 209–242.
- Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D., and Mcgee, D. (2012). The Relationship between ITCZ Location and Cross-Equatorial Atmospheric Heat Transport: From the Seasonal Cycle to the Last Glacial Maximum. *J. Climate* 26, 3597–3618.
- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., Lopez, M., Savoye, B., and Spy-Anderson, F.-L. (2003). Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo–Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaïAngo 1 and 2 cruises. *AAPG Bulletin* 87, 1145–1168.
- Duarte, C.M., and Agustí, S. (2011). Rapid carbon cycling in the oligotrophic ocean. *Biogeosciences Discussions* 8, 11661–11687.

- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., et al. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn* *40*, 2123–2165.
- Dupont, L. (2011). Orbital scale vegetation change in Africa. *Quaternary Science Reviews* *30*, 3589–3602.
- Dupont, L., and Behling, H. (2006). Land–sea linkages during deglaciation: High-resolution records from the eastern Atlantic off the coast of Namibia and Angola (ODP site 1078). *Quaternary International* *148*, 19–28.
- Dupont, L.M., and Weinelt, M. (1996). Vegetation history of the savanna corridor between the Guinean and the Congolian rain forest during the last 150,000 years. *Veget Hist Archaeobot* *5*, 273–292.
- Dupont, L.M., Marret, F., and Winn, K. (1998). Land-sea correlation by means of terrestrial and marine palynomorphs from the equatorial East Atlantic: phasing of SE trade winds and the oceanic productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* *142*, 51–84.
- Dupont, L.M., Schneider, R., Schmäuser, A., and Jahns, S. (1999). Marine - terrestrial interaction of climate changes in West Equatorial Africa of the last 190,000 years. *ResearchGate* *26*, 61–84.
- Dyez, K.A., Zahn, R., and Hall, I.R. (2014). Multicentennial Agulhas leakage variability and links to North Atlantic climate during the past 80,000 years. *Paleoceanography* *29*, 2014PA002698.
- Ebinger, C. (2005). Continental break-up: The East African perspective. *Astronomy and Geophysics* *46*, 2.16-2.21.
- Ehrenberg, C.G. (1836). Über das Massenverhältniss der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und über ein neues Infusorien-Conglomerat als Polierschiefer von Jastraba in Ungarn. *Königlich Akademie Der Wissenschaften Zu Berlin, Abhandlungen* *1*, 109–135.
- Ekman, V.W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. [Info:Edu-Jhu-Library/Collection/Brittlebooks/Id/Barcode/31151027498728](https://www.jhu.edu/libraries/brittlebooks/brittlebooks/id/barcode/31151027498728).
- Eppley, R.W. (1972). Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fishery Bulletin* *70*, 1063–1085.
- Evans, D.J.A., Clark, C.D., and Mitchell, W.A. (2005). The last British ice sheet : a review of the evidence utilised in the compilation of the glacial map of Britain. *Earth-Science Reviews*. *70*, 253–312.
- Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., et al. (2009). Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochem. Geophys. Geosyst.* *10*, Q07U05.
- F Fatela, R.T. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology* *45*, 169–174.
- Falkowski, P.G., and Raven, J.A. (2007). Aquatic photosynthesis.
- Fensome, R.A. (1993). A Classification of living and fossil dinoflagellates.

- Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L. (2008). Resolving the late Paleozoic ice age in time and space (Boulder, Colo: Geological Society of America).
- Frankham, R., Ballou, J.D., and Briscoe, D.A. (2004). A primer of conservation genetics (Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press).
- Frieler, P.A., and Clague, J.J. (2002). Younger Dryas readvance in Squamish river valley, southern Coast mountains, British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 21, 1925–1933.
- Frierson, D.M.W., Lu, J., and Chen, G. (2007). Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophysical Research Letters* 34.
- Frihmat, Y.E., Hebbeln, D., Jaaidi, E.B., and Mhammedi, N. (2015). Reconstruction of productivity signal and deep-water conditions in Moroccan Atlantic margin (~35°N) from the last glacial to the Holocene. *SpringerPlus* 4, 69.
- Fu, L.-L., and Qiu, B. (2002). Low-frequency variability of the North Pacific Ocean: The roles of boundary- and wind-driven baroclinic Rossby waves. *J. Geophys. Res.* 107, 3220.
- Gaillardet, J., and Galy, A. (2008). Himalaya : Carbon Sink or Source ? *Science* 320, 1727–1728.
- Galbraith, E.D., Gnanadesikan, A., Dunne, J.P., and Hiscock, M.R. (2010). Regional impacts of iron-light colimitation in a global biogeochemical model. *Biogeosciences* 7, 1043–1064.
- Garcin, Y., Vincens, A., Williamson, D., Buchet, G., and Guiot, J. (2007). Abrupt resumption of the African Monsoon at the Younger Dryas—Holocene climatic transition. *Quaternary Science Reviews* 26, 690–704.
- Goni, G.J., and Wainer, I. (2001). Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.* 106, 31117–31128.
- González, C., Dupont, L.M., Mertens, K., and Wefer, G. (2008). Reconstructing marine productivity of the Cariaco Basin during marine isotope stages 3 and 4 using organic-walled dinoflagellate cysts: DINOCYSTS IN THE CARIACO BASIN. *Paleoceanography* 23, n/a-n/a.
- Gordon, A.L., Bosley, K.T., and Aikman III, F. (1995). Tropical atlantic water within the Benguela upwelling system at 27°S. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 1–12.
- Gottschalk, J., Skinner, L.C., Misra, S., Waelbroeck, C., Menviel, L., and Timmermann, A. (2015). Abrupt changes in the southern extent of North Atlantic Deep Water during Dansgaard-Oeschger events. *Nature Geosci* 8, 950–954.
- Gowan, E.J., Tregoning, P., Purcell, A., Lea, J., Fransner, O.J., Noormets, R., and Dowdeswell, J.A. (2016). ICESHEET 1.0: a program to produce paleo-ice sheet reconstructions with minimal assumptions. *Geosci. Model Dev.* 9, 1673–1682.
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., et al. (2014). Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature Communications* 5, 5076.

- Grimm, E.C., Watts, W.A., Jacobson Jr., G.L., Hansen, B.C.S., Almquist, H.R., and Dieffenbacher-Krall, A.C. (2006). Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. *Quaternary Science Reviews* 25, 2197–2211.
- Guiot, J. (1990). Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 49–69.
- Guiot, J., and de Vernal, A. (2007). Chapter Thirteen Transfer Functions: Methods for Quantitative Paleoceanography Based on Microfossils. In *Developments in Marine Geology*, C.H. and A.D. Vernal, ed. (Elsevier), pp. 523–563.
- Gyllencreutz, R., Mahiques, M.M., Alves, D.V.P., and Wainer, I.K.C. (2010). Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene* 20, 863–875.
- Hadley, G. (1735). Concerning the Cause of the General Trade-Winds: By Geo. Hadley, Esq; F. R. S. *Phil. Trans.* 39, 58–62.
- Hagen, E., Agenbag, J.J., and Feistel, R. (2005). The winter St. Helena climate index and extreme Benguela upwelling. *Journal of Marine Systems* 57, 219–230.
- Halla, and Gaál, G. (1989). Symposium Precambrian Granitoids:: petrogenesis, geochemistry and metallogeny; August 14 - 17, 1989, University of Helsinki, Finland; excursion. C3: Archean granitoids and associated Mo,W and Au mineralization in eastern Finland (Espoo: Geological Survey of Finland).
- Hammer, O., Harper, D.A.T., and Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Paleontologia Electronica* 4, 1–9.
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G., and Kharecha, P. (2013a). Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Phil. Trans. R. Soc. A* 371, 20120294.
- Hansen, M.C., Potapov, P.V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S.A., Tyukavina, A., Thau, D., Stehman, S.V., Goetz, S.J., Loveland, T.R., et al. (2013b). High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science* 342, 850–853.
- Hardy, W., Penaud, A., Marret, F., Bayon, G., Marsset, T., and Droz, L. (2016). Dinocyst assemblage constraints on oceanographic and atmospheric processes in the eastern equatorial Atlantic over the last 44 kyr. *Biogeosciences* 13, 4823–4841.
- Harland, R., Polovodova Asteman, I., Morley, A., Morris, A., Harris, A., and Howe, J.A. (2016). Latest Quaternary palaeoceanographic change in the eastern North Atlantic based upon a dinoflagellate cyst event ecostratigraphy. *Heliyon* 2, e00114.
- Hastenrath, S. (1985). *Climate and circulation of the tropics* (Dordrecht: Springer Netherlands).
- Hatin, T. (2016). Réponse de la productivité diatomique aux changements climatiques et océanographiques au niveau du système turbiditique du Congo au cours du dernier million d'années. Université de Bretagne Occidentale.
- Hays, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121–1132.

- Heezen, B.C., and Hollister, C. (1964). Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology* 1, 141–174.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.
- Hély, C., Braconnot, P., Watrin, J., and Zheng, W. (2009). Climate and vegetation: Simulating the African humid period. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 671–688.
- Henry, W. (1803). Experiments on the Quantity of Gases Absorbed by Water, at Different Temperatures, and under Different Pressures. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 93, 29–274.
- Henson, S., Cole, H., Beaulieu, C., and Yool, A. (2013). The impact of global warming on seasonality of ocean primary production. *Biogeosciences* 10, 4357–4369.
- Hijmans, R.J., Cameron, S.E., Parra, J.L., Jones, P.G., and Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25, 1965–1978.
- Himmelblau, D.M., and Riggs, J.B. (2012). *Basic Principles and Calculations in Chemical Engineering* (Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall).
- Hirahara, S., Ishii, M., and Fukuda, Y. (2013). Centennial-Scale Sea Surface Temperature Analysis and Its Uncertainty. *J. Climate* 27, 57–75.
- Holzwarth, U., Esper, O., and Zonneveld, K. (2007). Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in shelf surface sediments of the Benguela upwelling system in relationship to environmental conditions. *Marine Micropaleontology* 64, 91–119.
- Hooghiemstra, H., Bechler, A., and Beug, H.-J. (1987). Isopollen maps for 18,000 years B.P. of the Atlantic offshore of northwest Africa: Evidence for paleowind circulation. *Paleoceanography* 2, 561–582.
- Hopkins, J., Lucas, M., Dufau, C., Sutton, M., Stum, J., Lauret, O., and Channelliere, C. (2013). Detection and variability of the Congo River plume from satellite derived sea surface temperature, salinity, ocean colour and sea level. *Remote Sensing of Environment* 139, 365–385.
- Houghton, J.T. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge ; New York: Cambridge University Press).
- Hsu, C.-P.F., and Wallace, J.M. (1976). The Global Distribution of the Annual and Semiannual Cycles in Precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 104, 1093–1101.
- Hu, Y., Li, D., and Liu, J. (2007). Abrupt seasonal variation of the ITCZ and the Hadley circulation. *Geophysical Research Letters* 34.
- Hubbard, A., Sugden, D., Dugmore, A., Norddahl, H., and Pétursson, H.G. (2006). A modelling insight into the Icelandic Last Glacial Maximum ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 2283–2296.

- Huybrechts, P. (2002). Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews* 21, 203–231.
- Ikawa, H., Faloon, I., Kochendorfer, J., Paw U, K.T., and Oechel, W.C. (2012). Air-sea exchange of CO₂ at a Northern California coastal site along the California Current upwelling system. *Biogeosciences Discussions* 9, 17707–17741.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., and Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. p. 269.
- Itambi, A.C., von Dobeneck, T., and Adegbe, A.T. (2010). Millennial-scale precipitation changes over Central Africa during the late Quaternary and Holocene: evidence in sediments from the Gulf of Guinea. *Journal of Quaternary Science* 25, 267–279.
- Jansen, J.H.F., Ufkes, E., and Schneider, R.R. (1996). Late Quaternary Movements of the Angola-Benguela Front, SE Atlantic, and Implications for Advection in the Equatorial Ocean. In *The South Atlantic*, (Springer Berlin Heidelberg), pp. 553–575.
- Jiang, D., Tian, Z., Lang, X., Kageyama, M., and Ramstein, G. (2015). The concept of global monsoon applied to the last glacial maximum: A multi-model analysis. *Quaternary Science Reviews* 126, 126–139.
- Johanson, C.M., and Fu, Q. (2009). Hadley Cell Widening: Model Simulations versus Observations. *J. Climate* 22, 2713–2725.
- John Lowe, J., and Hoek, W.Z. (2001). Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial–Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews* 20, 1175–1187.
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J.R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M.A., Burckle, L.H., et al. (1995). The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics* 11, 151–161.
- Jung, S., Kroon, D., Ganssen, G., Peeters, F., and Ganeshram, R. (2010). Southern Hemisphere intermediate water formation and the bi-polar seesaw.
- Kaladze, T.D., Pokhotelov, O.A., Stenflo, L., Rogava, J., Tsamalashvili, L.V., and Tsiklauri, M. (2008). Zonal flow interaction with Rossby waves in the Earth's atmosphere: A numerical simulation. *Physics Letters A* 372, 5177–5180.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., and Savoye, B. (2003). Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology* 194, 151–158.
- Kim, S.-Y. (2007). Palynology of Late Pleistocene and Holocene sediments from the African Atlantic equatorial margin. *Bangor*.
- Kim, J.-H., Schneider, R.R., Mulitza, S., and Müller, P.J. (2003). Reconstruction of SE trade-wind intensity based on sea-surface temperature gradients in the Southeast Atlantic over the last 25 kyr: RECONSTRUCTION OF SE TRADE WIND. *Geophysical Research Letters* 30.

Kim, S.-Y., Scourse, J., Marret, F., and Lim, D.-I. (2010). A 26,000-year integrated record of marine and terrestrial environmental change off Gabon, west equatorial Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 428–438.

Köppen, W. (1918). Klassifikation der klimare nach temperatur, niederschlag und jahreslauf. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 64, 193–208.

Kröpelin, S., Verschuren, D., Lézine, A.-M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.-P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J.M., et al. (2008). Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science* 320, 765–768.

Laraque, A., Bricquet, J.-P., Olivry, J.-C., and Berthelot, M. (1995). Transports solides et dissous du fleuve Congo (bilan de six années d'observation). In *Grands bassins fluviaux périatlantiques : Congo, Niger, Amazone, J. Boulègue, J.-C. Olivry, and Grands Bassins Fluviaux Péri-Atlantiques : Congo, Niger, Amazone, Paris (FRA), 1993/11/22-24, eds. (Paris: ORSTOM), pp. 133–145.*

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., and Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261–285.

Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., and Manche, H. (2011). La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 532, A89.

Lass, H.U., and Mohrholz, V. (2008). On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. *Journal of Marine Systems* 74, 1–43.

Le Mézo, P., Kageyama, M., Bopp, L., and Beaufort, L. (2015). Mechanisms behind primary production distribution during the last glacial-interglacial cycle. p. 880.

Lean, J. (2000). Evolution of the Sun's Spectral Irradiance Since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2425–2428.

Lebamba, J., Vincens, A., and Maley, J. (2012). Pollen, vegetation change and climate at Lake Barombi Mbo (Cameroon) during the last ca. 33 000 cal yr BP : a numerical approach. *Climate of the Past* 8, 59–78.

Leduc, G., Schneider, R., Kim, J.-H., and Lohmann, G. (2010). Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. *Quaternary Science Reviews* 29, 989–1004.

Lempicka, M. (1971). Lempicka (Magdalena), Bilan hydrique du bassin du fleuve Zaïre. 1ère Partie : Ecoulement du bassin 1950-1959. Kinshasa : Office National de la Recherche et du Développement (ONRD), 1971, 147 p. (Kinshasa: Office National de la Recherche et du Développement (ONRD)).

Lepersonne, J. (1909-) A. (1978). Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre (Académie royale des sciences d'Outre-Mer, Classe des sciences naturelles et médicales. Bruxelles).

Leroux, M. (2001). *The Meteorology and Climate of Tropical Africa* (Springer Science & Business Media).

Lézine, A.-M., Duplessy, J.-C., and Cazet, J.-P. (2005). West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219, 225–237.

Lézine, A.-M., Holl, A.F.-C., Lebamba, J., Vincens, A., Assi-Khadjis, C., Février, L., and Sultan, É. (2013). Temporal relationship between Holocene human occupation and vegetation change along the northwestern margin of the Central African rainforest. *Comptes Rendus Geoscience* 345, 327–335.

Li, T., and Philander, S.G.H. (1997). On the Seasonal Cycle of the Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Climate* 10, 813–817.

Li, Y.-X., Törnqvist, T.E., Nevitt, J.M., and Kohl, B. (2012). Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200 years ago. *Earth and Planetary Science Letters* 315–316, 41–50.

Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., et al. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210.

Linsley, B.K., Kaplan, A., Gouriou, Y., Salinger, J., deMenocal, P.B., Wellington, G.M., and Howe, S.S. (2006). Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since the early 1600s: TRACKING THE EXTENT OF THE SPCZ. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, n/a-n/a.

Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: PLIOCENE-PLEISTOCENE BENTHIC STACK. *Paleoceanography* 20, n/a-n/a.

Loomis, S.E., Russell, J.M., Ladd, B., Street-Perrott, F.A., and Sinninghe Damsté, J.S. (2012). Calibration and application of the branched GDGT temperature proxy on East African lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 357–358, 277–288.

Lueker, T.J. (2004). Coastal upwelling fluxes of O₂, N₂O, and CO₂; assessed from continuous atmospheric observations at Trinidad, California. *Biogeosciences* 1, 101–111.

Madec, G. (2011). NEMO Ocean Engine.

Maritorena, S., and Siegel, D.A. (2005). Consistent merging of satellite ocean color data sets using a bio-optical model. *Remote Sensing of Environment* 94, 429–440.

Maritorena, S., Siegel, D.A., and Peterson, A.R. (2002). Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Appl Opt* 41, 2705–2714.

Maritorena, S., d'Andon, O.H.F., Mangin, A., and Siegel, D.A. (2010). Merged satellite ocean color data products using a bio-optical model: Characteristics, benefits and issues. *Remote Sensing of Environment* 114, 1791–1804.

Marret, F., and Kim, S.-Y. (2009). *Operculodinium aguinawense* sp. nov., A Dinoflagellate Cyst from the Late Pleistocene and Recent Sediments of the East Equatorial Atlantic Ocean. *Palynology* 33, 125–139.

- Marret, F., and Turon, J.-L. (1994). Paleohydrology and paleoclimatology off Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene: Palynological evidences. *Marine Geology* *118*, 107–117.
- Marret, F., and Zonneveld, K.A.F. (2003). Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology* *125*, 1–200.
- Marret, F., Maley, J., and Scourse, J. (2006). Climatic instability in west equatorial Africa during the Mid- and Late Holocene. *Quaternary International* *150*, 71–81.
- Marret, F., Scourse, J., Kennedy, H., Ufkes, E., and Jansen, J.H.F. (2008). Marine production in the Congo-influenced SE Atlantic over the past 30,000 years: A novel dinoflagellate-cyst based transfer function approach. *Marine Micropaleontology* *68*, 198–222.
- Marret, F., Kim, S.-Y., and Scourse, J. (2013). A 30,000 yr record of land–ocean interaction in the eastern Gulf of Guinea. *Quaternary Research* *80*, 1–8.
- Marsset, T., and Droz, L. (2010). REPRESAI_LEG1 cruise, Pourquoi pas ? R/V.
- Martin, J.H., and Fitzwater, S.E. (1988). Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature* *331*, 341–343.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., and Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* *27*, 1–29.
- de Martonne, E. (1926). L'indice d'aridité. *Bulletin de l'Association de géographes français* *3*, 3–5.
- Materia, S., Gualdi, S., Navarra, A., and Terray, L. (2012). The effect of Congo River freshwater discharge on Eastern Equatorial Atlantic climate variability. *Clim Dyn* *39*, 2109–2125.
- Mazeika, P.A. (1967). Thermal Domes in the Eastern Tropical Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.* *12*, 537–539.
- McCutcheon, S.C., Martin, J.L., and Barnwell, T.O. (1993). Water quality in Maidment, D.R. *Handbook of Hydrology*.
- McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J., and Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* *390*, 69–79.
- McIntyre, A., Kipp, N.G., Bé, A.W.H., Crowley, T., Kellogg, T., Gardner, J.V., Prell, W., and Ruddiman, W.F. (1976). Glacial North Atlantic 18,000 Years Ago: A climap Reconstruction. *Geological Society of America Memoirs* *145*, 43–76.
- Merlis, T.M., Schneider, T., Bordoni, S., and Eisenman, I. (2012). The Tropical Precipitation Response to Orbital Precession. *J. Climate* *26*, 2010–2021.
- Mertens, K.N., Ribeiro, S., Bouimetarhan, I., Caner, H., Combourieu Nebout, N., Dale, B., De Vernal, A., Ellegaard, M., Filipova, M., Godhe, A., et al. (2009). Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*, in surface sediments: Investigating its potential as salinity proxy. *Marine Micropaleontology* *70*, 54–69.

- Mertens, K.N., Bringué, M., Van Nieuwenhove, N., Takano, Y., Pospelova, V., Rochon, A., De Vernal, A., Radi, T., Dale, B., Patterson, R.T., et al. (2012). Process length variation of the cyst of the dinoflagellate *Protoceratium reticulatum* in the North Pacific and Baltic-Skagerrak region: calibration as an annual density proxy and first evidence of pseudo-cryptic speciation. *J. Quaternary Sci.* *27*, 734–744.
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A.D., Egholm, D.L., Tesauro, M., Schildgen, T.F., and Strecker, M.R. (2016). Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications* *7*, 13382.
- Mix, A.C., Bard, E., and Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* *20*, 627–657.
- Mohrholz, V., Bartholomae, C.H., van der Plas, A.K., and Lass, H.U. (2008). The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf. *Continental Shelf Research* *28*, 424–441.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., Guimaraes, V., and Oliveira, E. de (1993). Hydrologie du bassin de l'Amazone. 78–81.
- Mollenhauer, G., Schneider, R.R., Jennerjahn, T., Müller, P.J., and Wefer, G. (2004). Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Global and Planetary Change* *40*, 249–266.
- Moore, J.K., and Abbott, M.R. (2000). Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.* *105*, 28709–28722.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., and Rosell-Melé, A. (1998). Calibration of the alkenone paleotemperature index U37K' based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* *62*, 1757–1772.
- Murton, J.B., Bateman, M.D., Dallimore, S.R., Teller, J.T., and Yang, Z. (2010). Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature* *464*, 740–743.
- Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., and Schulz, M. (2010). Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Sci.* *6*, 815–823.
- Nelson, D.M., Tréguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., and Quéguiner, B. (1995). Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles* *9*, 359–372.
- Nicholson, S.E. (2009). A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Clim Dyn* *32*, 1155–1171.
- Nürnberg, D., Müller, A., and Schneider, R.R. (2000). Paleo-sea surface temperature calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifera: A comparison to sea surface temperature estimates from U37K', oxygen isotopes, and foraminiferal transfer function. *Paleoceanography* *15*, 124–134.
- Olonscheck, D., Hofmann, M., Worm, B., and Schellnhuber, H.J. (2013). Decomposing the effects of ocean warming on chlorophyll a concentrations into physically and biologically driven contributions. *Environ. Res. Lett.* *8*, 014043.

- Ostenfeld, C.M. (1903). Phytoplankton from the sea around the Faeröes. *Botany of the Faeröes* 2, 558–611.
- Otto-Bliesner, B.L., Russell, J.M., Clark, P.U., Liu, Z., Overpeck, J.T., Konecky, B., deMenocal, P., Nicholson, S.E., He, F., and Lu, Z. (2014). Coherent changes of southeastern equatorial and northern African rainfall during the last deglaciation. *Science* 346, 1223–1227.
- Paulson, A., Zhong, S., and Wahr, J. (2007). Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data. *Geophysical Journal International* 171, 497–508.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., and McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Blamart, D., Rossignol, L., Marret, F., Lopez-Martinez, C., Grimalt, J.O., Malaizé, B., and Charlier, K. (2010). Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 29, 1923–1939.
- Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A., Marret, F., Turon, J.L., Rossignol, L., Blamart, D., and Mulder, T. (2011). Hydrological processes affecting the subtropical NE Atlantic (34–38° N) over the last 30 ka: evidence from phyto- and zooplankton assemblages. *Biogeosciences Discussions* 8, 2281–2327.
- Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A.H.L., and Turon, J.-L. (2016). Paleohydrological changes over the last 50 ky in the central Gulf of Cadiz: Complex forcing mechanisms mixing multi-scale processes. *Biogeosciences Discussions* 1–65.
- Persson, A.O. (2006). Hadley's principle: understanding and misunderstanding the trade winds. *History of Meteorology* 3, 17–41.
- Peterson, R.G., and Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1–73.
- Picot, M. (2015). Cycles sédimentaires dans le système turbiditique du Congo : nature et origine. Université de Bretagne Occidentale.
- Picot, M., Droz, L., Marsset, T., Dennielou, B., and Bez, M. (2016). Controls on turbidite sedimentation: Insights from a quantitative approach of submarine channel and lobe architecture (Late Quaternary Congo Fan). *Marine and Petroleum Geology* 72, 423–446.
- Piriou, S. (2006). Palynostratigraphie dans l'intervalle Oligocène-Miocène du domaine tropical ouest-africain Analyse palynologique haute résolution de l'éventail sous-marin chattien du bassin du Bas-Congo (Bordeaux 1).
- Powers, L.A., Johnson, T.C., Werne, J.P., Castañeda, I.S., Hopmans, E.C., Sinninghe Damsté, J.S., and Schouten, S. (2005). Large temperature variability in the southern African tropics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.* 32, L08706.
- Prance, G.T. (1984). The vegetation of Africa. by F. White. *Brittonia* 36, 273–273.
- Price, A.M., and Pospelova, V. (2011). High-resolution sediment trap study of organic-walled dinoflagellate cyst production and biogenic silica flux in Saanich Inlet (BC, Canada). *Marine Micropaleontology* 80, 18–43.

- Price, A.M., Pospelova, V., Coffin, M.R.S., Latimer, J.S., and Chmura, G.L. (2016). Biogeography of dinoflagellate cysts in northwest Atlantic estuaries. *Ecol Evol* 6, 5648–5662.
- Radi, T., and de Vernal, A. (2008). Dinocysts as proxy of primary productivity in mid–high latitudes of the Northern Hemisphere. *Marine Micropaleontology* 68, 84–114.
- Ragueneau, O., Tréguer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Fischer, G., François, R., et al. (2000). A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26, 317–365.
- Rahmstorf, S. (2003). Thermohaline circulation: The current climate. *Nature* 421, 699.
- Rasmussen, T.L., Oppo, D.W., Thomsen, E., and Lehman, S.J. (2003). Deep sea records from the southeast Labrador Sea: Ocean circulation changes and ice-rafting events during the last 160,000 years: LABRADOR SEA DEEP SEA RECORDS. *Paleoceanography* 18, n/a-n/a.
- Reid, P.C. (1974). Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles. *Nova Hedwig* 25.
- Reid, P.C. (1978). Peridiniacean and glenodiniacean dinoflagellate cysts from the British Isles. *Nova Hedwigia* 29, 429–463.
- Reimer, P. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Ribeiro, S., Berge, T., Lundholm, N., Andersen, T.J., Abrantes, F., and Ellegaard, M. (2011). Phytoplankton growth after a century of dormancy illuminates past resilience to catastrophic darkness. *Nature Communications* 2, 311.
- Rigozo, N.R., Echer, E., Vieira, L.E.A., and Nordemann, D.J.R. (2001). Reconstruction of Wolf Sunspot Numbers on the Basis of Spectral Characteristics and Estimates of Associated Radio Flux and Solar Wind Parameters for the Last Millennium. *Solar Physics* 203, 179–191.
- Roche, D., Paillard, D., and Cortijo, E. (2004). Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature* 432, 379–382.
- Rochon, A., and de Vernal, A. (1994). Palynomorph distribution in Recent sediments from the Labrador Sea. *Can. J. Earth Sci.* 31, 115–127.
- Rochon, A., Vernal, A. de, Turon, J.-L., Matthießen, J., and Head, M.J. (1999). Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series* 35, 1–146.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E., and Murray, J.W. (2004). The Azores Front since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 779–789.
- Rossignol, M. (1962). Analyse pollinique de sédiments marins quaternaires en Israël. *Pollen et Spores* 4, 121–148.
- Rossignol, M. (1964). Hystrichosphères du Quaternaire en Méditerranée orientale, dans les sédiments Pléistocènes et les boues marines actuelles. *Revue de Micropaléontologie* 7, 83–99.

- Ruan, K., Zha, Y., Huang, H., and Hu, Y. (2014). Contribution of vortex Rossby wave to spiral rainband formation in tropical cyclones. *Journal of Hydrodynamics, Ser. B* 26, 725–733.
- Rudnick, D.L. (1996). Intensive surveys of the Azores Front: 2. Inferring the geostrophic and vertical velocity fields. *J. Geophys. Res.* 101, 16291–16303.
- Sadler, J.C. (1975). The upper tropospheric circulation over the global tropics (Dept. of Meteorology, University of Hawaii).
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C., and Fontugne, M.R. (1988). Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography* 3, 361–399.
- Savoie, B. (1998). Zaiango 1 cruise report mission.
- Savoie, B., Babonneau, N., Dennielou, B., and Bez, M. (2009). Geological overview of the Angola–Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 56, 2169–2182.
- Schaefer, I. (1953). Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. *Actes IV Congres INQUA, Rome/Pise* 2, 910–914.
- Schefuß, E., Schouten, S., and Schneider, R.R. (2005). Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature* 437, 1003–1006.
- Schiermeier, Q. (2010). River reveals chilling tracks of ancient flood. *Nature* 464, 657–657.
- Schmidt, M.W., and Spero, H.J. (2011). Meridional shifts in the marine ITCZ and the tropical hydrologic cycle over the last three glacial cycles. *Paleoceanography* 26.
- Schmidt, P., Lund, B., and Näslund, J.-O. (2013). Comparing a thermo-mechanical Weichselian ice sheet reconstruction to GIA driven reconstructions: aspects of earth response and ice configuration. *Solid Earth Discussions* 5, 2345–2388.
- Schmittner, A., Urban, N.M., Shakun, J.D., Mahowald, N.M., Clark, P.U., Bartlein, P.J., Mix, A.C., and Rosell-Mele, A. (2011). Climate Sensitivity Estimated from Temperature Reconstructions of the Last Glacial Maximum. *Science* 334, 1385–1388.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., and Wefer, G. (1994). Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes of planktonic foraminifera. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 110, 255–274.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., and Ruhland, G. (1995). Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from Alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography* 10, 197–219.
- Schneider, R.R., Price, B., Müller, P.J., Kroon, D., and Alexander, I. (1997). Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 12, 463–481.
- Schneider, T., Bischoff, T., and Haug, G.H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* 513, 45–53.

- Schulz, M. (2002). On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events: 1470-YEAR PACING OF DANSGAARD-OESCHGER WARM EVENTS. *Paleoceanography* 17, 4-1-4–9.
- Schulz, H.D., Devey, C.W., Pätzold, J., and Fischer, G. (1999). Geo Bremen/GPI Kiel South Atlantic 1998, Cruise No. 41, 13 February - 13 June 1998.
- Sella, G.F., Stein, S., Dixon, T.H., Craymer, M., James, T.S., Mazzotti, S., and Dokka, R.K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters* 34.
- Severinghaus, J.P. (2009). Climate change: Southern see-saw seen. *Nature* 457, 1093–1094.
- Shakun, J.D., and Carlson, A.E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 29, 1801–1816.
- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, F., Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., and Bard, E. (2012). Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49–54.
- Shanahan, T.M., Beck, J.W., Overpeck, J.T., McKay, N.P., Pigati, J.S., Peck, J.A., Scholz, C.A., Heil Jr., C.W., and King, J. (2012). Late Quaternary sedimentological and climate changes at Lake Bosumtwi Ghana: New constraints from laminae analysis and radiocarbon age modeling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 361–362, 49–60.
- Shanahan, T.M., McKay, N.P., Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Otto-Bliesner, B., Heil, C.W., King, J., Scholz, C.A., and Peck, J. (2015). The time-transgressive termination of the African Humid Period. *Nature Geosci* 8, 140–144.
- Shennan, I., Milne, G., and Bradley, S. (2012). Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes: lessons from the British Isles. *J. Quaternary Sci.* 27, 64–70.
- Shepherd, T.G. (1987). Rossby waves and two-dimensional turbulence in a large-scale zonal jet. *Journal of Fluid Mechanics* 183, 467–509.
- Shi, N., Dupont, L.M., Beug, H.-J., and Schneider, R. (1998). Vegetation and climate changes during the last 21 000 years in S.W. Africa based on a marine pollen record. *Veget Hist Archaeobot* 7, 127–140.
- Signorini, S.R., Murtugudde, R.G., McClain, C.R., Christian, J.R., Picaut, J., and Busalacchi, A.J. (1999). Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *J. Geophys. Res.* 104, 18367–18382.
- Smethie, W.M., Fine, R.A., Putzka, A., and Jones, E.P. (2000). Tracing the flow of North Atlantic Deep Water using chlorofluorocarbons. *J. Geophys. Res.* 105, 14297–14323.
- Smith, A.G., and Pickering, K.T. (2003). Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth. *Journal of the Geological Society* 160, 337–340.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., and Meeker, L.D. (2002). Cooling cycles, Heinrich event 1, and the desiccation of Lake Victoria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183, 169–178.

- Stager, J.C., Ryves, D.B., Chase, B.M., and Pausata, F.S.R. (2011). Catastrophic Drought in the Afro-Asian Monsoon Region During Heinrich Event 1. *Science* 331, 1299–1302.
- Stocker, T.F. (1998). CLIMATE CHANGE: The Seesaw Effect. *Science* 282, 61–62.
- Stroeven, A.P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B.W., Harbor, J.M., Jansen, J.D., Olsen, L., et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 147, 91–121.
- Stuiver, M., and Reimer, P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229–1272.
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., et al. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4, 47–57.
- Sverdrup, H.U. (1947). Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. *Proc Natl Acad Sci U S A* 33, 318–326.
- Syee Weldeab, R.R.S. (2005). Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling. *Geology*. *Geology* 33.
- Talley, L.D. (2011). *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction* (Academic Press).
- Targarona, J., Warnaar, J., Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., and Canals, M. (1999). Recent Dinoflagellate cyst distribution in the North Canary Basin, NW Africa. *Grana* 38, 170–178.
- Tchernia, P. (1928-) A. (1978). *Océanographie régionale : description physique des océans et des mers* (Ecole nationale supérieure de techniques avancées. [Paris]).
- Thiede, J., Jessen, C., Knutz, P., Kuijpers, A., Mikkelsen, N., Nørgaard-Pedersen, N., and Spielhagen, R.F. (2011). Millions of Years of Greenland Ice Sheet History Recorded in Ocean Sediments.
- Thorsen, T.A., Dale, B., and Nordberg, K. (1995). “Blooms” of the toxic dinoflagellate *Gymnodinium catenatum* as evidence of climatic fluctuations in the late Holocene of southwestern Scandinavia. *The Holocene* 5, 435–446.
- Tierney, J.E., and deMenocal, P.B. (2013). Abrupt Shifts in Horn of Africa Hydroclimate Since the Last Glacial Maximum. *Science* 342, 843–846.
- Tierney, J.E., Russell, J.M., Sinninghe Damsté, J.S., Huang, Y., and Verschuren, D. (2011). Late Quaternary behavior of the East African monsoon and the importance of the Congo Air Boundary. *Quaternary Science Reviews* 30, 798–807.
- Torsvik, T.H. (2003). The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379–1381.

Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., and Smethurst, M.A. (2009). A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177, 1315–1333.

Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., and Lourens, L.J. (2003). The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change* 36, 219–235.

Ufkes, E., Jansen, J.H.F., and Brummer, G.-J.A. (1998). Living planktonic foraminifera in the eastern South Atlantic during spring: Indicators of water masses, upwelling and the Congo (Zaire) River plume. *ResearchGate* 33, 27–53.

Uppala, S.M., KÅllberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 131, 2961–3012.

Velicogna, I. (2009). Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophysical Research Letters* 36.

de Vernal, A., Rochon, A., Hillaire-Marcel, C., Turon, J.-L., and Guiot, J. (1993). Quantitative Reconstruction of Sea-Surface Conditions, Seasonal Extent of Sea-Ice Cover and Meltwater Discharges in High Latitude Marine Environments from Dinoflagellate Cyst Assemblages. In *Ice in the Climate System*, W.R. Peltier, ed. (Springer Berlin Heidelberg), pp. 611–621.

de Vernal, A., Turon, J.-L., and Guiot, J. (1994). Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature, and seasonality. *Can. J. Earth Sci.* 31, 48–62.

de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., et al. (2001). Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n = 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction. *J. Quaternary Sci.* 16, 681–698.

de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., et al. (2005). Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24, 897–924.

de Vernal, A., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Radi, T., and Solignac, S. (2013). Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach. *Quaternary Science Reviews* 79, 122–134.

Vink, A., Brune, A., Höll, C., Zonneveld, K.A.F., and Willems, H. (2002). On the response of calcareous dinoflagellates to oligotrophy and stratification of the upper water column in the equatorial Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 53–66.

Voituriez, B. (1981). Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux. *Oceanologica Acta* 4, 497–506.

- Wagner, T. (2000). Control of organic carbon accumulation in the Late Quaternary equatorial Atlantic (Ocean Drilling Program Sites 664 and 663): Productivity versus terrigenous supply. *Paleoceanography* 15, 181–199.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., and Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quaternary Sci.* 27, 649–659.
- Wall, D., and Dale, B. (1968). Modern Dinoflagellate Cysts and Evolution of the Peridinales. *Micropaleontology* 14, 265–304.
- Wang, S.-Y., and Gillies, R.R. (2011). Observed Change in Sahel Rainfall, Circulations, African Easterly Waves, and Atlantic Hurricanes Since 1979. *International Journal of Geophysics* 2011, 1–14.
- Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., et al. (2011). MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci. Model Dev.* 4, 845–872.
- Weijers, J.W.H., Schefuß, E., Schouten, S., and Damsté, J.S.S. (2007). Coupled Thermal and Hydrological Evolution of Tropical Africa over the Last Deglaciation. *Science* 315, 1701–1704.
- Weldeab, S. (2012). Bipolar modulation of millennial-scale West African monsoon variability during the last glacial (75,000–25,000 years ago). *Quaternary Science Reviews* 40, 21–29.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., and Andersen, N. (2007). 155,000 Years of West African Monsoon and Ocean Thermal Evolution. *Science* 316, 1303–1307.
- Weyl, P.K. (1968). The Role of the Oceans in Climatic Change: A Theory of the Ice Ages. In *Causes of Climatic Change*, J.M.M. Jr, ed. (American Meteorological Society), pp. 37–62.
- Wyrтки, K. (1973a). An Equatorial Jet in the Indian Ocean. *Science* 181, 262–264.
- Wyrтки, K. (1973b). Teleconnections in the Equatorial Pacific Ocean. *Science* 180, 66–68.
- Wyrтки, K. (1981). An Estimate of Equatorial Upwelling in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 11, 1205–1214.
- Xie, S.-P. (1998). What Keeps the ITCZ North of the Equator? An Interim Review. *UCLA Tropical Meteorology Newsletter*.
- Yu, H., Chin, M., Yuan, T., Bian, H., Remer, L.A., Prospero, J.M., Omar, A., Winker, D., Yang, Y., Zhang, Y., et al. (2015). The fertilizing role of African dust in the Amazon rainforest: A first multiyear assessment based on data from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations: Dust Deposition in the Amazon Rainforest. *Geophysical Research Letters* 42, 1984–1991.
- Zahn, R. (2009). Climate change: Beyond the CO₂ connection. *Nature* 460, 335–336.
- Zarriess, M., and Mackensen, A. (2010). The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa: A 31,000-year high-resolution record. *Marine Micropaleontology* 76, 76–91.

Zhang, R., and Delworth, T.L. (2006). Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters* 33.

Zhang, X., Lohmann, G., Knorr, G., and Purcell, C. (2014). Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes. *Nature* 512, 290–294.

Zonneveld, K.A.F. (1997). New species of organic walled dinoflagellate cysts from modern sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean). *Review of Palaeobotany and Palynology* 97, 319–337.

Zonneveld, K.A., P. Hoek, R., Brinkhuis, H., and Helmut Willems (2001). Geographical distributions of organic-walled dinoflagellate cysts in surficial sediments of the Benguela upwelling region and their relationship to upper ocean conditions. *Progress in Oceanography* 48, 25–72.

Zonneveld, K.A.F., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., et al. (2013). Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of Palaeobotany and Palynology* 191, 1–197.

ANNEXES

1. Planches photographiques des dinokystes

Photographies acquises sur les carottes de cette thèse

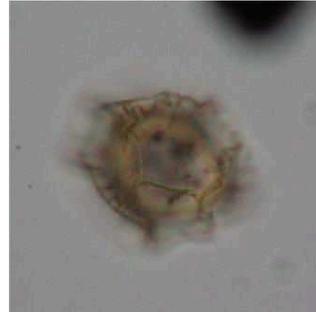
Bitectatodinium spongium



Impagidinium aculeatum



Impagidinium striatum



Impagidinium paradoxum



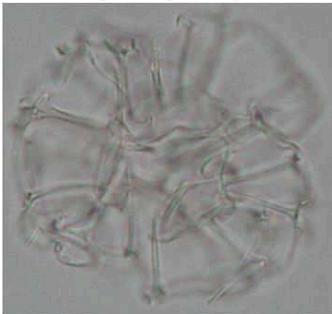
Impagidinium patulum



Impagidinium velorum



Nemosphaeropsis labyrinthus



Nemosphaeropsis lemniscata



Lingulodinium machaerophorum



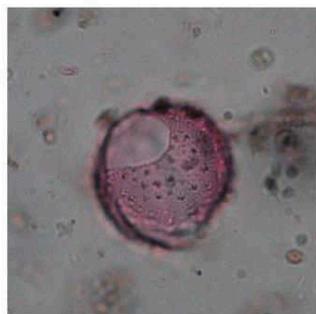
Operculodinium centrocarpum



Operculodinium israelianum



Operculodinium janduchenei



Photographies acquises sur les carottes de cette thèse

Operculodinium aguinawense



Spiniferites delicatus cf. pachydermus



Spiniferites ramosus



Spiniferites bulloideus



Brigantedinium spp.



Spiniferites mirabilis



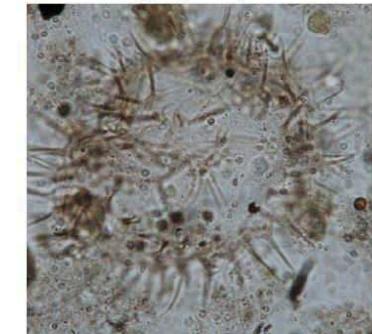
Lejeunecysta sabrina



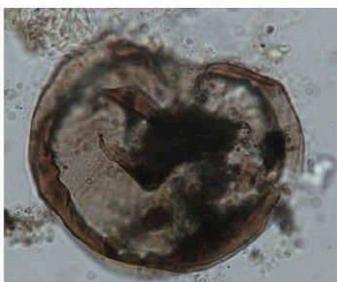
Lejeunecysta oliva



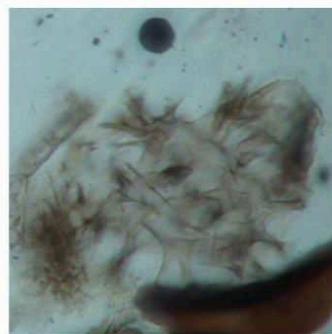
Selenopemphix quanta



Selenopemphix nephroides



Xandarodinium xanthum



Stelladinium spp.

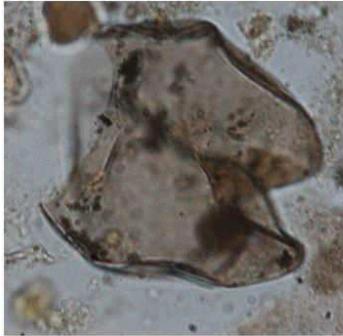


Photographies acquises sur les carottes de cette thèse

Trinovantedinium applanatum



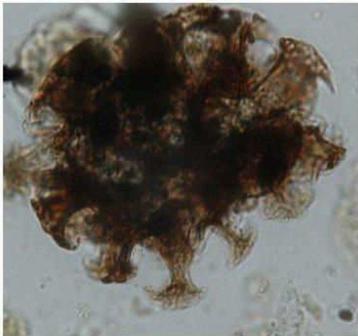
Votadinium calvum



Quinquecuspis concreta



Polykrikos schwartzii



Dalella chathamensis



Tuberculodinium vancampae



Echinidinium aculeatum



Echinidinium transparentum



Photographies acquises sur d'autres carottes

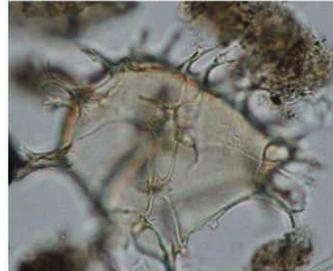
Bitectatodinium tepikiense (MD01-2472, Corse; Maiwenn Erlédan) *Pyxidinoopsis reticulata* (MD01-2472, Corse; Maiwenn Erlédan) *Polysphaeridium zoharyi* (MD01-2472, Corse; Maiwenn Erlédan)



Pentapharsodinium dalei
(Carotte G, Rade de Brest; Clément Lambert)



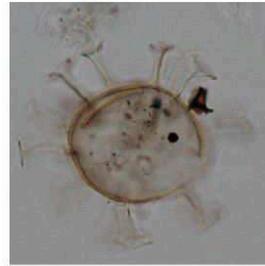
Spiniferites bentorii
(VK03-58bis, Grande Vasière, William Hardy)



Spiniferites membranaceus
(MD03-2692, Paléofleuve Manche;
Aurélie Penaud)



Spiniferites delicatus
(MD03-2692, Paléofleuve Manche;
Aurélie Penaud)



Impagidinium sphaericum (Marum.de) *Protoperidinium americanum* (Marum.de) *Votadinium spinosum* (Price and Pospelova, 2011) *Echinidinium delicatum* (Price and Pospelova, 2011)



2. Données de comptages KZAI-01

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
0	1540	12	12542	131	2066	259
5	1638	6	12542	270	3406	440
10	1735	5	12542	363	3711	537
15	1832	6,8	12542	258	2731	382
20	1930	8,5	12542	243	2605	429
25	2027	8	12542	305	3110	605
30	2189	5	12542	280	3682	411
35	2350	6,8	12542	133	6643	479
40	2512	5	12542	281	6677	748
45	2673	7	12542	111	11218	695
50	2835	8	12542	132	7304	615
55	2996	7	12542	264	3801	560
60	3158	5	12542	271	5961	644
65	3319	7	12542	102	10891	620
70	3481	5	12542	259	4813	497
75	3642	9	12542	195	3144	440
80	3804	5	12542	456	2464	448
85	3965	6	12542	274	2304	302
90	4127	5	12542	730	687	200
95	4288	5,5	12542	457	768	154
100	4440	10	12542	312	301	75
105	4577	6,5	12542	344	365	65
110	4715	9	12542	456	865	283
115	4852	7	12542	249	237	33
120	4989	5	12542	712	462	131
125	5127	8,5	12542	416	422	119
130	5264	5	12542	379	781	118
135	5401	7,5	12542	295	414	73
140	5539	5	12542	463	883	163
145	5676	6	12542	239	735	84
150	5813	8,5	12542	762	345	178
155	5951	9	12542	135	619	60
160	6088	5	12542	500	843	168
165	6225	5	12542	224	470	42
170	6363	5	12542	537	490	105
175	6500	8,5	12542	258	372	65
180	6637	6	12542	425	497	101
185	6775	5,5	12542	126	434	24
190	6912	5	12542	377	732	110
195	7049	6	12542	528	388	98
200	7187	7,5	12542	412	373	92

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
205	7341	8,9	12542	235	480	80
210	7501	12	12542	331	385	122
215	7660	8,6	12542	200	481	66
220	7819	10,5	12542	265	446	99
225	7979	10	12542	718	224	128
230	8138	10,5	12542	296	476	118
235	8297	10	12542	264	266	56
240	8457	10	12542	495	474	187
245	8616	10	12542	163	323	42
250	8775	9,5	12542	1031	152	119
255	8935	10	12542	159	434	55
260	9073	11	12542	342	430	129
265	9128	8,2	12542	224	451	66
270	9183	10	12542	467	317	118
275	9238	10,5	12542	313	141	37
280	9294	11	12542	362	476	151
285	9349	7,1	12542	207	572	67
290	9404	10	12542	852	392	266
295	9459	7,6	12542	198	708	85
300	9658	10	12542	512	294	120
305	9953	6,3	12542	312	447	70
310	10248	10	12542	425	378	128
315	10543	6,8	12542	333	426	77
320	10853	10	12542	831	411	272
330	11591	10	12542	351	486	136
335	11755	8,2	12542	185	777	94
340	11919	10	12542	476	461	175
345	12083	9,1	12542	138	849	85
350	12247	8,5	12542	241	692	113
355	12411	7,7	12542	203	682	85
360	12635	10	12542	326	516	134
365	12874	7,4	12542	195	1191	137
370	13113	10	12542	307	731	179
375	13352	10	12542	187	2280	340
380	13591	10	12542	367	694	203
385	13830	7,2	12542	206	1268	150
390	14069	9,5	12542	363	658	181
395	14270	8,9	12542	153	700	76
400	14414	8	12542	535	481	164
415	14848	9	12542	509	567	207
420	14992	7	12542	574	958	307

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
425	15137	11	12542	545	192	92
430	15281	7	12542	620	902	312
435	15426	8	12542	201	1037	133
440	15570	7	12542	470	1643	431
445	15715	8,5	12542	74	7098	356
450	15859	9	12542	87	5174	323
455	15994	8,8	12542	142	3593	358
460	16123	7	12542	195	2903	316
465	16252	9,3	12542	167	2463	305
475	16510	12,5	12542	265	1261	333
480	16639	7	12542	185	3274	338
485	16768	9	12542	222	1996	318
490	16897	8	12542	218	2050	285
495	17026	9,3	12542	260	1515	292
500	17372	8,5	12542	153	2295	238
505	18046	8,8	12542	176	1692	209
510	18720	10	12542	301	1429	343
515	19393	8,2	12542	142	2327	216
520	20067	11	12542	73	3233	207
525	20741	10	12542	377	256	77
530	21414	9	12542	368	1060	280
535	22004	8,8	12542	163	1320	151
540	22262	8	12542	159	1745	177
545	22519	8,9	12542	268	1646	313
550	22776	10	12542	91	1599	116
555	23033	9,8	12542	360	1056	297
560	23290	10,5	12542	219	1380	253
565	23547	9	12542	236	1340	227
570	23804	9	12542	209	1794	269
575	24062	11	12542	418	884	324
580	24319	9	12542	186	1304	174
585	24576	8,8	12542	240	1283	216
590	24833	10	12542	185	1464	216
595	25090	9,4	12542	118	4082	361
600	25347	9,5	12542	231	3195	559
605	25605	8,6	12542	86	2001	118
610	25862	9,5	12542	97	1592	117
615	26119	8,2	12542	53	2366	82
620	26376	10	12542	18	5923	85
625	26633	10	12542	207	2866	473
635	27147	7,9	12542	143	2154	194

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
640	27405	10,2	12542	30	5164	126
645	27612	7,9	12542	225	2194	311
650	27808	10	12542	78	1737	108
655	28003	7,7	12542	375	1064	245
665	28395	8,4	12542	208	1457	203
675	28786	10	12542	343	940	257
680	28981	10,2	12542	112	1153	105
685	29177	9,1	12542	122	1808	160
690	29372	10,3	12542	38	1346	42
695	29568	8,8	12542	92	1348	87
700	29763	10,5	12542	45	1858	70
711	30211	6,2	20848	325	962	93
716	30437	6,5	20848	775	476	115
721	30663	7,5	20848	819	380	112
725	30844	11	12542	291	631	161
727	30934	7	20848	819	393	108
731	31115	6,9	20848	408	459	62
736	31341	7,4	20848	554	610	120
741	31566	9,8	20848	563	314	83
747	31837	7	20848	636	445	95
750	31973	10	12542	114	1034	94
751	32018	7,4	20848	545	569	110
756	32244	7,5	20848	564	646	131
761	32470	7,5	20848	343	875	108
767	32749	7,5	20848	686	507	125
771	32941	7,6	20848	581	326	69
776	33180	7,6	20848	304	929	103
781	33420	8,4	20848	265	2473	264
791	33899	7,2	20848	245	1477	125
796	34139	7,5	20848	204	1376	101
801	34379	7	20848	413	1212	168
805	34570	7,4	20848	196	733	51
811	34858	7,8	20848	186	1739	121
816	35098	7,6	20848	225	1426	117
821	35337	7,5	20848	202	2037	148
826	35547	7,2	20848	411	1465	208
831	35714	9	20848	274	1209	143
836	35880	7,3	20848	305	3605	385
841	36046	8,1	20848	238	6251	578
847	36246	6,3	20848	334	2844	287
851	36379	8,6	20848	272	2246	252

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
857	36578	6,5	20848	429	2049	274
861	36711	7,3	20848	443	954	148
867	36910	7,2	20848	749	410	106
871	37043	7,6	20848	335	459	56
881	37376	7,6	20848	193	398	28
891	37708	7,5	20848	551	323	64
896	37874	10	20848	172	242	20
901	38041	8,8	20848	742	131	41
905	38174	7,3	20848	956	117	39
911	38373	7,5	20848	928	96	32
921	38845	6,2	20848	638	337	64
926	39128	7,5	20848	838	245	74
931	39410	7,2	20848	795	437	120
936	39693	9,7	20848	165	352	27
941	39975	7,8	20848	469	319	56
952	40597	6,3	20848	617	874	163
956	40823	8,6	20848	328	451	61
961	41106	6,1	20848	652	1221	233
966	41388	7	20848	531	606	108
971	41671	7,5	20848	443	577	92
976	41953	7,3	20848	506	384	68
981	42236	7,5	20848	740	379	101
986	42518	6,8	20848	353	704	81
993	42861	6,3	20848	262	644	51
1001	43206	6,1	20848	283	725	60
1006	43422	7	20848	553	603	112

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	200	1	0
5	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	18	1	352	4	1
10	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	17	2	432	0	0
15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4	281	4	1
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	5	313	1	0
25	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	7	501	4	0
30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	6	307	3	0
35	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	4	363	2	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	10	516	4	1
45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	8	461	5	0
50	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	8	415	3	0
55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	11	383	3	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	492	1	0
65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6	460	3	1
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	298	1	2
75	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	192	4	0
80	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	1	273	2	1
85	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	5	156	1	0
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	23	0	0
95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	3	46	1	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	12	1	0
105	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	11	1	0
110	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2	3	100	4	0
115	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0
120	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	22	3	0
125	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	56	1	0
130	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	9	46	3	0
135	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	36	0	0
140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	75	1	1
145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	48	1	0
150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	123	2	1
155	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	28	1	0
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	85	2	0
165	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	15	0	0
170	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	12	3	0
175	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	31	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	7	0	0
185	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
190	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0
195	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	27	2	1

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
0	0	0	0	0	0	8	4	0	1	2	0	0	2	5	0
5	0	0	0	0	0	2	7	0	0	2	0	0	0	15	0
10	0	0	0	0	0	4	12	1	0	3	0	0	1	24	0
15	0	0	0	1	0	6	8	1	1	3	0	1	1	19	0
20	0	0	0	0	0	7	22	1	2	3	0	0	1	16	0
25	0	3	0	0	0	6	48	2	2	5	0	2	2	3	0
30	0	0	0	0	0	5	22	0	2	2	0	2	0	16	0
35	0	0	0	0	0	10	46	1	3	3	0	3	0	14	0
40	0	0	0	0	2	11	137	1	4	2	0	6	1	19	0
45	0	0	0	0	1	18	133	1	1	8	0	13	1	24	0
50	0	0	0	0	0	4	130	13	6	1	0	6	0	16	0
55	0	0	0	0	0	16	91	1	1	2	0	7	0	24	0
60	0	0	0	0	0	17	81	0	0	2	0	9	0	13	0
65	0	1	0	0	0	10	105	0	0	9	0	3	0	3	0
70	0	1	0	0	0	17	122	4	7	4	0	10	2	13	0
75	0	0	0	0	0	2	205	1	0	4	0	7	0	8	0
80	0	0	0	0	0	8	99	2	0	10	0	5	0	16	0
85	0	0	1	1	0	11	60	3	0	8	0	2	0	19	0
90	0	0	0	0	0	25	34	1	0	12	0	2	0	66	0
95	0	1	0	0	0	5	31	3	2	8	0	0	0	30	0
100	0	0	1	0	0	2	33	2	0	4	0	0	0	10	0
105	0	0	0	0	0	1	28	0	0	1	0	2	0	17	0
110	0	0	2	1	0	11	46	3	1	13	0	3	0	42	0
115	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	16	0
120	0	0	0	0	0	6	0	1	0	7	0	1	1	58	1
125	0	1	0	0	0	3	9	0	0	8	0	1	0	21	0
130	0	0	0	1	0	1	0	1	2	2	0	0	0	30	0
135	0	0	1	0	0	1	2	0	1	3	0	0	0	21	0
140	0	0	0	0	0	6	0	1	0	2	0	1	4	34	0
145	0	0	0	0	0	2	1	0	0	1	0	0	0	21	0
150	0	0	0	0	0	3	0	2	1	1	0	0	1	18	0
155	0	1	1	0	0	1	0	1	1	4	0	0	0	14	0
160	0	4	1	0	0	3	0	0	1	9	0	0	0	41	0
165	0	1	0	0	0	0	0	1	0	5	0	0	0	10	0
170	0	3	3	0	0	9	1	0	0	7	0	1	0	40	0
175	0	0	0	0	0	2	0	3	0	2	0	2	0	11	0
180	0	1	0	0	0	3	0	1	0	4	0	1	0	47	0
185	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	15	0
190	0	0	0	0	0	9	0	0	0	5	0	0	0	49	0
195	0	0	0	0	0	1	1	0	0	5	0	1	0	47	0
200	0	1	1	2	0	2	4	0	1	4	0	3	0	16	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	1	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	4	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
15	0	0	0	2	1	7	0	0	0	2	0	0	0	3	0
20	0	0	0	6	0	4	0	0	2	0	0	0	0	0	0
25	0	0	0	5	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30	0	0	0	3	0	9	0	0	0	1	0	0	0	0	0
35	0	0	0	3	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0
40	0	0	0	6	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45	0	0	0	5	0	5	0	0	1	0	0	0	0	0	0
50	0	0	0	4	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0
55	0	0	0	2	0	5	0	0	0	1	0	0	0	0	0
60	1	0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65	0	0	0	3	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0
70	2	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0
75	1	0	0	1	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	6	0	0	0	1	0	0	0	0	0
85	0	0	0	4	0	6	0	0	0	1	0	0	0	0	0
90	0	0	0	4	0	3	0	1	0	2	0	0	0	2	0
95	0	0	0	0	0	3	0	0	0	2	0	0	0	1	0
100	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0
105	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110	0	0	0	7	0	10	0	0	0	0	0	0	0	2	0
115	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0
120	0	0	0	0	0	6	0	1	0	0	0	0	0	0	0
125	0	0	0	7	0	7	0	2	0	0	0	0	0	0	0
130	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
135	1	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	1	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
145	0	0	0	1	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0
150	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
155	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160	1	0	0	2	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0
165	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
170	0	0	0	0	0	2	0	6	0	1	0	0	0	0	0
175	0	0	0	3	0	6	0	0	0	1	0	0	0	0	0
180	0	1	0	3	0	3	0	13	0	0	0	0	0	0	0
185	0	0	0	2	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
190	0	0	0	3	0	3	0	6	0	1	0	0	0	0	0
195	0	0	0	12	1	4	0	7	1	1	0	0	0	0	0
200	0	0	0	2	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
0	0	0	0	0	8	4	2	3	1	0
5	0	0	1	0	4	13	3	10	0	0
10	0	0	1	0	9	5	4	8	3	0
15	0	0	3	0	4	3	4	15	3	0
20	0	0	3	0	0	6	11	22	3	0
25	0	0	0	0	5	0	1	5	0	0
30	0	0	0	0	1	5	7	17	2	0
35	0	0	3	0	3	0	2	13	0	0
40	0	0	2	0	1	0	1	16	2	0
45	0	0	0	0	3	0	0	6	0	0
50	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0
55	0	0	0	0	0	0	0	9	3	0
60	0	0	2	0	0	0	2	12	0	0
65	0	0	1	0	2	0	2	5	1	0
70	0	0	1	0	0	2	2	3	0	0
75	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0
80	0	0	3	0	0	2	3	11	1	0
85	0	0	5	0	2	1	1	10	1	0
90	0	0	2	0	0	6	0	7	3	0
95	0	0	2	0	7	0	2	3	0	0
100	0	0	0	0	3	0	0	1	0	0
105	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110	0	0	3	0	0	6	0	14	8	0
115	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
120	0	0	1	0	1	3	6	7	2	0
125	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
130	0	0	2	0	19	0	0	0	0	0
135	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
140	0	0	2	0	18	0	0	0	0	0
145	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0
150	0	0	0	0	18	0	0	0	0	0
155	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0
160	0	0	0	0	0	1	1	6	0	0
165	0	0	0	0	5	0	0	2	0	0
170	0	0	1	0	6	1	2	5	0	0
175	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
180	0	0	0	0	1	7	0	7	1	0
185	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
190	0	0	1	0	13	10	1	1	3	0
195	0	0	0	0	2	0	2	1	0	0
200	0	0	2	0	8	4	1	3	0	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
205	0	1	0	1	0	7	2	0	0	5	0	0	0	32	0
210	0	2	0	2	0	8	0	1	0	9	0	0	0	53	0
215	0	0	1	0	0	1	0	1	0	4	0	0	0	43	0
220	0	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	64	0
225	0	0	4	1	1	6	0	3	2	4	0	2	6	43	0
230	0	0	0	0	0	6	0	3	0	5	0	1	0	58	0
235	0	1	0	0	0	4	0	0	0	2	0	0	0	28	0
240	0	0	1	0	0	5	1	3	1	11	0	1	0	112	0
245	0	0	1	0	0	0	0	1	0	2	0	1	1	24	0
250	0	0	2	0	0	1	0	0	0	3	0	3	0	91	0
255	0	0	2	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	29	0
260	0	0	1	0	0	5	0	1	0	2	0	1	0	79	0
265	0	0	0	0	0	5	0	1	0	4	0	0	1	31	0
270	0	0	1	0	0	2	0	1	1	3	0	0	0	71	0
275	0	0	0	0	0	1	0	2	0	4	0	1	0	11	0
280	0	0	1	0	0	8	1	0	1	13	0	2	0	52	0
285	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	0	0	0	29	0
290	0	0	0	0	0	8	0	2	0	17	0	2	0	135	0
295	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3	0	0	0	36	0
300	0	2	3	0	0	0	0	1	0	11	0	1	1	65	0
305	0	1	2	1	0	0	0	1	1	5	0	0	0	31	0
310	0	0	0	0	0	3	0	0	0	10	0	0	0	75	0
315	0	0	2	0	0	4	0	0	0	9	0	0	0	34	0
320	0	0	0	0	0	8	1	0	1	8	0	0	0	168	0
330	0	0	0	0	0	4	0	1	0	6	0	0	0	84	0
335	0	0	0	0	2	1	0	0	0	3	0	0	1	37	0
340	0	0	1	0	0	5	1	2	1	4	0	0	0	107	0
345	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3	0	0	0	51	0
350	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2	0	0	0	74	0
355	0	0	1	0	0	4	0	0	0	1	0	0	1	32	0
360	0	0	2	0	0	1	0	3	0	1	0	4	0	67	0
365	0	0	0	0	0	0	0	0	1	5	0	0	0	74	0
370	0	0	0	1	0	4	0	0	0	3	0	0	3	91	0
375	0	0	3	3	0	7	0	4	2	14	0	0	1	62	0
380	0	0	1	0	0	1	0	0	1	7	0	1	1	107	0
385	0	0	1	1	0	1	0	3	0	8	0	0	0	49	0
390	0	0	3	0	0	2	0	0	0	5	0	0	0	94	0
395	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	41	0
400	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3	0	1	0	104	0
415	0	0	3	0	2	4	1	2	0	3	0	0	0	77	0
420	0	0	3	0	1	4	2	2	0	6	0	1	2	105	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
205	0	0	0	1	2	4	0	8	0	0	0	0	0	0	0
210	6	0	0	1	0	6	0	5	0	0	0	0	0	0	0
215	0	0	0	0	1	1	0	5	0	0	0	0	0	0	0
220	0	0	0	4	1	2	0	9	0	0	0	0	0	0	0
225	0	0	0	2	1	4	0	9	0	0	0	0	0	0	0
230	0	0	0	1	0	7	0	17	0	0	0	0	0	0	0
235	1	0	0	2	1	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0
240	0	0	0	4	0	6	0	21	0	1	0	0	0	0	0
245	1	0	0	0	1	2	0	7	0	0	0	0	0	0	0
250	0	0	0	1	0	2	0	4	0	1	0	0	0	0	0
255	0	0	0	4	0	1	0	10	0	0	0	0	0	0	0
260	1	0	0	2	2	5	0	16	0	0	0	0	0	0	0
265	0	0	0	1	0	1	0	11	0	0	0	0	0	0	0
270	0	1	0	1	0	3	0	13	0	0	0	0	0	0	0
275	0	0	0	3	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
280	0	0	0	2	5	2	0	26	1	0	0	0	1	0	0
285	0	0	0	4	2	5	0	5	0	0	0	0	0	0	0
290	0	1	0	4	5	2	0	57	0	0	0	0	0	0	0
295	0	0	0	2	4	2	0	10	0	1	0	0	1	0	0
300	0	0	0	3	0	1	0	13	0	0	0	0	0	0	0
305	1	0	0	2	0	5	0	3	0	0	0	0	1	1	0
310	0	1	0	6	2	6	0	7	0	1	0	0	0	0	0
315	0	0	0	6	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0
320	3	0	0	7	1	14	0	9	0	0	0	0	4	0	0
330	0	0	0	4	1	11	0	2	0	0	0	0	0	0	0
335	0	0	0	4	0	10	0	2	0	0	0	0	0	0	0
340	1	0	0	3	0	10	0	2	0	0	0	0	1	2	0
345	0	0	0	1	1	4	0	1	0	0	0	0	0	2	0
350	0	0	0	3	0	6	0	0	0	0	0	0	2	0	0
355	0	0	0	2	1	9	0	0	0	0	0	0	0	2	0
360	0	0	0	1	5	8	0	5	0	1	0	0	2	0	0
365	0	0	0	3	0	4	0	3	0	0	0	0	1	1	0
370	1	0	0	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
375	0	0	0	0	0	10	0	0	1	0	0	0	0	0	0
380	0	0	0	2	1	6	0	24	0	1	0	0	0	0	0
385	0	0	0	0	1	6	0	7	0	0	0	0	1	4	0
390	0	0	0	7	0	6	0	3	0	0	0	0	0	0	0
395	0	0	0	1	0	3	0	7	0	0	0	0	0	0	0
400	0	0	0	1	1	5	0	7	0	0	0	0	0	0	0
415	0	0	0	1	0	7	0	21	0	1	0	0	0	1	0
420	0	0	0	1	0	8	0	8	0	0	0	0	1	0	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
205	0	0	0	0	6	1	3	0	2	0
210	0	0	0	0	5	6	5	9	0	0
215	0	0	0	0	4	2	1	0	0	0
220	0	0	0	0	2	0	2	6	0	0
225	0	0	1	0	15	0	0	0	0	0
230	0	0	0	0	10	1	2	1	0	0
235	0	0	0	0	2	0	1	1	0	0
240	0	0	0	0	7	1	0	7	0	0
245	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
250	0	0	0	0	5	0	1	0	0	0
255	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0
260	0	0	0	0	7	1	1	2	1	0
265	0	0	0	0	4	1	1	1	0	0
270	0	0	0	0	9	3	2	4	0	0
275	0	0	0	0	5	1	0	1	0	0
280	0	0	0	0	10	7	1	6	0	0
285	0	0	0	0	5	5	0	3	0	0
290	0	0	0	0	5	0	0	12	0	0
295	0	0	0	0	11	0	1	7	1	0
300	0	0	0	0	12	0	0	1	0	0
305	0	0	0	0	11	0	1	1	0	0
310	0	0	0	0	5	0	3	3	0	0
315	0	0	0	0	11	0	0	3	1	0
320	0	0	0	0	27	0	5	5	0	0
330	0	0	0	0	14	0	5	1	0	0
335	0	0	0	0	22	0	2	5	0	0
340	0	0	2	0	15	0	1	6	2	0
345	0	0	2	0	9	0	3	3	0	0
350	0	0	0	0	8	0	0	1	0	0
355	0	0	1	0	15	0	4	3	1	0
360	0	0	0	0	12	0	5	2	0	0
365	0	0	1	0	13	0	10	11	2	0
370	0	0	0	0	36	0	4	13	2	0
375	0	0	6	0	13	0	0	3	8	0
380	0	0	1	0	24	0	3	10	0	0
385	0	0	1	0	34	0	10	6	0	0
390	0	0	0	0	30	0	5	7	0	0
395	0	0	0	0	7	0	2	3	0	0
400	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0
415	0	0	3	0	35	0	7	8	1	0
420	0	0	0	0	88	0	7	17	2	0

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
425	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	3	8	5	0
430	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	1	56	18	0
435	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	4	30	16	1
440	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	19	2	172	58	0
445	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	2	169	55	0
450	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	7	1	122	132	0
455	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	13	9	212	22	0
460	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	23	5	176	10	0
465	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	52	11	80	21	0
475	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	39	8	77	13	0
480	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	2	48	14	0
485	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	61	2	59	15	0
490	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43	2	32	7	0
495	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	125	2	37	1	0
500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	0	21	3	0
505	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	59	0	32	3	0
510	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	93	0	42	8	1
515	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	58	0	33	13	0
520	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46	1	45	13	0
525	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	14	16	0
530	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55	0	89	22	0
535	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	21	3	31	9	0
540	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43	1	46	7	0
545	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	67	0	70	16	0
550	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	28	6	0
555	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	2	103	18	0
560	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	10	3	66	30	1
565	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	5	61	23	1
570	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	4	2	71	39	0
575	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	6	2	84	84	0
580	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	66	34	0
585	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	80	28	1
590	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	2	108	30	0
595	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	252	16	0
600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	3	412	67	0
605	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	39	8	0
610	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	56	4	0
615	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	31	6	0
620	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	42	9	0
625	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	2	283	31	0
635	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	8	1	93	2	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
425	0	2	0	0	1	0	0	2	0	14	0	0	1	26	0
430	0	0	5	0	0	11	3	2	1	6	0	1	1	93	0
435	0	0	2	1	2	5	0	0	0	0	0	0	1	40	0
440	0	3	1	0	0	2	0	5	0	16	0	0	1	113	0
445	0	0	1	0	0	3	0	0	0	3	0	0	5	88	0
450	0	0	3	1	0	0	1	2	1	6	0	2	2	33	0
455	0	0	0	2	0	6	0	2	0	5	0	0	5	62	0
460	0	0	1	6	0	5	1	6	0	8	0	0	1	51	0
465	0	0	0	1	0	5	2	5	3	14	0	4	0	65	0
475	0	0	0	5	0	5	2	8	5	34	0	2	0	50	0
480	0	0	0	0	0	35	1	7	3	20	0	4	1	81	0
485	0	0	0	0	0	23	5	16	11	22	0	6	2	54	0
490	0	0	0	0	0	7	0	24	0	24	0	8	2	39	0
495	0	0	0	0	0	5	1	11	0	17	0	7	4	62	0
500	0	0	0	1	0	6	0	2	0	16	0	1	2	33	0
505	0	0	0	0	0	11	0	6	0	8	0	3	1	59	0
510	0	0	0	1	0	1	3	5	0	16	0	3	2	130	0
515	0	0	0	1	0	4	0	6	0	17	0	1	0	51	0
520	0	0	0	0	0	0	1	2	1	8	0	0	0	61	0
525	0	0	0	0	0	1	1	0	0	6	0	0	0	8	0
530	0	0	1	0	0	1	0	9	0	11	0	1	0	72	0
535	0	0	0	0	0	0	0	4	0	9	0	1	1	50	0
540	1	0	0	0	0	1	1	4	0	5	0	0	2	52	0
545	0	0	0	3	0	3	0	5	0	16	0	1	1	77	0
550	0	1	0	1	0	2	0	3	1	12	0	0	1	16	0
555	0	0	0	2	0	2	0	5	0	10	0	0	0	116	0
560	0	0	0	4	0	2	0	11	2	9	0	1	1	81	0
565	0	2	0	2	0	1	1	16	2	7	0	1	2	61	0
570	0	0	0	0	0	3	1	11	0	9	0	0	2	97	0
575	0	1	0	2	0	4	1	15	2	9	0	1	2	77	0
580	0	1	0	0	0	4	0	4	0	10	0	1	2	33	0
585	0	0	0	0	0	3	1	12	0	4	0	0	0	47	0
590	0	0	0	0	0	0	1	0	0	6	0	0	2	47	0
595	0	0	0	1	0	0	1	3	1	8	0	0	1	51	0
600	0	0	0	0	0	2	0	4	0	22	0	0	1	23	0
605	0	0	0	0	0	1	0	2	0	6	0	0	0	46	0
610	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	48	0
615	0	0	0	0	0	1	0	0	0	7	0	1	0	19	0
620	0	0	1	2	0	0	0	1	0	2	0	0	1	22	0
625	0	0	0	2	0	1	0	5	4	15	0	0	0	101	0
635	0	0	0	0	0	1	0	2	0	9	0	0	0	58	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
425	0	0	0	1	1	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0
430	0	0	0	0	1	6	0	19	1	0	0	0	0	0	0
435	0	0	0	1	1	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0
440	0	0	0	2	0	5	0	0	1	0	0	0	1	1	0
445	0	0	0	4	0	11	0	0	0	1	0	0	0	0	0
450	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
455	0	0	0	0	1	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0
460	0	0	0	1	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
465	0	0	0	3	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0
475	0	0	0	2	0	1	0	0	6	0	0	0	0	0	0
480	0	0	0	1	1	2	0	0	2	0	0	0	1	0	0
485	0	0	0	1	0	7	0	0	2	0	0	0	0	0	0
490	0	0	0	0	1	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0
495	0	0	0	0	1	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500	0	0	0	4	2	19	0	0	6	0	1	0	1	0	0
505	0	0	0	0	2	9	0	0	0	0	0	0	3	0	0
510	0	0	0	0	3	18	0	0	1	3	0	0	1	0	0
515	0	1	0	0	2	8	0	0	1	1	0	0	2	0	0
520	0	0	0	0	1	7	0	0	0	1	0	0	1	0	0
525	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
530	1	0	0	0	0	8	0	0	1	0	0	0	0	0	0
535	1	0	0	0	0	5	0	0	1	3	0	0	0	0	0
540	1	0	0	0	0	7	0	0	1	0	0	0	0	0	0
545	0	0	0	4	0	13	0	0	2	0	0	0	0	0	0
550	0	0	0	1	1	10	0	0	4	0	0	0	0	0	0
555	0	0	0	1	0	13	0	0	2	0	0	0	0	0	0
560	0	0	0	0	0	8	0	0	2	0	0	0	0	0	4
565	0	0	0	0	0	10	0	0	1	0	0	0	0	0	0
570	0	0	0	0	0	12	0	0	1	0	0	0	0	0	0
575	0	0	0	3	0	3	0	0	1	0	0	0	0	0	1
580	0	0	0	0	0	8	0	0	2	0	0	0	0	0	0
585	1	0	0	10	0	9	0	0	0	0	1	0	0	0	0
590	0	0	0	1	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
595	0	0	0	4	0	7	0	0	2	0	0	0	0	0	0
600	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
605	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
610	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
615	2	0	0	1	0	6	0	0	1	0	0	0	0	0	0
620	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
625	0	1	0	3	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	1
635	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	1

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
425	0	0	1	0	4	7	4	4	1	0
430	0	0	7	0	44	0	0	0	0	0
435	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0
440	0	0	7	0	0	0	0	16	5	0
445	0	0	3	0	6	0	0	0	0	0
450	0	0	3	0	3	0	0	0	0	0
455	0	0	6	0	8	0	0	0	0	0
460	0	0	5	0	6	0	0	0	0	0
465	0	0	18	0	17	0	0	0	0	0
475	0	0	64	0	11	0	0	0	0	0
480	0	0	26	0	51	0	0	0	0	0
485	0	0	32	0	0	0	0	0	0	0
490	0	0	76	0	0	0	0	0	0	0
495	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0
500	0	0	4	0	4	22	0	0	0	0
505	0	0	2	0	3	7	1	0	0	0
510	0	0	3	0	7	1	1	0	0	0
515	0	0	9	0	8	0	0	0	0	0
520	0	0	5	0	2	10	1	0	1	0
525	0	0	2	0	4	18	1	0	0	0
530	0	0	4	0	4	1	0	0	0	0
535	0	0	3	0	8	0	0	0	0	0
540	0	0	1	0	0	4	0	0	0	0
545	0	0	5	0	0	18	0	0	8	0
550	0	0	2	0	0	11	2	0	2	0
555	0	0	7	0	0	7	0	0	2	0
560	0	0	8	0	0	7	1	0	0	0
565	0	0	9	0	5	7	0	0	0	0
570	0	0	8	0	1	6	0	0	0	0
575	0	0	23	0	0	2	0	0	0	0
580	0	0	3	0	1	3	0	0	0	0
585	0	0	8	0	0	5	0	0	0	0
590	0	0	4	0	0	6	0	1	0	0
595	0	0	2	0	0	6	0	1	0	0
600	0	0	10	0	0	3	0	0	0	0
605	0	0	2	0	0	5	1	0	0	0
610	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
615	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
620	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0
625	0	0	2	0	9	0	0	0	0	0
635	0	0	4	0	6	0	0	2	1	0

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
640	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	11	0	61	1	0
645	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	25	1	132	3	0
650	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	3	21	0	0
655	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	1	64	2	0
665	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	15	1	82	0	0
675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	114	3	5	5	0
680	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41	1	4	5	0
685	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43	0	5	5	0
690	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	1	3	1	0
695	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	2	4	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	7	0	0
711	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	1	6	3	0
716	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	3	3	5	0
721	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	14	0	4	2	0
725	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	4	3	3	0
727	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	22	2	2	10	0
731	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	7	0	0
736	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	1	6	13	1
741	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	3	14	0
747	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0	3	7	0
750	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	7	1	4	1	0
751	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	3	5	0
756	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	3	4	0
761	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0	1	3	0
767	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	35	4	17	8	0
771	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	16	0	3	2	0
776	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	1	4	2	0
781	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	132	3	1	2	0
791	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	60	1	0	3	0
796	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	0	1	3	0
801	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	71	0	0	3	0
805	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	0	1	0
811	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	63	3	0	1	0
816	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55	1	1	0	0
821	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	79	0	0	2	0
826	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	113	3	3	5	0
831	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	93	1	1	1	0
836	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	280	3	4	5	0
841	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	525	0	5	3	0
847	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	222	1	6	17	0
851	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	179	0	7	9	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
640	0	0	1	3	0	1	0	0	0	3	0	1	0	34	0
645	0	0	0	1	0	2	0	6	0	9	0	0	1	93	0
650	0	0	0	1	0	0	0	1	0	5	0	0	0	55	0
655	0	1	1	4	0	1	0	3	0	9	0	0	0	117	0
665	0	0	0	1	0	0	0	0	0	9	0	0	0	86	0
675	0	0	0	0	0	3	0	22	0	38	0	1	1	48	0
680	0	0	0	0	0	0	0	1	0	10	0	0	0	37	0
685	0	0	0	0	0	4	0	4	2	10	0	0	1	52	0
690	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	0
695	0	0	0	0	0	2	0	5	0	4	0	0	0	42	0
700	0	0	0	0	0	0	0	5	0	8	0	0	0	20	0
711	0	0	0	0	0	1	0	8	0	17	0	2	3	20	0
716	0	0	0	0	0	0	0	12	0	25	0	1	0	33	0
721	0	0	0	0	1	0	0	4	0	12	0	0	1	46	0
725	0	0	0	0	0	3	0	8	0	10	0	0	0	65	0
727	0	0	0	0	0	1	0	27	1	17	0	0	0	15	0
731	0	0	0	0	0	0	0	1	0	10	0	1	0	22	0
736	0	0	0	0	0	1	0	10	0	21	0	0	0	33	0
741	0	0	0	0	0	0	0	5	0	11	0	0	1	33	0
747	0	0	0	1	0	0	0	9	0	14	0	0	0	22	0
750	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	0	0	0	56	0
751	0	0	0	1	0	2	0	5	2	6	0	0	0	31	0
756	0	0	0	0	0	0	0	3	0	6	0	0	1	48	0
761	0	0	0	0	0	0	0	3	0	9	0	0	0	26	0
767	0	0	0	0	1	0	0	5	1	12	0	0	0	16	0
771	0	0	0	0	0	2	0	2	1	5	0	0	0	21	0
776	0	0	0	0	0	0	0	6	4	5	0	0	0	16	0
781	0	0	0	0	0	4	0	26	5	8	0	1	0	20	0
791	0	0	0	0	0	0	0	2	1	3	0	0	0	19	0
796	0	0	0	0	0	1	0	2	0	1	0	0	0	31	0
801	0	0	0	0	0	1	0	10	1	4	0	0	0	47	0
805	0	0	0	0	0	1	0	2	1	1	0	0	0	8	0
811	0	0	0	0	0	0	0	11	0	4	0	0	0	10	0
816	0	0	0	0	0	2	0	9	1	0	0	0	1	20	0
821	0	0	0	0	0	1	0	9	1	2	0	0	0	12	0
826	0	0	0	0	0	0	0	8	2	5	0	0	0	28	0
831	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	20	0
836	0	0	0	0	0	1	0	13	0	0	0	0	0	23	0
841	0	0	0	1	0	0	0	3	2	1	0	0	0	9	0
847	0	0	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0	0	24	0
851	0	0	0	0	0	0	0	6	0	1	0	0	0	41	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
640	0	0	0	4	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
645	0	0	0	3	1	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0
650	1	0	0	5	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
655	0	0	0	6	0	5	0	0	0	1	0	0	0	0	0
665	0	0	0	2	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
675	0	0	0	3	2	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0
680	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
685	0	1	0	7	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0
690	0	0	0	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0
695	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
700	0	0	0	0	0	8	0	0	0	1	0	0	0	0	0
711	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
716	0	0	0	3	0	7	0	0	0	0	0	0	1	2	0
721	0	0	0	1	0	14	0	0	0	1	0	0	0	2	0
725	0	1	0	5	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	5
727	0	0	0	3	0	2	0	0	0	1	0	0	0	1	0
731	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0
736	0	0	0	1	1	7	0	0	0	0	0	0	1	2	0
741	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4	0
747	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	9	0
750	1	0	0	2	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	2
751	0	0	0	1	1	7	0	0	0	0	0	0	0	15	0
756	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	33	0
761	0	0	0	0	3	3	0	0	0	0	0	1	0	29	0
767	0	0	0	0	0	4	0	0	1	0	0	0	0	10	0
771	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	11	0
776	0	0	0	1	2	3	0	0	0	0	0	0	1	16	0
781	0	0	0	0	1	7	0	0	0	0	0	0	0	47	0
791	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	26	0
796	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	31	0
801	0	0	0	0	1	6	0	0	0	1	0	0	1	21	0
805	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0
811	0	0	0	0	2	6	0	0	0	0	0	0	0	16	0
816	0	0	0	1	0	8	0	0	0	0	0	0	1	10	0
821	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	29	0
826	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	29	0
831	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	18	0
836	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	34	0
841	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	26	0
847	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	4	0
851	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	2	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
640	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
645	0	0	2	0	2	8	0	7	0	0
650	0	0	2	0	0	5	0	0	1	0
655	0	0	3	0	2	5	0	1	0	0
665	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
675	0	0	4	0	0	5	0	0	0	0
680	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0
685	0	0	1	0	2	18	0	1	0	0
690	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0
695	0	0	0	0	4	13	0	1	0	0
700	0	0	0	0	10	5	0	0	1	0
711	0	0	4	0	1	3	0	0	0	0
716	0	0	1	0	1	2	0	0	1	0
721	0	0	2	0	0	6	0	0	1	0
725	0	0	0	0	20	7	0	2	1	0
727	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0
731	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0
736	0	0	4	0	0	2	1	0	0	0
741	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0
747	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0
750	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0
751	0	0	5	0	0	7	0	3	1	0
756	0	0	2	0	0	2	0	1	0	0
761	0	0	3	0	0	2	0	1	0	0
767	0	0	8	0	0	1	0	0	1	0
771	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
776	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
781	0	0	1	0	0	4	0	1	0	0
791	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
796	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
801	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
805	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
811	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0
816	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0
821	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0
826	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0
831	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
836	0	0	0	0	4	8	0	0	0	0
841	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
847	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
851	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
857	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	228	0	3	21	0
861	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	71	0	2	14	0
867	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49	0	6	16	0
871	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	23	1	4	6	0
881	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	3	3	4	0
891	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	12	1	7	7	0
896	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	2	3	0
901	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	1	6	5	0
905	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	2	1	2	0
911	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	9	2	1	1	0
921	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	1	0	0
926	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	2	3	5	0
931	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	14	4	6	3	0
936	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	2	0
941	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	1	5	5	0
952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	10	6	23	0
956	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2	5	4	3	0
961	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	21	26	5	0
966	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	8	4	9	6	0
971	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	6	1	2	0
976	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	7	4	2	0
981	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	13	6	9	0
986	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	8	6	4	6	0
993	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	2	0	6	0
1001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	8	0	2	0
1006	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	28	7	1	4	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
857	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	17	0
861	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	53	0
867	0	0	0	0	0	0	0	4	0	2	0	0	0	21	0
871	0	0	0	0	0	0	0	9	1	2	0	0	0	9	0
881	0	0	0	0	0	0	0	7	0	3	0	0	0	0	0
891	0	3	0	0	0	0	0	10	1	3	0	0	0	9	0
896	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	2	0
901	0	0	0	0	0	0	0	9	0	1	0	0	0	2	0
905	0	0	0	0	0	0	0	7	0	5	0	0	0	0	0
911	0	0	0	0	0	0	2	11	0	4	0	0	0	0	0
921	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	0	1	30	0
926	0	0	0	0	0	0	0	14	1	9	0	0	0	23	0
931	0	1	0	0	1	0	0	17	0	3	0	0	0	50	1
936	0	0	0	0	0	0	0	11	0	1	0	0	0	6	0
941	0	0	0	0	0	0	0	16	0	2	0	0	0	17	0
952	0	0	0	0	0	0	0	34	1	11	0	0	0	29	0
956	0	0	0	0	0	0	0	17	0	1	0	0	0	21	0
961	0	0	0	0	0	4	1	36	1	16	0	1	1	37	0
966	0	0	0	1	0	1	0	15	3	7	0	0	0	33	0
971	0	0	0	0	0	0	1	34	3	12	0	0	0	14	0
976	0	0	0	0	0	1	0	31	1	3	0	0	0	6	0
981	2	1	0	0	0	0	0	30	2	8	0	1	0	9	0
986	0	0	0	1	0	0	0	20	0	7	0	0	0	21	0
993	0	0	0	0	0	0	0	18	0	4	0	1	0	5	0
1001	0	0	0	0	0	0	0	9	1	5	0	0	1	14	0
1006	0	0	0	0	0	0	0	40	1	7	0	0	0	11	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
857	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
861	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0
867	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	4	0
871	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
881	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
891	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	3	0
896	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0
901	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
905	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
911	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
921	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	1	13	0
926	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	4	0
931	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	8	0
936	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
941	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
952	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0
956	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
961	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	1	0
966	0	0	0	0	0	6	0	1	0	2	0	0	0	2	0
971	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
976	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
981	0	0	0	1	0	12	0	0	0	0	0	0	0	2	0
986	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
993	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	3	0
1001	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	1	0
1006	0	0	0	1	0	6	0	0	0	0	0	0	0	1	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
857	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
861	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
867	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
871	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
881	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
891	0	0	0	0	1	2	0	0	1	0
896	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
901	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
905	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
911	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
921	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
926	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0
931	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0
936	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
941	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
952	0	0	32	0	0	0	0	0	0	0
956	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
961	0	0	57	0	2	0	0	0	0	0
966	0	0	8	0	1	0	0	0	0	0
971	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0
976	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0
981	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
986	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0
993	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1001	0	0	2	0	0	2	0	0	0	0
1006	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0

3. Données de comptages RZCS-26

Depth (cm)	Age (cal. BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
6	1327	6	20848	429	1671	196
8	1769	3	20848	42	39512	199
11	2768	6	20848	127	3255	115
14	4441	6	20848	387	1763	180
16	5556	6	20848	164	2055	97
19	7228	6	20848	319	980	84
25	8383	6	20848	884	506	133
27	9022	5	20848	559	953	138
33	9448	6	20848	511	888	135
36	10086	6	20848	256	1940	131
38	10725	5	20848	563	1182	166
43	11115	6	20848	290	2073	173
46	11292	6	20848	597	1274	208
48	11734	6	20848	502	1639	217
53	11999	5	20848	560	2148	300
56	12176	15	20848	291	1404	294
58	12618	16	20848	196	1955	294
62	12883	17	20848	367	892	270
65	13060	17	20848	170	2282	307
68	13413	15	20848	317	1447	330
71	13754	15	20848	262	1623	304
74	14171	17	20848	179	2037	299
76	14381	15	20848	267	1775	341
78	14670	16	20848	333	1377	341
85	14969	17	20848	221	1803	325
88	15268	15	20848	282	1920	387
90	15865	17	20848	460	1052	390
92	16313	16	20848	315	1573	385
95	16761	16	20848	286	1869	405
100	17059	16	20848	227	2353	415

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
6	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	15	83	29	0
8	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	25	79	27	0
11	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	3	25	7	0
14	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	52	11	0
16	0	0	0	0	3	0	1	0	0	0	1	0	13	7	1
19	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2	0	0	1	0	0
25	0	0	5	0	3	1	2	0	0	0	0	2	16	4	0
27	0	0	1	0	5	4	2	0	0	0	1	1	9	4	0
33	0	0	8	0	5	1	0	0	0	0	1	2	11	0	0
36	0	0	3	1	7	2	0	0	0	0	1	2	5	0	0
38	0	0	12	1	10	0	1	0	0	0	1	7	13	0	0
43	0	0	16	0	4	1	1	0	0	0	1	5	10	1	0
46	0	0	36	0	5	1	2	0	0	0	6	3	8	0	0
48	0	0	33	0	3	2	0	0	0	0	3	6	8	3	0
53	0	0	54	0	6	2	2	0	0	0	4	6	11	5	0
56	0	0	68	0	6	0	1	0	0	0	3	11	3	2	0
58	0	0	79	2	9	1	0	0	0	0	2	9	0	2	0
62	0	0	42	3	6	0	1	0	0	0	3	6	2	2	0
65	0	0	71	5	10	0	1	0	0	0	3	6	4	1	0
68	0	0	87	0	17	4	1	0	0	0	0	3	2	2	0
71	0	0	59	2	10	0	3	0	0	0	1	7	2	1	0
74	0	0	49	1	8	0	1	0	0	0	1	3	2	2	0
76	0	0	19	0	14	1	3	0	0	0	1	6	20	10	0
78	0	0	56	3	5	0	1	0	0	0	1	8	8	1	0
85	0	0	23	1	8	1	1	0	0	0	4	5	8	1	0
88	0	0	45	0	12	0	8	0	0	0	1	23	6	0	0
90	0	3	34	7	7	3	1	0	0	0	3	7	11	0	0
92	0	0	30	3	6	2	0	0	0	0	3	13	10	0	0
95	0	0	48	2	15	0	2	0	0	0	4	30	14	0	0
100	0	55	3	5	1	0	0	0	0	3	20	11	1	0	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
6	1	2	0	0	0	15	0	10	1	4	9	3	1	1	0
8	0	0	0	0	0	23	0	6	1	3	2	2	1	0	0
11	0	1	0	0	0	6	0	20	0	4	8	2	1	0	0
14	0	1	0	0	0	17	0	23	2	1	21	5	0	1	0
16	0	1	0	0	0	1	0	4	0	0	14	0	0	2	0
19	0	0	0	0	0	1	0	6	0	1	5	2	0	7	0
25	0	7	0	0	1	1	0	1	0	1	8	0	0	4	0
27	0	2	0	0	0	0	0	0	0	3	10	0	0	11	0
33	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	5	0
36	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
38	0	1	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	2	0
43	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	0	0	0	0
46	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	5	0
48	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	12	0
53	0	0	0	0	0	1	0	1	4	1	8	0	0	32	0
56	0	0	0	0	0	3	0	0	1	1	0	0	0	27	0
58	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0
62	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	16	0
65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	8	0
68	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	4	0	0	3	0
71	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	4	0
74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	7	0
76	0	0	0	0	0	0	0	1	3	1	15	1	1	16	0
78	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	2	1	0	16	0
85	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	3	0	0	11	0
88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	25	0
90	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	6	0	0	35	0
92	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	39	0
95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0
100	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	11	0	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
27	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
43	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
46	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
48	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
53	0	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
58	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
71	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
74	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
78	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
88	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
92	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
11	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0
14	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
27	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0
33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
43	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
46	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
48	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
58	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
71	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
76	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
78	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
88	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
90	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
92	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

4. Données de comptages GeoB4905-4

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
135	7367	7,5	20848	308	677	75
139	7511	6,25	20848	834	544	553
140	7546	7,5	20848	964	372	549
145	7727	7,5	20848	487	280	484
146	7764	7,5	20848	622	465	542
152	7983	5	20848	1200	361	560
155	8092	8	20848	917	287	566
157	8165	8	20848	701	454	593
160	8275	7,5	20848	974	305	587
162	8348	7,5	20848	401	284	527
165	8458	7,6	20848	249	308	523
167	8531	4,8	20848	434	570	558
170	8640	5,5	20848	637	547	602
171	8677	6,1	20848	884	476	636
177	8896	5	20848	771	498	623
180	9005	7,7	20848	442	306	590
185	9188	6,2	20848	1134	371	680
190	9371	7	20848	449	265	610
192	9492	3,7	20848	730	417	630
195	9682	8,7	20848	535	255	642
199	9936	3,8	20848	1088	303	657
219	11034	7	20848	729	266	722
227	11313	3,1	20848	1203	520	774
232	11488	6	20848	822	461	805
242	11837	7,4	20848	702	357	815
247	12012	7,4	20848	372	167	763
252	12186	6,3	20848	479	124	773
267	12701	7,4	20848	1171	91	838
272	12870	6,4	20848	444	88	827
287	13377	5	20848	558	284	898
292	13547	7,1	20848	600	142	903
297	13716	6	20848	687	228	934
307	14138	7,5	20848	265	94	929
312	14412	7,5	20848	720	131	968
317	14687	7,6	20848	698	220	1006
327	15235	6	20848	486	415	1038
341	16002	7,5	20848	1149	259	1130
346	16208	8	20848	609	852	1237
356	16529	7,6	20848	694	719	1250
361	16689	10	20848	1376	439	1373
366	16850	7,5	20848	597	172	1135

Depth (cm)	Age (cal.BP)	Volume sed. (cc)	Lycopodium	Counted lycopodium	Concentration	Counted dino
371	17010	7,5	20848	1214	114	1163
381	17331	6,7	20848	197	95	1149
386	17491	7,5	20848	1513	151	1240
391	17651	7,5	20848	1263	227	1276
395	17779	8	20848	621	118	1213
825	32667	7,5	12542	137	257	2496
850	34227	7,5	12542	70	383	2566
875	35810	7,5	12542	64	471	2643
900	37454	7,5	12542	119	211	2715
925	39097	7,5	12542	147	262	2798
950	40609	7,5	12542	81	1591	2927
975	41976	7,5	12542	153	328	2955
1000	43344	7,5	12542	118	326	3023
1025	44712	7,5	12542	72	209	3084
1050	46080	7,5	12542	92	200	3161
1075	47447	7,5	12542	61	247	3234
1100	48815	7,5	12542	215	117	3315
1150	51467	7,5	12542	77	935	3493
1200	54073	7,5	12542	205	335	3641

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
135	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	9	0	2	8	0
139	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	11	2	2	13	0
140	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	14	4	2	10	1
145	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	8	0
146	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	6	2	4	14	0
152	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	10	4	3	9	0
155	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	7	1	0	4	0
157	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	13	2	5	11	0
160	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	4	2	5	17	0
162	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	6	0
165	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0
167	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	3	3	0
170	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	4	3	5	12	0
171	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	9	2	4	22	0
177	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	3	0	5	15	0
180	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	6	0
185	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	17	3	0	17	0
190	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	3	1	1	10	0
192	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	9	1	0	12	0
195	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	1	1	12	0
199	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4	2	0	13	1
219	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	3	2	0	11	0
227	0	0	3	0	1	0	1	0	0	0	3	2	2	5	0
232	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	4	1	5	11	0
242	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2	8	1
247	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0
252	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
267	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	3	0	0
272	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0
287	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
292	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
297	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	3	0	0	0
307	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
312	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	6	0	0	0
317	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	3	18	1	0	0
327	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	35	0	0	1
341	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	5	65	2	2	0
346	0	1	2	0	1	1	1	0	0	0	7	145	0	1	0
356	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	6	118	4	2	0
361	0	0	3	0	4	3	2	0	0	0	9	145	7	5	0
366	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	4	0	0	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
135	0	22	0	0	0	0	0	18	0	2	0	1	0	10	0
139	0	36	0	0	0	0	1	39	0	6	6	0	0	14	0
140	0	29	0	1	0	0	0	38	0	8	5	0	0	7	0
145	0	7	0	0	0	0	0	14	0	3	2	0	0	12	0
146	0	25	0	0	0	0	0	21	1	9	4	0	0	13	0
152	0	16	0	0	0	0	0	34	0	5	3	0	0	16	0
155	0	44	0	0	0	0	0	21	1	3	3	0	0	12	0
157	0	19	0	0	0	1	0	35	1	8	0	0	0	21	0
160	0	28	0	0	0	0	0	26	0	3	1	0	0	8	0
162	0	12	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	8	0
165	0	14	0	0	0	1	0	2	0	1	1	0	0	2	0
167	0	20	0	0	0	0	0	14	1	2	1	1	0	6	0
170	0	19	0	0	0	1	0	25	1	4	1	1	0	11	0
171	0	28	0	0	0	1	1	29	0	4	2	0	0	13	0
177	0	20	0	0	0	1	1	26	0	5	0	0	1	9	0
180	0	13	0	0	0	1	0	12	0	1	4	0	0	5	0
185	0	36	0	0	0	2	2	21	0	3	0	0	0	14	0
190	0	5	0	0	0	2	0	9	0	2	2	0	0	2	0
192	0	14	0	0	0	0	2	3	0	7	0	0	0	4	0
195	0	21	0	0	0	0	0	13	0	0	0	0	1	3	0
199	0	21	0	0	0	1	0	9	0	4	0	0	0	4	0
219	0	20	0	1	0	0	1	4	1	6	0	0	2	5	0
227	0	47	0	0	0	1	1	21	0	2	0	0	0	1	0
232	0	48	0	0	0	0	0	16	1	12	0	1	0	7	0
242	0	33	0	0	0	0	0	16	1	10	0	2	0	10	0
247	0	4	0	0	0	1	0	4	0	1	0	1	0	3	0
252	0	2	0	0	0	1	0	12	0	0	0	0	0	0	0
267	0	4	0	0	0	0	0	12	0	1	0	0	0	6	0
272	0	1	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0
287	0	2	0	0	0	0	0	15	0	1	0	0	0	7	0
292	0	1	0	0	0	0	0	15	0	0	1	0	0	1	0
297	0	2	0	0	0	0	0	24	1	0	0	0	0	2	0
307	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
312	0	0	0	0	0	2	0	7	1	1	0	2	0	5	0
317	0	0	0	0	0	2	0	17	0	1	0	0	0	2	0
327	0	1	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	1	0
341	0	1	0	0	0	0	0	17	0	1	0	0	0	8	0
346	0	2	0	0	0	0	0	21	1	6	0	0	0	6	0
356	0	1	0	0	0	0	0	31	1	3	0	0	3	6	0
361	0	8	0	1	0	0	0	48	2	7	0	1	1	34	0
366	0	3	0	2	0	0	0	2	1	3	0	0	1	13	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
135	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
139	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
146	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
152	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
155	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
157	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
160	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
162	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
165	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
167	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
170	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
171	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
177	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
185	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
190	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
192	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
195	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
199	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
219	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0
227	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
232	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
242	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
247	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
252	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
267	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
272	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
287	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
292	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
297	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
307	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
312	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
317	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
327	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
341	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
346	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0
356	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
361	0	0	0	1	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0
366	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS	DUBRI
135	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
139	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	3
145	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
146	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
152	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
155	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
157	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	0
160	0	0	3	0	1	1	0	0	0	0	3
162	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
165	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
167	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2
170	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
171	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
177	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
180	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
185	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
190	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
192	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
195	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
199	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
219	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
227	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
232	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
242	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
247	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
252	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
267	0	0	2	0	0	0	0	1	1	0	0
272	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
287	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0
292	0	0	6	0	1	0	0	0	0	0	0
297	0	4	0	0	0	0	0	0	2	0	0
307	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
312	0	0	5	0	0	0	0	1	0	0	0
317	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
327	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
341	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
346	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
356	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
361	0	0	1	0	1	0	0	2	2	0	0
366	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0

Depth (cm)	BTEP	BSPO	IACU	IPAR	IPAT	ISPH	ISTR	IPLI	IVAR	ISPP	LMAC	NLAB	OCEN	OISR	OJAN
371	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	2	7	0	1	0
381	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
386	0	0	4	0	5	1	0	0	0	0	8	6	7	0	0
391	0	0	3	0	5	0	1	0	0	0	7	27	4	1	0
395	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	4	1	0
825	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0
875	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	0
900	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
925	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	0
975	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
1000	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0
1025	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1050	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1075	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
1100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0
1150	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1200	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	15	2	0	0	0

Depth (cm)	OLON	OAGUI	OSPP	PZOH	PRET	SMEM	SDEL	SRAM	SBEN	SMIR	SPAC	SSPP	PDAL	BSPP	PERI
371	0	7	0	0	0	0	0	11	1	1	0	0	0	11	0
381	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	0
386	0	6	0	1	0	0	0	4	0	7	1	1	0	20	0
391	0	5	0	0	0	0	0	9	0	5	0	0	1	24	0
395	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	0	0	10	0
825	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2	0	0	0	8	0
850	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	11	0
875	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	11	0
900	0	0	0	0	0	2	0	3	0	2	0	0	0	4	0
925	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	0	0	3	0
950	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	13	0
975	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	0
1000	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	8	0
1025	0	0	0	0	0	1	0	5	0	0	0	0	0	1	0
1050	0	0	0	0	0	1	0	2	0	1	0	0	0	7	0
1075	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0
1100	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	1	0	7	0
1150	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	20	0
1200	0	1	0	0	0	0	0	4	1	4	0	0	0	9	0

Depth (cm)	LSAB	LOLI	LINV	SNEP	XXAN	SQUA	PSTE	STEL	TAPP	VCAL	VSPI	PAME	QCON	PSCH	PKOF
371	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3	0	0
381	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
386	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0
391	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0
395	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
825	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
875	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
925	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
975	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0
1000	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1025	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1050	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1075	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
1100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1150	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1200	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0

Depth (cm)	GCAT	DCHA	TVAN	TPSI	ESPP	EACU	EGRA	EDEL	ETRA	EBIS	DUBRI
371	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
381	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
386	0	0	7	0	1	0	0	0	0	0	0
391	0	0	4	0	2	1	0	0	0	0	0
395	0	0	2	0	0	0	0	3	0	0	0
825	0	0	2	0	0	0	0	2	0	0	0
850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
875	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
925	0	0	7	0	1	0	0	0	1	0	0
950	0	0	56	0	0	0	0	1	0	0	0
975	0	0	16	0	0	0	0	0	2	0	0
1000	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
1025	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1050	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1075	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1100	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
1150	0	0	18	0	0	1	0	0	0	0	0
1200	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0

Contexte paléoenvironnemental en domaine Atlantique est équatorial : Evolution des populations de kystes de dinoflagellés au cours des derniers 45 000 ans

La zone intertropicale est une zone clé du climat mondial, dans la mesure où ce secteur joue un rôle essentiel dans le cycle du carbone à l'échelle globale, *via* la pompe du carbone par la productivité primaire, elle-même accrue dans les grandes cellules d'upwelling côtières. L'objectif principal de ce travail était de discuter la variabilité climatique haute fréquence ayant affecté l'Océan Atlantique Est-tropical au cours des derniers 45 000 ans à l'échelle orbitale et sub-orbitale. Notre étude a ainsi mis en évidence les connexions liant le domaine océanique et le domaine continental (panaches fluviales) à travers la comparaison entre les conditions hydrologiques de surface reconstruites par les assemblages phytoplanctoniques microfossiles (kystes de dinoflagellés : principaux outils de cette étude) et la variabilité de la mousson africaine déduite de données géochimiques sédimentaires disponibles sur les 3 carottes d'étude, situées au large du Congo ainsi que dans le Golfe de Guinée. Ce travail de thèse a également permis de réaliser un travail approfondi de mise à jour de la base de données dinokystes modernes et des données environnementales qui leurs sont associées (température et salinité de surface, productivité primaire, mais aussi nouveaux ajouts : densité de l'eau, saisonnalité, ou encore anomalies de températures par rapport à la moyenne des températures calculée selon un axe latitudinal), afin de pouvoir quantifier les paramètres hydrologiques sur les carottes d'étude *via* la fonction de transfert dinokyste développée pour l'Océan Atlantique tropical. Les assemblages dinokystes ont révélé une grande sensibilité aux effets de la précession, avec des environnements chauds et soumis à de fortes décharges fluviales observés en contexte de minima de l'indice de précession, en particulier durant la dernière déglaciation, configuration amplifiée par le maximum d'obliquité. Les résultats issus de la fonction de transfert démontrent le rôle primordial du fleuve Congo dans l'évolution de la productivité primaire au cours du temps, *via* l'apport massif de nutriments, ainsi que *via* des mécanismes d'upwelling générés par l'activité du fleuve en elle-même.

Mots-clé: Mousson africaine; Dinokystes; Productivité primaire; Fonction de transfert; Congo

Paleoenvironmental settings in Eastern equatorial Atlantic: Dinocyst assemblage evolution over the last 45,000 years

The intertropical area is a key domain for the knowledge of past global climate, with indeed a prevalent role regarding of carbon cycle; high productive conditions in this area being induced by the large eastern boundary upwelling cells. The main purpose of this work consisted in discussing the high frequency climate variability that occurred in the eastern tropical Atlantic Ocean over the last 45,000 years. This area then permitted to highlight land-sea linkages through the relationships existing between marine environments as deduced from microfossil assemblages (dinoflagellate cysts: main proxies of this study) and the African monsoon as reconstructed through river-plume activity, thanks to three cores located off the Congo river mouth and in Gulf of Guinea. Furthermore, this work permitted to deeply update the tropical dinocyst modern database used by the dinocyst-based transfer function method developed for the Tropical Atlantic Ocean (new modern sites and new environmental datasets : SST, SSS, net primary productivity, upwelling activity, seasonality). Dinocyst assemblages revealed a strong influence of precession effects, with warmer and wetter periods reconstructed during minima of precession, especially during the last deglaciation, strongly enhanced by the obliquity maximum. Dinocyst-based transfer function results also highlighted the prevalent role of the Congo River on past primary productivity evolution through strengthened terrigenous inputs to the ocean but also through river-induced upwelling mechanism.

Keywords: African monsoon; Dinocysts; Primary productivity; Transfer function; Congo River