Université Bordeaux Montaigne

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

THÈSE DE DOCTORAT EN « SCIENCES ARCHEOLOGIQUES »

Changements culturels et adaptations aux changements climatiques et environnementaux des derniers Néandertaliens dans le sud de la France

Présentée et soutenue publiquement le 12 septembre 2022 par

Tiffanie FOURCADE

Sous la direction de Christelle LAHAYE et Maria Fernanda SÁNCHEZ GOÑI

Membres du jury

Donatella MAGRI, Professeure, Université de Rome La Sapienza, Italie	Rapporteur
Jean-Jacques BAHAIN, Professeur, Musée National d'Histoire Naturelle, France	Rapporteur
Francesco D'ERRICO, Directeur de recherche CNRS, Université de Bordeaux, France	Examinateur
William FLETCHER, Reader, Université de Manchester, Royaume-Uni	Examinateur
Anne PHILIPPE, Professeure, Nantes Université, France	Invitée
Christelle LAHAYE, Professeure, Université Bordeaux Montaigne, France	Directrice de thèse
María F. SÁNCHEZ GOÑI, Directrice d'Études, École Pratique des Hautes Études, France	Directrice de thèse

"*It isn't what we say or think that defines us,*

but what we do."

Jane Austen, *Sense and Sensibility*

Remerciements

Il est venu le temps d'écrire ces dernières lignes, celles qui remercient toutes les personnes qui ont croisé mon chemin ces dernières années et qui m'ont accompagné pendant ces quatre années de thèse.

Tout a commencé à l'été 2017, lors de mes deux stages de fouilles archéologiques à Tautavel et à Arcy-sur-Cure, où j'ai rencontré deux palynologues qui m'ont montré l'extraordinaire possibilité de cette discipline en Archéologie. Voulant poursuivre dans cette voie, j'ai alors contacté Maria F. Sánchez-Goñi à la rentrée pour faire mon stage de master 2 avec elle. Manque de bol, tu n'avais pas de gratification. Cependant, en novembre 2017, pendant la pause de ton cours que tu donnais au M2 Archéométrie, je suis venue te voir pour te faire part de mon envie et ma motivation pour faire de la palynologie. Alors, tu es aller voir Christelle Lahaye, référente de l'UE et en une semaine, vous avez monter le sujet de stage en trouvant une gratification et des échantillons. Je ne vous remercierais jamais assez de m'avoir fait confiance et d'avoir accepté d'être mes encadrantes.

L'aventure a continué, puisque une fois le master obtenu, j'ai poursuivi sur une thèse de doctorat, financée par une bourse ministérielle et avec vous deux pour directrices de thèse. Je tiens à vous remercier de tout cœur toutes les deux pour votre encadrement, votre patiente, vos conseils et votre confiance me permettant de la mener à son terme.

Même si une thèse est le travail d'un doctorant, la réalité, c'est que plusieurs personnes contribuent au travail fourni. Je n'aurais pas pu produire un travail novateur et satisfaisant sur les modèles d'âge-profondeur sans l'aide d'Anne Philippe. Ce travail de développement des modèles d'âge-profondeur bayésiens appliqués au domaine marin, a été fait, je dois le souligner totalement à distance. Je tiens vraiment à te remercier pour toute l'aide fournie et ta disponibilité quand j'avais besoin que tu me fasse tourner ArchaeoPhases pour mes modèles d'âge-profondeur et j'espère continuer de travailler avec toi pour pouvoir aller plus loin et améliorer ces modèles.

Merci également à Jonathan Lesven, dont j'ai eu la chance de co-encadrer son stage et mémoire de master 1. Cher stagiaire, tu as compté un peu moins d'une dizaine de lames pour

la carotte MD99-2343 et je t'en remercie. Je crois que tu n'oublieras pas ton passage à Bordeaux (en M1 et M2) et mon fameux accident de l'atlas pollinique qui m'est tombé sur le pied. Je te souhaite de finir ta thèse dans les meilleures conditions et de profiter.

Je remercie chaleureusement les membres de mon comité de suivi de thèse, Stéphanie Desprat, Francesco d'Errico, Guillaume Guérin, pour leurs conseils avisés lors de ces réunions.

Ayant travaillé dans deux laboratoires, la liste des personnes à remercier est longue et j'espère n'oublier personne.

Je tiens particulièrement à remercier certains supports techniques, qui ont contribué à l'avancée de cette thèse. Je remerciement chaleureusement Ludovic Devaux et Muriel Georget du laboratoire EPOC, pour la préparation de plus de deux cents lames polliniques, sachant ma fâcheuse tendance à en casser de temps en temps… Nous avons eu la chance que la carotte MD04-2845 soit conservée dans la carothèque d'EPOC, me permettant une liberté dans l'échantillonnage pour les datations. Je remercie donc Olivier Ther et Isabelle Billy de m'avoir mis à disposition la salle de photographie afin que l'échantillonnage s'effectue dans des conditions optimales.

Merci également à Linda Rossignol-Malaizé, pour les enregistrements de foraminifères planctoniques et de SST. Je remercie Sakari, Dominique pour leurs discussions très intéressantes sur, respectivement les fonctions de transferts et les spéléothèmes. Je remercie les divers membres de l'équipe Paléo, Anne-Laure Daniau, Stéphanie Desprat, Frédérique Eynaud pour leurs petits conseils pendant ces années de thèse.

Côté Archéosciences Bordeaux, merci Julie Faure de m'avoir formé au début de ma thèse à la préparation des échantillons pour la datation par luminescence et Ema pour la préparation de quatre échantillons, qui malheureusement ne font pas parties de cette thèse.

Merci aux personnes du groupe chrono, Chantal Tribolo, Norbert Mercier, Brice Lebrun, Petra Urbanova pour les aides lors des petits couacs des machines. Le groupe de doctorants d'Archéosciences Bordeaux, même si je n'ai pas beaucoup été présente : Alex, Arthur, Camille, Dante, Ninon, Océane, Estelle, JB, Emie, Hortense, MC, Laura, Sri, Nicolas, Pauline, Théodore.

Les membres de la Team Veillard, Anaïs, Asmodée et Océane, qui loin du cœur, sont toujours présentes. Plus que deux à soutenir les filles, c'est votre tour !

Le groupe des doctorants, post-doctorants et des masters en stage dans le fameux bureau de passage d'EPOC, comprenant Manon, Etienne, Maxime, Jian, Charlotte, Maëva, Léa, Paul, Kelly, Antoine, Cédric, Marie, Lina. Merci tout simplement !

Je remercie également les copines, Audrey et Marion pour les nombreuses sorties plages, weekends et vacances, qui m'ont permis de bien souffler.

Coralie, une des grandes rencontres de cette thèse. Merci pour les discussions un peu trop portées boulot, sur celles sur l'après thèse mais également les apéros « potins ». Ça va me manquer, mais la vie continue et les colloques ne manqueront pas. A très vite au Portugal !

Mes deux meilleurs amis, Anne-Laure et François pour leurs soutiens sans faille à distance, lors des moments de déprime et de mécontentement, mais également les plus joyeux.

Merci ma famille, qui m'a appris à toujours s'accrocher pour atteindre son objectif.

Avant-propos

Ce travail de doctorat fait suite à un stage de master 2 Archéologie, sciences pour l'Archéologie, parcours Archéométrie validé en 2018. Ce stage de six mois au sein des laboratoires anciennement IRAMAT-CRP2A (Archéosciences Bordeaux, Université Bordeaux Montaigne), et EPOC (Université de Bordeaux) a été financé par le projet Région Aquitaine NATCH : « *Neanderthalenses Aquitanensis* : Territoires, Chronologie, Humanité » (co-dir. J.P. Faivre, C. Lahaye & B. Maureille). Le stage et le mémoire ont permis d'initier ce travail de thèse par l'acquisition de l'expertise de palynologie et d'un esprit critique concernant la construction des modèles d'âge des carottes marines, qui ont été utilisés afin d'améliorer le cadre environnemental (végétation et climat) du Sud-Ouest de la France et le comparer avec les groupes humains passés.

Ce travail de thèse visant à chercher des synchronies entre des changements environnementaux, climatiques et culturels a demandé une expertise en palynologie marine, sur les techniques de datation par luminescence et les modèles chronologiques bayésiens utilisés sur les carottes marines et pour les sites archéologiques.

Au cours de ce travail de thèse, il a été évident qu'une nouvelle chronologie, du moins actualisée des changements culturels pour la période d'étude devait être produite. En effet, la comparaison des changements environnementaux avec la chronologie des changements culturels, continuellement en évolution (âges et définitions) est devenue obsolète dès lors qu'étaient utilisées des synthèses archéologiques même de ces dernières années. Ainsi, pour tester la synchronie entre les deux chronologies, deux bases de données chronologiques (actualisées ou construites) de ces changements culturels pour le Sud-Ouest et Sud-Est de la France ont été commencées au printemps 2020.

L'annonce du confinement de la France en mars 2020, en raison de l'épidémie de COVID-19 a entrainé un retard de trois mois sur l'analyse des dernières lames au microscope, sur les datations IRSL et enfin sur la rédaction de ce présent manuscrit. Une prolongation de trois mois du contrat doctoral a permis de finir la production des données. Cependant, certaines analyses prévues, notamment des datations sur les quartz pour pouvoir comparer les âges avec ceux obtenus sur les feldpsaths n'ont pas pu être rendues possibles et seulement un échantillon a pu être mesuré et mentionné en persective de ce travail.

Cette thèse est rédigée sous la forme de quatre parties comprenant un état des connaissances, une partie contexte environnemental, une autre présente les méthodologies appliquées aux carottes marines et une dernière porte sur les résultats obtenus au cours de ce travail. La lecture de ce manuscrit s'organise autour de trois axes ou objectifs (reconstruction des environnements et climats, chronologie des carottes marines et changements culturels), qui seront le fil conducteur de tout le travail de doctorat.

Nous attirons l'attention du lecteur sur quelques points. Dans le cadre de ce travail, nous utiliserons le kiloannum (ka) comme unité de temps pour décrire les principaux phénomènes paléoclimatiques et archéologiques. Certaines autres unités de temps vont être mentionnées, notamment en ce qui concerne le ^{14}C. Ainsi, un âge ^{14}C BP indique un âge brut ^{14}C, tandis que cal BP est la notation pour un âge ^{14}C calibré. Ce travail mêlant des chronologies paléoclimatiques et archéologiques, nous tenons également à préciser que nous avons respecté les conventions de représentation de ces chronologies. Les axes de temps dans la plupart des figures de ce manuscrit indiquent que le présent se situe vers la gauche. Nous avons inversé l'axe en situant le plus récent à droite pour les figures représentant des chronologies archéologiques.

Liste des abréviations

^{14}C	Carbone 14
ACP	Analyse par composantes principales
AMOC	*Atlantic Meridional Overturning Circulation*
D-O	Réchauffement de Dansgaard-Oeschger
ESR	*Electron Spin Resonance*
GS/GI	*Greenland Stadial*/*Greenland Interstadial*
HAM	Homme Anatomiquement Moderne
HS	*Heinrich Stadial*
IRD	*Ice Rafted Debris*
IRSL	*Infrared Stimulated Luminescence*
MIS	*Marine Isotope Stage*
OSL	*Optically Stimulated Luminescence*
SAR	*Single Aliquot Regeneration*
SG	*Single Grain*
SST	*Sea Surface Temperature*
TCL	Technocomplexe Lithique
TL	Thermoluminescence
WMDW	*Western Mediterranean Deep Water*

Sommaire

Remerciements ii
Avant-propos vi
Liste des abréviations viii

Introduction 1
Objectifs 5
1. Reconstruire les paléoenvironnements et climats en Europe occidentale 5
2. Améliorer la chronologie des changements environnementaux 6
3. Corréler les données culturelles et climatiques sur la base d'une meilleure chronologie 7
PARTIE I : ETATS DES CONNAISSANCES 9
Chapitre 1 : Le Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur en Europe occidentale 11
1. Généralités 11
1.1. Généralités et cadre spatio-temporel 11
1.2. Variabilité des industries lithiques du Paléolithique moyen : historique et interprétations 14
2. Manifestations technologiques et culturelles européennes 22
2.1. Technologies du Paléolithique moyen en Europe occidentale 22
2.2. Les industries dites de « transitions » en Europe occidentale 29
2.3. Le Paléolithique supérieur et l'Aurignacien 34
2.3.1. Proto-Aurignacien 35
2.3.2. Aurignacien ancien 38
2.3.3. Aurignacien 41
3. De Néandertal aux HAM : migrations, interactions et disparition 44
Chapitre 2 : Changements climatiques pendant la fin du Paléolithique moyen et durant le Paléolithique supérieur 49
1. Variabilité climatique à l'échelle orbitale 49
2. Variabilité climatique à l'échelle millénaire 52
2.1. Les cycles de Dansgaard-Oeschger 53
2.2. Les évènements d'Heinrich 55
3. Quel est l'impact de cette variabilité climatique sur le continent ? 57
Chapitre 3 : Chronologies des phases d'occupations et des changements environnementaux 63
1...Méthodes de datations 63
1.1. Le radiocarbone 64
1.1.1. Principe de la méthode 64
1.1.2. Application archéologique 66
1.1.3. Application aux séquences environnementales 67

1.2. Méthodes de datation par luminescence 69
1.2.1. Principe de la méthode 70
1.2.2. Déterminer la dose équivalente 74
1.2.3. Débit de dose 77
1.2.4. Application archéologique 79
1.2.5. Application aux séquences environnementales 81
2. Modèles d'âges des séquences sédimentaires marines 85
2.1. Méthodes de datations et calages indirects 85
2.2. Transformer les profondeurs en âge : les modèles d'âge-profondeur 86
3. Modèles d'âges des séquences archéologiques 88
3.1. La modélisation bayésienne 88
3.2. Recherches de synchronies entre changements technologiques, culturels et environnementaux 91
PARTIE II : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL ACTUEL 95
Chapitre 1 : Sédimentation marine et courants océaniques 97
1. Sédimentation 97
1.1. Sédimentation dans le golfe de Gascogne 97
1.2. En Méditerranée nord-occidentale 98
2. Océanographie et courants marins 99
2.1. Masses d'eaux et circulations océaniques dans le Nord-Est de l'Océan Atlantique 99
2.2. En Méditerranée nord-occidentale 101
Chapitre 2 : Climat et végétation actuels 105
1. Climats et vents en Europe occidentale 105
2. Végétation actuelle en Europe occidentale 107
2.1. Végétation tempérée Atlantique 107
2.2. Végétation nord-ouest Méditerranéenne 109
PARTIE III : METHODES APPLIQUÉES AUX CAROTTES MARINES 111
Chapitre 1 : Matériel d'étude : les carottes marines 113
1. Carotte sédimentaire marine MD04-2845 113
1.1. Chronologie 114
2. Carotte sédimentaire marine MD99-2343 115
2.1. Chronologie 115
Chapitre 2 : Méthodes chronologiques et modèles d'âges 119
1. Méthodes de datations par luminescence des séquences sédimentaires marines 119
1.1. Hypothèses pour dater les feldspaths des carottes marines 119
1.2. Échantillonnage 120
1.3. Détermination des doses équivalentes (D_e) 122

1.3.1. Mesures de pIR-IR_{290} 122
1.3.2. Doses résiduelles 124
1.4. Détermination des débits de dose (D_r) 124
2. Modèles d'âge profondeur 125
Chapitre 3 : Paléopalynologie dans les carottes sédimentaires marines 127
1. Le pollen et le cycle du végétal 127
2. De l'échantillonnage de la carotte sédimentaire à la lame au microscope 129
2.1. Echantillonnage de la carotte 129
2.2. Protocole chimique 129
2.3. Montage des lames 130
2.4. Identification des grains de pollen et spores au microscope optique 130
3. Calcul des pourcentages et concentrations polliniques 131
3.1. Pourcentages polliniques 131
3.2. Concentrations polliniques 133
3.3. Incertitude associée aux pourcentages polliniques 134
4. Outils dans l'aide à l'interprétation 135
4.1. Les diagrammes polliniques 135
4.2. Analyses par composantes principales (ACP) 137
Chapitre 4 : Bases de données et modélisations chronologiques 139
1. Pour des chronologies archéologiques fiables des expressions technologiques et culturelles 139
1.1. Bases de données chronologiques 139
1.2. Sélection des âges dans les nouvelles bases de données archéologiques 140
2. Modélisations chronologiques bayésiennes 141
2.1. Réflexions et choix méthodologiques : définition de la phase 141
2.2. Base de données et intégration dans les modèles chronologiques 142
PARTIE IV : CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX, CLIMATIQUES & TECHNOLOGIQUES ET CULTURELS EN EUROPE OCCIDENTALE 149
Chapitre 1 : Changements environnementaux, climatiques et technologiques/culturels dans le Sud-Ouest de la France 151
1. Les changements de végétation dans le Sud-Ouest de la France 151
2. Nouveaux apports chronologiques dans la construction des chronologies marines 159
2.1. Datations IRSL 159
2.1.1. Détermination des doses équivalentes 160
2.1.2. Détermination du débit de dose 166
2.1.3. Interprétation chronostratigraphique 169
2.2. Modèles d'âge et statistiques bayésiennes 172
3. Changements climatiques sur la façade Atlantique : étude multiproxy climatique 176

3.1. Changements climatiques dans le golfe de Gascogne 177
3.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire 179
3.2.1. Les cycles D-O 179
3.2.2. Les évènements d'Heinrich : impacts des débâcles massives d'icebergs sur la végétation et le climat du Sud-Ouest de la France 180
3.2.3. Comparaison avec d'autres enregistrements climatiques de la façade Atlantique ……..182
4. Chronologie des changements culturels et technologiques..... 187
4.1. TCLs de la fin du Paléolithique moyen 190
4.2. TCLs de la période de transition entre la fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur 193
5. Les environnements et climats « déclencheurs » des transitions culturelles ?..... 196
5.1. Potentielles synchronies à la fin du Paléolithique moyen..... 196
5.2. Changements technologiques, culturels et potentiel impact des GS/GIs et HS 4 à la transition 200
Chapitre 2 : Changements environnementaux, climatiques, technologiques et culturels dans le Nord-Ouest de la région méditerranéenne 205
1. Les changements de végétation dans la région du nord-ouest de la Méditerranée 205
2. Nouveau modèle d'âge 212
3. Changements climatiques dans la région méditerranéenne : étude multiproxy..... 215
3.1. Changements des températures et salinité des eaux de surface et de formation d'eau profonde dans le golfe du Lion 216
3.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire 218
3.2.1. Les cycles D-O 218
3.2.2. Les évènements d'Heinrich : impact des décharges d'iceberg sur le climat de la Méditerranée nord-occidentale 219
3.2.3. Comparaison avec d'autres enregistrements climatiques du Nord-Ouest de la Méditerranée..... 222
3.3. Changements climatiques et environnementaux en Europe occidentale : synthèse ……226
4. Chronologie des changements culturels et technologiques..... 228
5. Les environnements et climats « déclencheurs » des transitions culturelles ?..... 233
5.1. Synchronismes des TCLs et changements environnementaux de la fin du Paléolithique moyen en Méditerranée occidentale ?..... 234
5.2. Le début du Paléolithique supérieur en Méditerranée occidentale..... 237
Conclusions & perspectives 241
1. Changements environnementaux et climatiques contrastés en Europe occidentale 241
2. Potentiel et limites de la datation par IRSL appliquée au domaine marin 242

3.Bilan chronologique des TCLs en Europe occidentale et comparaison avec les changements environnementaux 245
Bibliographie 249
Liste des figures 310
Liste des tableaux 316
Annexes 319
Annexe 1 : Protocole d'extraction de pollen et de kystes dinoflagellés 320
Annexe 2 : Planches photographiques de pollen, spores, plantes et environnements 324
Annexe 3 : Diagrammes polliniques détaillés des carottes MD04-2845 et MD99-2343 335
Annexe 4 : Concentrations et incertitudes polliniques 341
Annexe 5 : Luminescence 345
Annexe 6 : Tableaux de valeurs des modélisations chronologiques 351
Annexe 7 : Articles 367

Introduction

Les groupes de chasseurs-cueilleurs préhistoriques ont évolué dans des environnements et climats changeants au cours de la dernière période glaciaire (73 000 – 13 000 avant le présent (ka), Sánchez Goñi *et al.*, 2017). Le rôle des changements environnementaux et climatiques comme moteur des changements biologiques et culturels est un sujet récurrent dans la littérature scientifique. Certains auteurs expliquent l'origine des changements technologiques ou démographiques au cours du Moustérien, de la transition du Paléolithique moyen et supérieur (~50 – 40 ka ; Greenbaum *et al.*, 2019) ou du Néolithique (~8,5 – 6,5 ka) par des changements environnementaux (Richerson *et al.*, 2005 ; Berger & Guilaine, 2009 ; Borrell *et al.*, 2015 ; Defleur *et al.*, 2020). D'auteurs auteurs proposent que les expansions et contractions de niches éco-culturelles[1] ont été causées par les changements climatiques et environnementaux (Banks *et al.*, 2008a ; Banks *et al.*, 2013 ; Vignoles *et al.*, 2020). D'autres, encore défendent l'idée que les changements culturels seraient indépendants des changements environnementaux (Pétillon *et al.*, 2016).

La fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur est une période importante pour comprendre l'impact potentiel des changements environnementaux sur l'adaptation de l'Homme de Néandertal (*Homo neanderthalensis*) et sa disparition en Europe occidentale. Plusieurs hypothèses sont évoquées pour expliquer sa disparition comme un évènement climatique majeur (Finlayson & Carrión, 2007 ; Golovanova *et al.*, 2010), une compétition pour les ressources alimentaires avec les *Homo sapiens* (d'Errico & Sánchez Goñi, 2003 ; Sepulchre *et al.*, 2007 ; Banks *et al.*, 2008a ; Gilpin *et al.*, 2016). D'autres études montrent que les changements climatiques n'ont pas été la cause principale de la disparition des Néandertaliens, qui serait due à l'arrivée des Hommes anatomiquement modernes (HAM ou *Homo sapiens*) (Timmermann, 2020).

La période de transition entre les Paléolithiques moyen et supérieur est importante en Europe occidentale, tant dans le changement biologique (disparition de Néandertal et l'arrivée des HAM), que dans les changements technologiques et culturels associés à ces groupes. Le

[1] Les niches éco-culturelles permettent d'explorer les interactions entre les systèmes culturels et naturels, et de comprendre comment la dynamique écologique a influencé les adaptations et les mouvements de populations de chasseurs-cueilleurs (Banks *et al.*, 2008b).

Paléolithique moyen est caractérisé par une variabilité des techno-complexes lithiques (TCL) moustériens[2], associés à Néandertal. De plus, dans certaines régions d'Europe occidentale, des industries dites de transition sont identifiées, présentant des caractères du Paléolithique moyen et du Paléolithique supérieur et dont les auteurs ne sont clairement pas tous identifiés. Les premiers HAM arrivant en Europe occidentale ont apporté la culture Aurignacienne. L'Aurignacien[3], - et plus largement l'émergence des industries du Paléolithique supérieur -, est considéré comme une rupture avec le Paléolithique moyen (Mellars, 2004). Cependant, cette période charnière est encore assez mal définie chronologiquement, en raison des incertitudes chronologiques inhérentes aux méthodes de datations, utilisées dans la construction des chronologiques archéologiques.

Un des traceurs archéologiques le plus utile et montrant des variabilités entre ces deux périodes de la Préhistoire est l'outillage lithique. Les études technologiques sont également associées à des études stratigraphiques et chronologiques (*e.g.* Guibert *et al.*, 2008 ; Jaubert, 2011), de fonctions de sites archéologiques (Delagnes & Rendu, 2011 ; Rendu *et al.*, 2019), d'assemblages fauniques et végétales (Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014). Ces études permettent de comprendre les dynamiques et comportements des groupes néandertaliens et d'HAM dans leurs environnements lors des Paléolithiques moyen et supérieur.

Déterminer si la variabilité des industries lithiques des Néandertaliens et HAM est associée à des changements environnementaux nécessite des chronologies fiables. Elles sont nécessaires pour estimer l'apparition et la durée de chaque TCL ou culture. L'utilisation croissante de modélisations chronologiques utilisant des statistiques bayésiennes vise à améliorer la chronologie de ces phénomènes en Europe occidentale au cours des MIS 4 et 3, par exemple (Higham *et al.*, 2010 ; Discamps *et al.*, 2011 ; Lahaye & Guérin, 2016 ; Banks *et al.*, 2019). De nombreuses études sur la biostratigraphie et la chronologie des sites archéologiques du Sud-Ouest de la France ont été réalisées afin d'identifier les variabilités temporelle et spatiale de ces TCLs (*e.g.* Guibert *et al.*, 2008 ; Vieillevigne *et al.*, 2008 ; Discamps *et al.*, 2011 ; Jaubert, 2011 ; Discamps & Royer, 2017 ; Lahaye, 2019).

[2] L'industrie lithique néandertalienne a été regroupée sous la dénomination de Moustérien (Bordes, 1950 ; Bordes, 1953 ; Bordes, 1961). Cependant, de fortes variabilités dans les assemblages ont été observées sans qu'une cause véritable n'ait été identifiée.

[3] La présentation des différents techno-complexes lithiques sera développée dans le chapitre 1.

Les groupes néandertaliens et d'HAM ont évolué au cœur d'environnements et climats changeants, c'est-à-dire une succession de réchauffements et refroidissements à l'échelle millénaire qui ont ponctué la dernière période glaciaire en Europe. Les variations climatiques ont impacté les végétations, les environnements et indirectement les faunes migratrices chassées par les groupes de chasseurs-cueilleurs. Ces évènements climatiques ont été bien détectés dans les carottes de glace provenant du Groenland (Dansgaard *et al.*, 1993) et dans les séquences sédimentaires prélevées au fond de l'Atlantique Nord (Bond & Lotti, 1995). Les séquences sédimentaires marines contiennent des indices climatiques variés tels que les grains de pollen. Ces derniers permettent de remonter à l'histoire de la végétation passée avec une chronologie plus fiable que les séquences polliniques terrestres pour des périodes plus anciennes que 45 ka, limite temporelle de la méthode du radiocarbone (^{14}C).

La variabilité climatique millénaire (rapide) pourrait avoir joué un rôle dans les stratégies de subsistance de ces groupes de chasseurs-cueilleurs. Ces changements climatiques impactent les écosystèmes végétaux, qui à leur tour ont certainement influencé les migrations de la biomasse animale chassée par les groupes préhistoriques. Hodgkins *et al.* (2016) ont proposé que les traitements des carcasses (marques de découpe et de percussion) variaient pendant une partie de la dernière période glaciaire (73 – 40 ka). Dans les sites de Pech de l'Azé IV et Roc de Marsal (Dordogne), les extractions de nutriments dans les carcasses des animaux seraient plus fréquentes en périodes froides qu'en périodes chaudes. Les climats froids seraient associés à un stress nutritionnel, les Néandertaliens intensifieraient leurs efforts de recherche de nutriments. Cependant, il reste difficile de démêler le rôle des variations climatiques mais aussi des choix technologiques ou culturels dans les stratégies de subsistance (Discamps *et al.*, 2011).

L'impact potentiel des changements climatiques et environnementaux sur la variabilité technologique des Néandertaliens et HAM, mais également sur la disparition des premiers, reste donc une question ouverte. Celle-ci ne peut être abordée que si un synchronisme est identifié entre des évènements climatiques et des changements biologiques et/ou technologique et culturels. Une synchronie n'est pas synonyme de causalité, mais permet d'en émettre l'hypothèse sous certaines conditions. Si cela est le cas, il est également important de connaître comment et à quel degré ces changements environnementaux ont pu déclencher ces

changements biologiques, technologiques ou culturels. Par exemple, les raisons sous-jacentes à ces changements de comportement doivent encore être identifiées dans un large éventail de causes, où la végétation européenne est essentielle, déterminant la disponibilité de la biomasse des herbivores affectant la mobilité des groupes humains (d'Errico & Sánchez Goñi, 2003 ; Sepulchre *et al.*, 2007 ; Banks *et al.*, 2008a). Cependant, cette recherche de synchronies est toutefois difficile en raison des incertitudes chronologiques des séquences paléoenvironnementales et archéologiques mais également dans l'attribution techno-économiques ou culturelles des ensembles lithiques. Toutefois, nous pouvons améliorer le registre environnemental et les chronologies des séquences climatiques et archéologiques pour savoir si des possibles correspondances existent entre le développement des différents TCLs, cultures et des variations climatiques.

Le Sud-Ouest de la France est l'une des meilleures régions pour aborder cette question, en raison de sa richesse en sites archéologiques datés (*e.g.* d'Errico et al., 2011; Aubry et al., 2012; Talamo et al., 2012; Frouin et al., 2017; Barshay-Szmidt et al., 2018; Discamps et al., 2019) et de la disponibilité d'enregistrements paléoclimatiques (pollen en contexte marin, spéléothèmes). Le Sud-Est de la France est également une région importante, puisqu'on y trouve également une variabilité des assemblages lithiques de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur (*e.g.* Vaissié *et al.*, 2017 ; Eixea, 2018). Les études des sites de cette région sont en croissante augmentation (Moncel, 1998 ; Valladas *et al.*, 2008 ; Barshay-Szmidt *et al.*, 2020 ; Richard *et al.*, 2021). Cette région serait également considérée comme une voie de migration des premiers HAM (*e.g.* Mellars, 2011 ; Hublin, 2015 ; Shao *et al.*, 2021). L'étude de ces deux régions se justifie par leur richesse archéologique associée à la disponibilité de deux carottes marines profondes riches en pollen, l'une située dans le golfe de Gascogne, et l'autre provenant du golfe du Lion.

Objectifs

Ce travail de thèse a trois objectifs pour améliorer les enregistrements polliniques existants et les chronologies de ces enregistrements paléoenvironnementaux et des séquences archéologiques. Ces objectifs vont être le fil conducteur de ce travail.

1. Reconstruire les paléoenvironnements et climats en Europe occidentale

La palynologie marine permet de reconstituer les environnements et les climats à partir de grains de pollen et spores conservés dans les sédiments de carottes sédimentaires marines, prélevées au fond des océans. Elle permet la reconstruction de séquences environnementales régionales longues et continues (Ning & Dupont, 1997 ; Moss & Kershaw, 2007). La comparaison directe, sans ambiguïté chronologique, entre changements océaniques et terrestres, utilisant des indicateurs climatiques terrestres et marins préservés dans la même séquence sédimentaire (dont certains sont adaptés à la datation), permet d'affiner la chronologie des changements de la végétation. Les indicateurs climatiques marins de la marge européenne montrent que les changements océaniques miment les changements climatiques millénaires à centennaux détectés dans les archives de glace (cycles de Dansgaard-Oeschger, Dansgaard *et al.*, 1993) et dans les séquences sédimentaires (événements froids d'Heinrich, Heinrich, 1988). Les données polliniques provenant des séquences sédimentaires marines profondes du golfe de Gascogne et des archives de spéléothèmes du Sud-Ouest de la France ont mis en évidence l'impact des changements climatiques millénaires sur la végétation de l'ouest de la France, de façon précise au cours du dernier cycle climatique (*e.g.* Genty *et al.*, 2003 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). De même, l'étude pollinique d'une portion de la carotte provenant du golfe du Lion a montré des changements rapides de végétation lors de la période englobant deux événements d'Heinrich (52 – 36 ka) (Sanchez Goñi *et al.*, 2021). Ces deux carottes marines contiennent des grains de pollen et des sédiments, provenant et transportés, principalement et respectivement des bassins hydrographiques de la Loire et la Garonne (golfe de Gascogne), et du Rhône et de l'Èbre (golfe du Lion).

Cependant, la résolution temporelle de l'enregistrement pollinique du golfe de Gascogne peut être améliorée et l'étude pollinique du golfe du Lion doit être élargie au début de la période qui nous intéresse, la fin du Paléolithique moyen (65 - 52 ka). Ces améliorations de la résolution temporelle visent à mieux comparer les changements environnementaux aux séquences archéologiques.

Le premier volet de cette thèse va être dans un premier temps de documenter à plus haute résolution les environnements et climats à la fin du Paléolithique moyen et au début du Paléolithique supérieur en Europe occidentale. La reconstruction et la comparaison des environnements et climats de deux régions, qui sont le Sud-Ouest et le Sud-Est de la France, permettra de déterminer des différences régionales importantes entre la façade Nord-Est de l'Atlantique et la Méditerranée nord-occidentale. L'augmentation de la résolution temporelle jusqu'alors obtenue entre 0,5 et 1 ka dans la carotte du golfe de Gascogne, permettra de mieux cerner les changements climatiques centennaux à millénaires.

2. Améliorer la chronologie des changements environnementaux

Les données chronologiques des enregistrements paléoclimatiques ne sont pas suffisamment précises et fiables, en raison des incertitudes inhérentes aux méthodes de datations. Certaines incertitudes chronologiques des carottes sédimentaires marines peuvent aller jusqu'à 1,5 ka pour la période étudiée (Sánchez Goñi *et al.*, 2017), pouvant englober plusieurs cycles de Dansgaard-Oeschger ou un cycle d'Heinrich. De plus, la période du Paléolithique moyen ne peut pas être datée par le ^{14}C.

Le deuxième volet de ce travail est donc d'améliorer la chronologie de ces environnements et climats en Europe occidentale par l'application de la méthode IRSL (Thomsen *et al.*, 2008 ; Thiel *et al.*, 2011a ; Thiel *et al.*, 2011b) sur une des carottes marines. Les archives marines peuvent être datées par exemple par des méthodes numériques telles que la téphrochronologie, le radiocarbone (^{14}C) et les méthodes de datation par luminescence (TL, OSL, IRSL[4],…), les évènements magnétiques (Kuehl *et al.*, 1996 ; Stokes *et al.*, 2003 ; Waelbroeck *et al.*, 2019). Cependant, certains enregistrements marins n'ont pas encore été datés

[4] TL (Thermoluminescence), OSL (Luminescence optiquement stimulée) et IRSL (Luminescence stimulée par l'infrarouge). Ces méthodes et en particulier l'IRSL seront présentées dans les chapitres 3 (Parties I et III).

à l'aide de ces méthodes. C'est pour cela, que nous proposons de dater par IRSL la carotte marine MD04-2845, qui n'est pas datée au-delà de 40 ka par une de ces méthodes.

Les datations IRSL sur les sédiments, en plus des âges ^{14}C vont fournir des points de contrôle chronologiques additionnels. Ils vont ainsi permettre d'affiner la chronologie des changements de la végétation, et ce, au-delà de 45 ka. De plus, il s'agit d'un enjeu méthodologique, car aucune étude de datation par luminescence n'a été encore menée sur une carotte marine prélevée sur la marge Est de l'Atlantique Nord. En effet, la datation par luminescence a été appliquée à de nombreuses carottes sédimentaires marines dans différentes régions, par exemple, les océans Pacifique, Arctique, Baltique et Atlantique (Wintle & Huntley, 1979 ; Anasse, 2002 ; Olley *et al.*, 2004 ; Armitage & Pinder, 2017). Une partie des nouvelles datations a été menée dans la portée chronologique du radiocarbone pour corréler les âges ^{14}C et IRSL, montrant l'intérêt de notre approche de datation par luminescence.

Nous avons appliqué au domaine marin un nouveau modèle d'âge- élévation (Jha *et al.*, 2020) pour en faire un modèle d'âge-profondeur appliqué aux deux carottes étudiées. Ce dernier utilise des statistiques bayésiennes et des contraintes stratigraphiques entre les échantillons, permettant de mieux contraindre le rythme des changements environnementaux dans le sud de la France.

3. Corréler les données culturelles et climatiques sur la base d'une meilleure chronologie

L'objectif de ce troisième volet est de proposer un cadre chronologique plus fiable pour la variabilité des industries lithiques notamment pour la fin du Paléolithique moyen jusqu'au début du Paléolithique supérieur. L'amélioration de la chronologie des TCLs et cultures va être menée par deux synthèses régionales des différents TCLs ouest européens. Notre travail n'est pas de dater d'anciens ou de nouveaux gisements archéologiques, mais de se baser sur les données chronologiques déjà disponibles. Un recensement dans des bases de données archéologiques, d'âges issus de différentes méthodes de datation et publiés, permettra de mieux cerner les différents TCLs et cultures à l'échelle régionale. Deux bases de données

indépendantes ont été réalisées, dont une utilisant d'anciennes bases de données existantes pour le Paléolithique moyen (Guibert *et al.*, 2008) dans le Sud-Ouest de la France et pour le début du Paléolithique supérieur (d'Errico *et al.*, 2011). Pour le Paléolithique supérieur, il existe des bases de données uniquement dédiée à cette période, mais bien souvent seuls les âges radiocarbones sont recensés, puisqu'ils fournissent les plus faibles incertitudes chronologiques. La temporalité de ces bases est comprise entre le début du Paléolithique moyen récent jusqu'au début du Paléolithique supérieur, c'est-à-dire une période comprise entre 115 et 35 ka.

La comparaison de chronologies archéologiques, basées sur des bases de données avec les nouvelles chronologies paléoenvironnementales, permettra de détecter ou non la synchronie ou la diachronie entre les différentes expressions technologiques et culturelles.

Cette comparaison permettra aussi de mieux appréhender les relations des derniers groupes de Néandertaliens et des premiers HAM en Europe occidentale avec leurs environnements et leurs potentiels moyens d'adaptations face aux changements climatiques rapides.

PARTIE I : ETATS DES CONNAISSANCES

Chapitre 1 : Le Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur en Europe occidentale

1. Généralités

1.1. Généralités et cadre spatio-temporel

En Europe, le Paléolithique moyen (~350 - 40 ka) est associé à l'Homme de Néandertal (*Homo neanderthalensis*), espèce éteinte du genre Homo (Fig. 1) et peut être subdivisé en deux sous-périodes chronologiques. La première, appelée Paléolithique moyen ancien s'étend d'environ 350 ka jusqu'au début de l'interglaciaire Eémien (~125 ka, première partie du stade isotopique marin, MIS 5), c'est-à-dire le début du Pléistocène supérieur (Cohen *et al.*, 2013). La seconde, le Paléolithique moyen récent de 125 ka jusqu'à la disparition des derniers Néandertaliens vers 40 - 35 ka selon les régions. Cette subdivision du Paléolithique moyen est remise en question, mais elle présente l'avantage de simplifier la perception que l'on se fait de cette période, qui couvre plus de 300 ka.

Depuis la découverte en 1856 d'une calotte crânienne dans la vallée de Neander (Allemagne), qui lui a donné son nom (Homme de Néandertal), des restes néandertaliens ont été découverts dans d'autres sites archéologiques, attestant sa présence en Europe, au Proche Orient et en Asie centrale (Fig. 2). L'Homme de Néandertal a longtemps été vu et décrit comme une brute, un personnage « barbare » sans pensée symbolique et comportements mortuaires, par opposition aux HAM (Depaepe & Patou-Mathis, 2018). De récentes études attestent pourtant de comportements culturels et symboliques (d'Errico *et al.*, 1998 ; Soressi *et al.*, 2013 ; Jaubert *et al.*, 2016), funéraires (Rendu *et al.*, 2014), territoriaux et socio-économiques (Delagnes & Rendu, 2011).

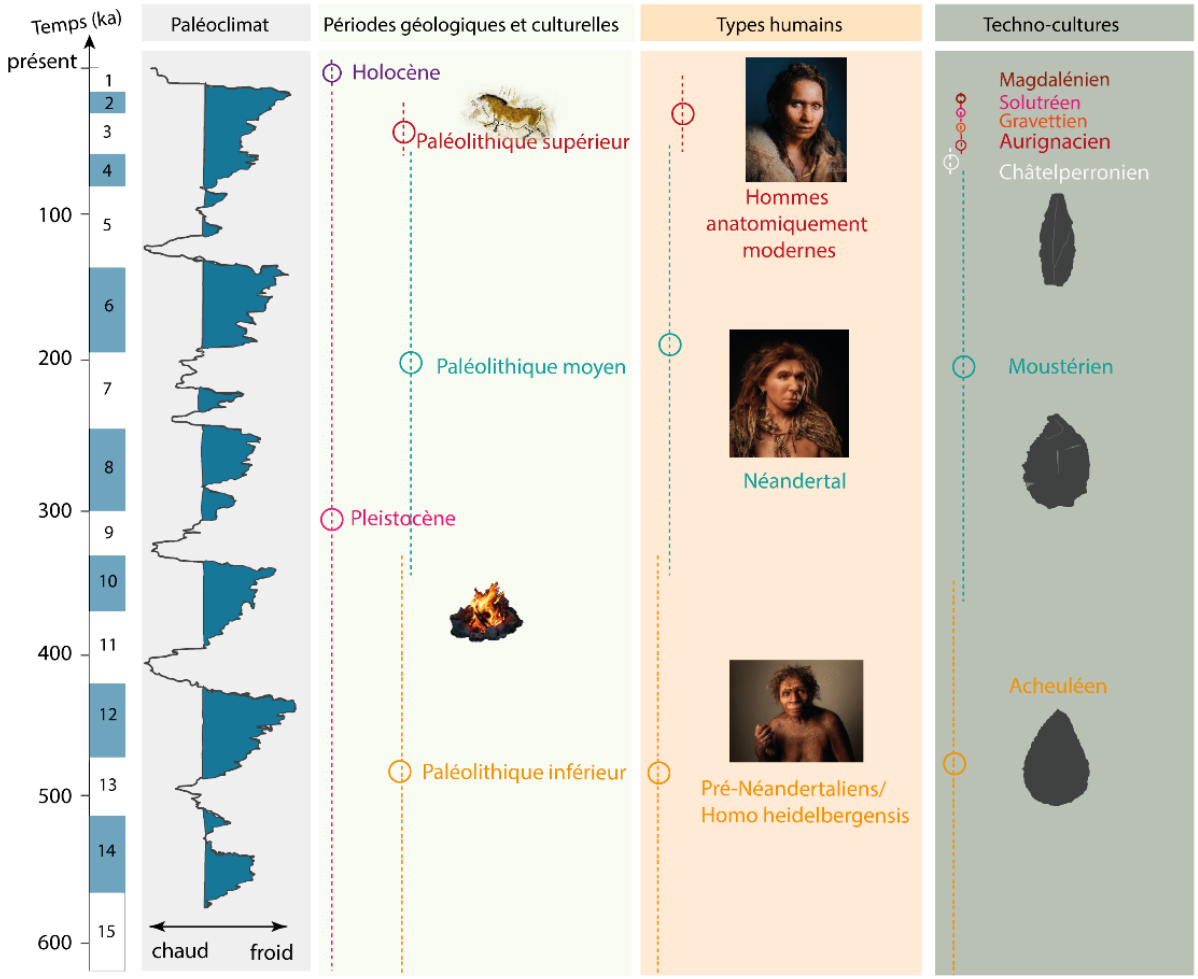


Fig. 1. Schéma de la subdivision de la Préhistoire des derniers 600 ka en Europe occidentale. Sont représentées de gauche à droite : les stades isotopiques (de 1 à 15), une courbe des variations du $\delta^{18}O$ du Groenland (Lisiecki and Raymo, 2005) illustrant les variations de températures. Les périodes géologiques et culturelles sont représentées, associées avec les types humains et les TCLs et cultures. Les photographies des types humains sont des reconstructions faites par la paléo-plasticienne E. Daynès (https://www.elisabethdaynes.com/paleoart-reconstructions/). Schéma modifié d'après Lahaye (2019).

Les comportements technologiques et culturels des chasseurs-cueilleurs du Paléolithique sont majoritairement identifiés par les vestiges archéologiques, dont la grande majorité des traces matérielles sont les industries lithiques pour les périodes les plus anciennes du Paléolithique (*i.e.* Paléolithique moyen et inférieur). La classification des assemblages se fait dans des catégories qui sont continuellement référencées comme « cultures », « faciès », « traditions », et plus récemment « technocomplexes ». D'autres vestiges peuvent aider à la compréhension des dynamiques sociétales, tels que la faune (os, dents, bois de cervidés), la présence de foyers et parfois des restes humains mis au jour au gré des sites. L'industrie lithique néandertalienne, présentant une apparente homogénéité a été regroupée sous la dénomination de « culture » moustérienne (Peyrony, 1920 ; Bordes, 1950 ; Bordes, 1953), d'après le site éponyme du Moustier (Dordogne). Ce terme reste néanmoins complexe, sans un consensus sur

une définition générale pour s'appliquer aux industries moustériennes. Cependant, de fortes variabilités dans les assemblages ont été observées sans qu'une cause unique n'ait été identifiée. Ces différentes variabilités en Europe occidentale vont être développée dans la suite de ce chapitre.

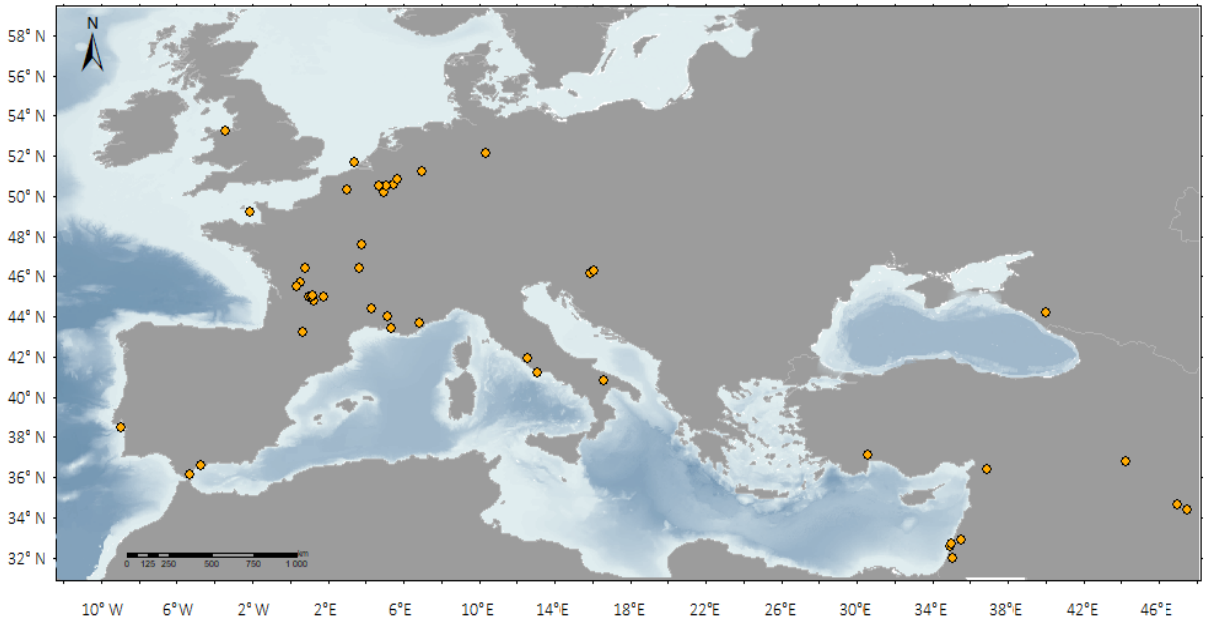


Fig. 2. Carte non exhaustive des localisations de gisements livrant des fossiles néandertaliens en Europe et au Moyen-Orient.

Le Paléolithique supérieur (~45 - ~11 ka) marque un profond changement dans l'occupation du territoire ouest européen. Ce Paléolithique est associé à l'arrivée des HAM en Europe (Fig. 1). La première culture attestée du Paléolithique supérieur en Europe occidentale est l'Aurignacien, caractérisée par de nombreuses innovations (Teyssandier, 2007 ; Teyssandier, 2008). L'utilisation de l'art mobilier, de parures en coquillage, mais aussi l'art pariétal, la création d'instruments de musique et les sépultures ont été longtemps vus comme les premiers signes de la modernité en Europe (*e.g.* d'Errico & Banks, 2015). Aujourd'hui, ces comportements « modernes » ne sont plus cantonnés seulement aux HAM (Hardy *et al.*, 2020).

L'Homme de Néandertal disparait progressivement en Europe de l'Ouest pendant la période charnière entre ces deux périodes (~50 – 40 ka). Les hypothèses quant à cette disparition mais aussi l'expansion territoriale des groupes HAM en Europe sont multiples. Certaines évoquent une rupture technologique et biologique (Bar-Yosef, 1998 ; Bar-Yosef, 2002) ou une acculturation (Demars & Hublin, 1989) des groupes néandertaliens au contact des HAM.

Le cloisonnement entre Néandertal et HAM n'est plus aussi marqué. Les études ADN de ces dernières années ont permis de mettre en évidence des croisements génétiques entre les deux populations (Green *et al.*, 2010), impliquant de possibles transferts technologiques et/ou culturels au Proche-Orient et en Europe (Wall *et al.*, 2013 ; Prüfer *et al.*, 2014 ; Vernot & Akey, 2015 ; Hublin *et al.*, 2020).

Cependant, pourquoi Néandertal a disparu ? Certains chercheurs postulent que cette disparition a été causée par des éruptions volcaniques (Golovanova *et al.*, 2010), ou un évènement climatique extrêmement froid (Finlayson & Carrión, 2007). D'autres proposent des changements environnementaux et climatiques, conduisant à une compétition entre les groupes néandertaliens et modernes pour les ressources alimentaires et notamment le gibier chassé (d'Errico and Sánchez Goñi, 2003; Sepulchre et al., 2007; Banks et al., 2008). La cause de l'extinction de Néandertal n'a pas trouvé consensus et une cause multifactorielle serait plus vraisemblable (Gilpin *et al.*, 2016 ; Timmermann, 2020 ; Vahdati *et al.*, 2022).

Cette période de « remplacement » de l'Homme de Néandertal par HAM est encore assez mal définie chronologiquement, en raison des incertitudes chronologiques inhérentes aux méthodes de datations. Les incertitudes chronologiques rendent difficile la comparaison avec les conditions climatiques et environnementales ayant présidé lors de la disparition de Néandertal.

1.2. Variabilité des industries lithiques du Paléolithique moyen : historique et interprétations

La multiplication des fouilles archéologiques - notamment au cours du XXe siècle – a permis de découvrir des sites archéologiques, livrant des restes néandertaliens et d'HAM plus ou moins complets : Krapina (Croatie), La Chapelle aux Saints, Le Moustier, Pech de l'Azé, la Ferrassie, la Quina (France) ... Les archéologues proposent également des classifications des périodes ou cultures du Paléolithique moyen et supérieur de plus en plus complexes, basées sur les industries lithiques. Nous devons la classification des industries moustériennes et celles attribuées au Paléolithique supérieur à des préhistoriens français. Il existe une variabilité assez importante dans les industries lithiques du Paléolithique moyen. Pour le Paléolithique supérieur, une relative succession chronologique et technologiques des assemblages lithiques est

observée. Le but de ce travail n'est pas de refaire une synthèse de tout l'historique des interprétations, mais nous nous focaliserons sur les points essentiels pour comprendre la variabilité des industries lithiques, notamment moustérienne.

D. Peyrony a mis en évidence une complexité culturelle du Moustérien et une subdivision non exclusivement chronologique. En 1925, il a déterminé plusieurs « faciès » moustériens au Moustier : le moustérien typique, le moustérien de type Quina, le Moustérien de type La Ferrassie et le Moustérien de tradition acheuléenne[5] (Peyrony, 1925).

Dans les années 1950, F. Bordes a utilisé une méthode statistique permettant le classement en quatre ou cinq groupes d'industries, sur la base de la typologie des outils moustériens afin de « mettre de l'ordre dans le fatras appelé Moustérien » (Bordes, 1981).
Il reprend l'idée que l'évolution du Moustérien est buissonnante en plusieurs faciès (Bordes, 1950). Il définit cinq groupes typo-techniques moustériens, selon la proportion du type d'outils et du mode de débitage dans les assemblages. D'autres faciès régionaux sont individualisés tels que le Tayacien, le Vasconien (Pays basque), le Charentien évolué et l'Asiniponien (Pech de l'Azé IV). Pour lui, les différences des faciès du Paléolithique moyen seraient d'ordre culturel, issues d'un processus évolutif et correspondraient à autant de groupes humains (Bordes, 1981) . Au contraire, les industries originales seraient le reflet de centres de développement locaux. Il réfute l'hypothèse du climat et des changements environnementaux comme vecteur de variabilité, mais également la saisonnalité car il devrait y avoir quatre faciès par an.

Bien que la méthode dite « bordienne » ait été appliquée pour les gisements des Paléolithique moyen et supérieur (de Sonneville-Bordes & Perrot, 1953) en Europe et au Proche-Orient, d'autres chercheurs ont remis en cause cette méthodologie et ont proposé d'autres interprétations. Certains proposent que la variabilité des assemblages du Paléolithique moyen serait explicable par d'autres facteurs : les activités et la fonction des sites (Binford & Binford, 1966), les matières premières (Dibble & Rolland, 1992),… Pour un lecture complète des hypothèses, le lecteur peut se référer à des synthèses comme celle de Koehler (2016).

À la fin des années 1960, P. Mellars propose une succession chronologique des faciès moustériens d'après des séquences du Sud-Ouest de la France (Mellars, 1965 ; Mellars, 1970). Pour lui, l'ordre d'apparition stratigraphique de certains faciès suit des constantes au sein des

[5] Acheuléen : industrie typique du Paléolithique inférieur (~1 Ma - 300 ka).

mêmes gisements. Il apporte également des considérations paléoclimatiques, en associant faciès et faunes des mêmes niveaux archéologiques.

Dans les années 1970, L. et S. Binford suggèrent que les faciès moustériens sont le reflet d'activités différentes (Binford & Binford, 1966 ; Binford & Binford, 1969). Chaque faciès correspondrait non pas à l'outillage propre d'un groupe mais à un lot d'outils spécialisés dans une série de tâches déterminées. L'interstratification des outils reflèterait des activités spécialisées saisonnières en fonction des conditions environnementales.

H.L. Dibble propose que la variabilité des faciès définis par Bordes serait le résultat d'une différence dans le processus de réduction des outils (Dibble, 1987). Son hypothèse, combinée avec celle de N. Rolland sur la fréquence des outils retouchés (Rolland, 1981) intègre le climat comme facteur potentiel (Rolland & Dibble, 1990 ; Dibble & Rolland, 1992). Les fluctuations climatiques impacteraient le degré de mobilité de groupes moustériens distincts et des exploitations de la matière première. Les phases plus rigoureuses entraineraient une mobilité moindre avec un emploi parcimonieux de la matière première et une production d'outils très investis et du raffutage. Au contraire, les phases tempérées entraineraient des déplacements plus aisés, un plus grand accès et un emploi dispendieux de la matière première , résultants de faibles transformations des outils (Dibble & Rolland, 1992).

Les études de ces dernières années se focalisent sur la reconstruction des étapes de la chaîne opératoire, c'est-à-dire depuis l'acquisition de la matière première jusqu'à l'utilisation de l'outil. Au contraire de Bordes, qui analysait seulement les produits finis, l'approche de chaîne opératoire cherche à comprendre l'enchaînement des gestes techniques. Cette approche a été adoptée par les archéologues spécialisés dans le Paléolithique français et européen comme méthode pour décrire les assemblages lithiques. Des grandes familles de schémas opératoires (modes de débitages, façonnages des outils) ont été déterminés pour le nord de la France et le Périgord. Les récentes publications identifient des variantes technologiques incluant différents types de Levallois (Boëda, 1993), laminaire, discoïde (Boëda, 1993), Quina (Bourguignon, 1996) ; et système de façonnage des bifaces (Boëda *et al.*, 1990 ; Soressi, 2002) pour définir des « traditions techniques » à travers les systèmes techniques de production.

L'outil lithique devient ainsi un porteur d'informations dans une dynamique plus complexe : l'environnement ; l'évolution technique et conceptuelle, les gestes, les intentions et choix. La chaîne opératoire est replacée dans une dynamique plus large à la fois temporellement

et spatialement. Néanmoins, toutes les étapes de la chaîne opératoire ne sont pas accessibles pour les assemblages du Paléolithique inférieur et Paléolithique moyen (Boëda *et al.*, 1990). De plus, cette approche délaisse les objets non retouchés, en se focalisant seulement sur les systèmes techniques de production. Il est assez difficile de juger de la contemporanéité et l'intégrité des couches contenant les assemblages lithiques. Des problèmes liés aux processus taphonomiques et post-dépositionnels[6] sont peu pris en compte. De plus, certains outils peuvent être réutilisés ou remodifiés ce qui peut changer totalement la forme (Dibble, 1987) voire la fonction de l'outil.

Les approches territoriales s'intéressent à l'ensemble lithique au sein du territoire, c'est-à-dire intra-sites et inter-sites. La fonction du site et le mode d'occupation sont au centre des recherches, associés à la provenance et la circulation des matières premières (Turq et al., 2013 ; 2017), les études techno-économiques (Turq, 1989 ; Thiébaut, 2005 ; Vaissié *et al.*, 2017), l'analyse spatiale des vestiges, les études archéozoologiques,… Ces données sont comparées à d'autres sites pour appréhender les comportements territoriaux à l'échelle régionale de groupes néandertaliens à la fin du Paléolithique moyen (Delagnes & Rendu, 2011). Ces comportements techno-économiques, lithologiques (Turq *et al.*, 2013 ; Turq *et al.*, 2017) ou spatiaux sont confrontés pour rapprocher différents ensembles lithiques comme appartenant à la même tradition culturelle ou au contraire, ne pas en faire partie.

La terminologie utilisée pour décrire les technologiques lithiques des Néandertaliens et des HAM comprend : « systèmes technologiques », « systèmes de débitage » « systèmes de productions », « concepts de production », « méthodes de production » (Monnier & Missal, 2014). Le terme de « culture » peut également être utilisé pour définir l'adaptation en termes de stratégie de subsistance et technologiques, mais également par des aspects tels que l'organisation sociale de ces groupes. Le terme plus neutre de « technocomplexe lithique » (TCL) sans connotation culturelle et fonctionnelle a émergé.

> « C'est l'ensemble des savoirs et pratiques s'appliquant aux chaînes opératoires de production lithique et partagés par un ensemble de groupes humains, qui sert à définir pour le préhistorien différents « technocomplexes » »
>
> (Delagnes *et al.*, 2007)

[6] La taphonomie concerne la formation des gisements fossiles et tous les processus qui interviennent depuis la mort d'un organisme, incluant le transport, l'enfouissement, la fossilisation et l'altération après le dépôt. Après le dépôt, des processus de remaniements ou de bioturbation peuvent entraver l'intégrité des couches archéologiques.

Ce nouveau terme met en relation les entités archéologiques avec les groupes humains en incluant les dynamiques de mobilité, les stratégies de subsistance, la localisation et type des sites. Ce terme apparait comme un nouveau type de définition, la plus satisfaisante actuellement. La variabilité des TCLs du Paléolithique moyen, au sein des modes de production résulte à la fois des traditions d'un groupe humain et de ses exigences fonctionnelles (*ibid.*). Il existe une variabilité au sein de tous les modes de production (notamment pour les systèmes de débitages Levallois, Discoïde et Quina) qui peuvent varier géographiquement et diachroniquement. Delagnes & Meignen (2006) suggèrent que de futurs âges permettront de révéler la contemporanéité de multiples « cultures », c'est-à-dire l'occupation d'une région par plusieurs populations humaines différentes.

Néanmoins, l'utilisation du terme technocomplexe lithique reste problématique. La définition des TCLs semble claire mais la différentiation des industries lithiques au sein de ces groupes reste ambiguë (Monnier & Missal, 2014). De plus, le concept est critiqué en raison du manque de données quantitatives (*ibid.*). En 2017, un numéro spécial a été publié à la suite d'une session du XVII congrès de l'UISPP intitulée « *Cleaning up a Messy Mousterian: How to describe and interpret Late Middle Palaeolithic chrono-cultural variability in Atlantic Europe*[7]"(Faivre *et al.*, 2017a). Cette session visait à répondre aux problèmes évoqués et à donner une définition explicite des TCLs pour le bassin aquitain (Faivre *et al.*, 2017b). Les auteurs proposent donc une définition technologique des TCLs conduisant à l'abandon définitif du concept de « faciès » de F. Bordes. Au moins trois TCLs sont clairement caractérisés par un seul système de production d'éclats (Levallois, Discoïde ou Quina, Fig. 3). Un autre TCL, qualifié de TCL mixte a été défini combinant plusieurs systèmes de production. Nous allons donc présenter brièvement ces différents TCLs du Paléolithique moyen, pris au sens de Faivre et al. (2017b) dans toute la suite de ce manuscrit.

Le débitage Levallois

Le TCL Levallois apparait vers 350 ka et disparait en Europe en même temps que Néandertal. Le débitage Levallois constitue un fond commun du Moustérien. Il est fondé sur le principe de prédétermination : le nucléus est préparé de façon à ce que le volume présente deux

[7] Les présentations de la session B40 de l'IUSPP de septembre 2014 ont fait l'objet d'une publication des actes du colloque dans *Quaternary International*.

faces complémentaires. Une surface est destinée à la préparation et l'autre à la production d'éclats. Ce TCL offre une large gamme de produits, composés d'éclats, lames et pointes (Boëda, 1986 ; Boëda, 1993).

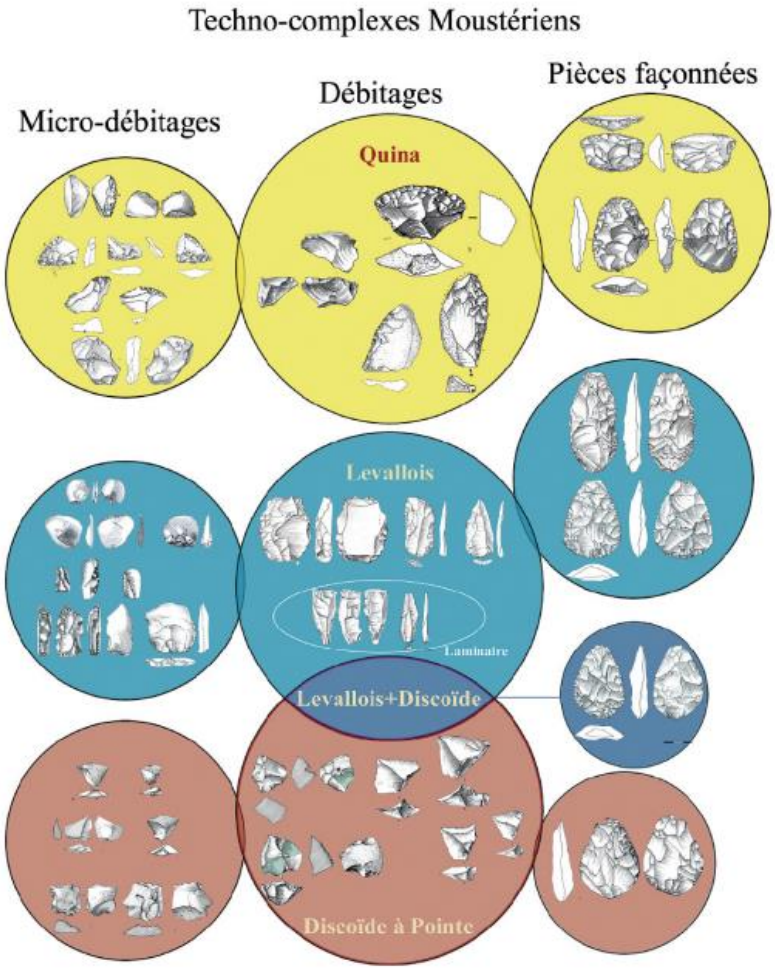


Fig. 3. Synthèse des technocomplexes lithiques moustériens, tiré de Bourguignon *et al.* (2016). L'outillage lithique : le témoin privilégie d'une grande diversité dans *Néandertal à la loupe*, p. 68.

Le débitage Discoïde

Les premières manifestations du débitage Discoïde apparaissent avant celles du débitage Levallois, mais il se trouve également présent pendant le Paléolithique moyen. Ce débitage vise à la production d'éclats de formes triangulaires courts et larges pourvus d'un bord abrupt appelé dos, grâce à une alternance de débitage en deux surfaces du nucléus. Les éclats appelés « pointes pseudo Levallois » et éclats débordants sont obtenus (Bourguignon *et al.*, 2006). Les autres supports issus du débitage sont aménagés en encoche ou denticulés. La prédétermination dans

le TCL Discoïde est importante comme le montre la faible proportion des éclats non retouchés dans le nord de l'Aquitaine (Faivre *et al.*, 2017b).

Le débitage Quina

Le débitage de type Quina a été identifié dans le site éponyme de La Quina (Vienne). Au contraire du débitage Levallois, le débitage Quina commence sans préparation du nucléus. Ce TCL se caractérise par la production de grands éclats épais et prédéterminés, les lames restent rares (Meignen & Vandermeersch, 1988 ; Bourguignon, 1996 ; Bourguignon, 1997). Ces grands éclats sont souvent transformés en racloirs[8] dont beaucoup comportent une retouche spécifique, appelée « retouche Quina ». Les racloirs accompagnent des pièces spécialisées (tranchoirs, racloirs de taille bifaciales, limaces). Les grattoirs sont épais et carénés ou à museaux et sont considérés identiques à ceux de l'Aurignacien. Les couteaux à dos et les bifaces sont rares.

Le TCL Quina est géographiquement localisé *stricto sensu* dans le bassin aquitain. Cependant, il ne semble pas qu'il soit seulement cantonné au Sud-Ouest de la France. Certains assemblages de sites localisés dans la vallée du Rhône présentent des éléments Quina. (Slimak, 2005). Par des études technologiques et techno-morpho-fonctionnelles, les industries de type « Quina » dans les deux régions semblent homogènes avec une même conception du débitage. Les assemblages Quina sont associés à une faune plus typique des climats froids avec une dominance de rennes (*e.g.* Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014).

Le débitage laminaire

Le débitage laminaire vise à la production d'éclats laminaires ou de lames. Il consiste à l'exploitation du volume du nucléus, au contraire du débitage Levallois qui utilise la surface. Le débitage laminaire a longtemps été considéré exclusif du Paléolithique supérieur et donc typique des HAM. Il a été également mis en évidence dans des assemblages du Paléolithique moyen, certes à moindre échelle. Le débitage laminaire apparait au MIS 6 (180 ka) dans le nord de la France. Il y est fréquent durant tout le MIS 5 (115 – 70 ka) avant de disparaitre. Il existe

[8] Un racloir est un outil en pierre taillée, à bord tranchant pour le dépeçage, le raclage de la peau et le travail du bois.

aussi en Pologne (60 – 35 ka) et dans d'autres régions de France comme dans le Sud-Ouest (Depaepe & Patou-Mathis, 2018).

TCLs mixtes

Dans certains assemblages, une combinaison de deux ou plusieurs systèmes de production a été observée. Dans ces TCLs dits mixtes, un système est clairement dominant. Cependant, le système Quina est le seul qui n'est jamais trouvé en association avec un autre. Les TCLs mixtes sont interprétés comme des adaptations locales aux contraintes des matières premières (Faivre *et al.*, 2017b). La présence de ces TCLs mixtes pose cependant question : est-ce qu'ils sont le résultat de mélanges de deux occupations ou d'une réelle coexistence de savoir-faire différents (Bourguignon *et al.*, 2016) ?

Un modèle d'organisation stratigraphique de ces différents TCLs au sein des archéo-séquences du Paléolithique moyen dans le bassin aquitain (Jaubert, 2011 ; Jaubert *et al.*, 2011). Les TCLs dans ces études ont été définis selon une autre classification que celle proposée par Faivre *et al.*, 2017b. Soixante-douze TCLs ont été réduits à une trentaine de TCLs dans un modèle simplifié (Jaubert *et al.*, 2011). Cette étude, sans complètement s'écarter de certains faciès de F. Bordes fourni une nouvelle vision de la structuration chronologique des assemblages moustériens. D'après les archéo-séquences, les TCLs de la fin du Paléolithique moyen sont successivement composés d'assemblages Levallois, Quina, MTA, Moustérien à denticulés et enfin un Levallois à grands racloirs (Jaubert, 2011). Ils sont suivis par le Châtelperronien, le Proto-Aurignacien, l'Aurignacien ancien pour le début du Paléolithique supérieur (Jaubert *et al.*, 2011).

J. Jaubert considère que les TCLs sont culturels et représentent des traditions géographiques contraintes par des groupes humains. Cependant, il considère que les TCLs identiques ou relativement proches sont contemporains et que les TCLs se succèdent chronologiquement dans la région, ce que d'autres auteurs suggèrent également (Mellars, 1970 ; Discamps *et al.*, 2011 ; Marín-Arroyo *et al.*, 2018). Les données numériques issues des synthèses chronologiques de certains faciès de Bordes, ou plus récemment des TCLs du Paléolithique moyen (Fig. 4) ne vont pas dans ce sens. Ils montrent qu'ils ne se succèdent pas strictement dans le temps (Guibert *et al.*, 2008 ; Lahaye & Guérin, 2016 ; Lahaye, 2019). Ces

données numériques s'opposent aux données stratigraphiques de ces archéo-séquences, qui n'existent pas dans les sites archéologiques.

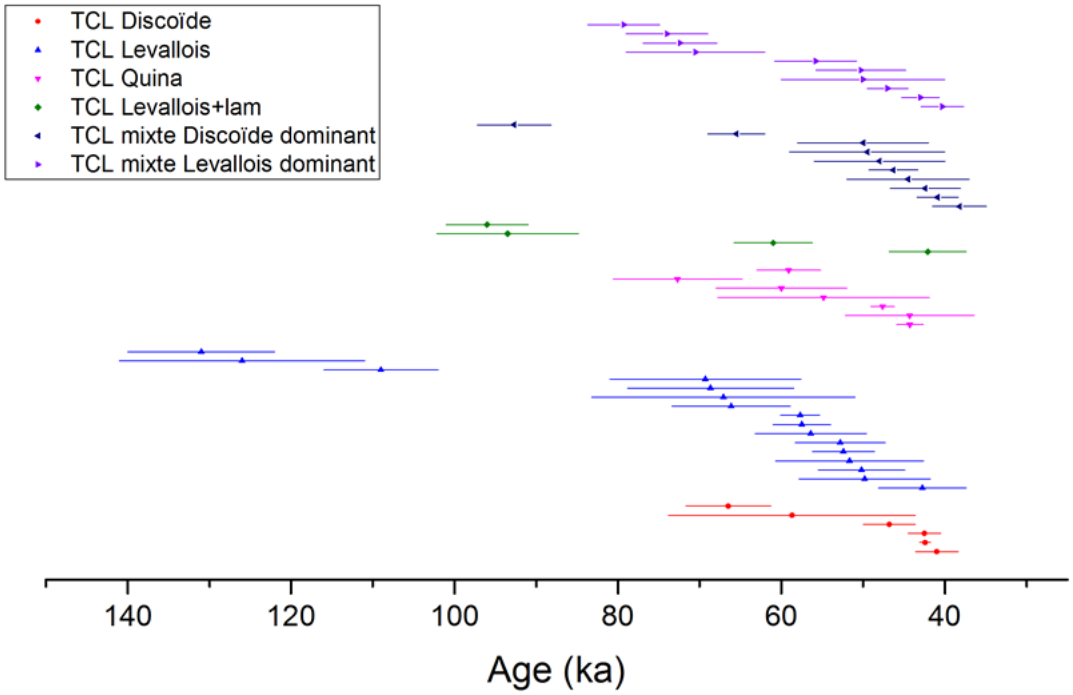


Fig. 4. Synthèse chronologique, basée sur une modélisation bayésienne des âges associés aux TCLs moustériens du Sud-Ouest de la France, à partir d'une approche technologique, d'après Lahaye & Guérin (2016) et tiré de Lahaye (2019).

2. Manifestations technologiques et culturelles européennes

2.1. Technologies du Paléolithique moyen en Europe occidentale

L'Europe occidentale a été le lieu d'une variabilité des TCLs géographiquement et diachroniquement. La récente définition des TCLs a été proposée pour les assemblages des sites du bassin aquitain mais est-elle pertinente pour le reste des manifestations technologiques ou culturelles du reste de l'Europe occidentale ?

Les études concernant la fin du Paléolithique moyen en Grande-Bretagne pendant les MIS 4 – 3 (~73 – 27 ka) n'ont pas été intégrées aux discussions des comportements néandertaliens du reste de l'Europe. Ceci est notamment dû à l'absence d'enregistrements complets des séquences archéologiques, mais aussi à la position marginale de la région d'étude (Sykes, 2017). De la fin du MIS 7 (~191 ka) à la fin du MIS 4 ou au début du MIS 3 (~60 ka), la Grande-Bretagne apparait avoir été abandonnée par les groupes néandertaliens (Wenban-Smith *et al.*, 2010). Cet abandon peut être le résultat de l'inaccessibilité de l'île en raison de la

montée du niveau marin au début du MIS 5 (Sier *et al.*, 2015). Plus récemment, les études se sont concentrées sur les MIS 4 – 3 (Sykes, 2017). Pendant cette période, les assemblages sont produits en majorité par une réduction simple du nucléus. Le seul système de réduction plus complexe associé à de nombreuses matières premières dans les sites est le débitage discoïde ou centripète. Le débitage Levallois est rare voire absent. De plus, les outils non locaux sont presque toujours des bifaces, racloirs et plus rarement des éclats (*ibid.*). Ces systèmes seraient le reflet d'un contexte de « colonisation » des groupes humains et de l'exploitation de mammouths, typiques des environnements steppiques dans le nord de l'Europe au cours du MIS 3 (*ibid.*).

Pendant les MIS 4 - 3, dans le Nord de la France et en Belgique, la majorité des assemblages sont exclusivement Levallois, associés avec des séquences de réductions laminaires (Modica *et al.*, 2015 ; Locht *et al.*, 2016). Cependant, deux sites (Beauvais et Ormesson) montrent une dominance du débitage discoïde dans les assemblages. D'après les données archéologiques et chronologiques, les groupes néandertaliens se seraient organisés en groupes régionaux à la fin du MIS 5a (~82 – 72 ka) et au début du MIS 4 (Banks *et al.*, 2021). Le nord de la France aurait été ensuite abandonné par les groupes néandertaliens entre ~68 - 60 ka, puis réoccupé à la fin du MIS 4.

La vallée du Rhône est une zone importante car elle constitue un corridor naturel entre le Massif Central et les Alpes. Elle connecte le Nord de l'Europe et le bassin Méditerranéen. L'état de la recherche dans la vallée du Rhône reste très lacunaire (Bonifay, 1962 ; Combier, 1962 ; Combier, 1963) en raison d'un manque de séquences longues couvrant plusieurs stades et de l'existence de processus taphonomiques complexes. La région est pourtant riche en sites archéologiques du Paléolithique moyen, associés à des implantations pré-néandertaliennes et néandertaliennes à partir du MIS 10 (~375 - 340 ka) à Orgnac 3 (Ardèche) (Bahain *et al.*, 2022) jusqu'au MIS 3 à Saint-Marcel (Szmidt *et al.*, 2010b). Une apparente hétérogénéité régionale est présente, malgré les différents environnements lithologiques, le type d'occupation et l'attribution chrono-culturelle (Vaissié *et al.*, 2017 ; Eixea, 2018). Les sites archéologiques du Paléolithique moyen livrent des assemblages attribués généralement au moustérien typique ou de type Ferrassie, avec une forte composante Levallois (Vaissié *et al.*, 2017).

Les dernières traces d'occupations de la fin du Paléolithique moyen sont datées entre 40 et 37 ka dans les sites de Ranc de l'Arc, Saint-Marcel, l'Abri des Pêcheurs et l'Abri du Maras (Defleur *et al.*, 1990 ; Szmidt *et al.*, 2010b ; Daujeard & Moncel, 2010 ; Richard *et al.*, 2015). De nombreux sites sont attribués au MIS 3, mais le problème récurrent de cette région est le manque de séquences archéologiques dans certains sites, rendant difficile la comparaison intra-sites (Deschamps, 2017). Une nouvelle synthèse chronologique datant les sites de l'est du Massif Central durant le Paléolithique moyen a été proposée (Fig. 5, Richard et al., 2021).

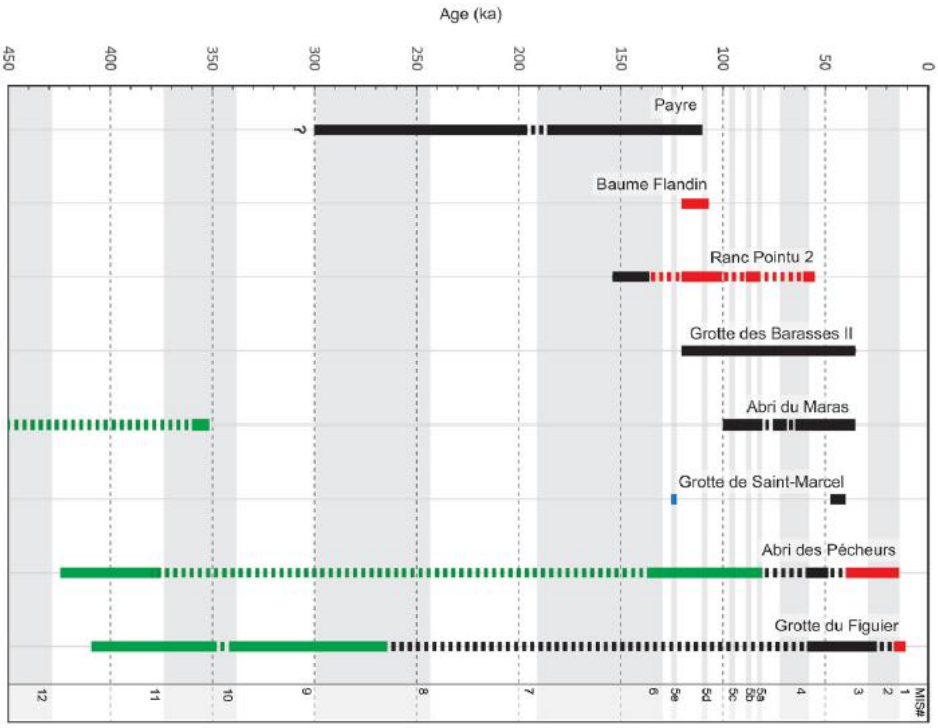


Fig. 5. Durée des occupations des sites de la vallée du Rhône. Figure 11 dans Richard *et al.*, 2021. Les âges minimums et maximums estimés pour les occupations humaines sont représentés en rouge et vert. Les hiatus sont représentés en lignes pointillées.

Dans cette région, le débitage Levallois est majoritaire dans la plupart des cas (Bourguignon & Meignen, 2010 ; Lebegue *et al.*, 2010 ; Vaissié *et al.*, 2017). Il peut être associé au débitage Discoïde. Le débitage Levallois apparait au début du MIS 8 (~275 ka, Bahain *et al.*, 2022) et reste commun dans les assemblages du MIS 5 à 3 (Richard *et al.*, 2021). Le débitage Discoïde est utilisé pour la production d'outils non spécialisés. On le trouve associé avec des éléments Levallois et d'autres type de technologie à Payre (MIS 7 - 6) et durant le MIS 3 à Saint-Marcel, l'Abri des Pêcheurs, Barasses II et l'Abri du Figuier. Les bifaces sont rares pendant les MIS 5 et 4. Quelques occurrences d'un TCL Quina ont été localisées au Sud-Est et

à l'Est des vallées du Rhône et de la Saône (Slimak, 2005). Cette occurrence est appelée Quina oriental ou rhodanien. Cependant, dans certains assemblages, l'attribution au Quina est remise en cause (Lebègue & Meignen, 2014) et mérite de nouvelles révisions technologiques.

Après les dernières occurrences d'un « moustérien final », une industrie de transition locale et originale se produirait. Cette nouvelle industrie, appelée le Néronien a été définie seulement dans la région centre de la vallée du Rhône (Slimak, 2007). L. Slimak suggère que le Néronien résulte d'une adaptation de groupes ou d'une acculturation. Les assemblages néroniens sont trouvés dans cinq sites : dans la couche 6 de la Grotte Mandrin, la couche 1' du Figuier, la couche 1-1' de l'Abri du Maras, la couche IV de l'Abri Moula et la couche I de Baume Néron. A l'exception de la grotte Mandrin, les industries néroniennes reconnues dans les quatre autres sites sont issues de fouilles anciennes et donc présentent de plus faibles cohérences archéostratigraphiques.

Cette industrie est datée à Mandrin entre 56,8 – 51,7 ka (Slimak *et al.*, 2022). Cette industrie est caractéristique d'une production plus importante de lames et pointes (Fig. 6) par débitage Levallois (Slimak, 2007). Son attribution a un Moustérien final est proposée car les assemblages se situent au-dessus des séquences moustériennes dans quatre de ces sites.



Fig. 6. Industries lithiques des niveaux archéologiques E et D dans la grotte Mandrin. (A) Niveau post-Néronien | Moustérien. D : Pointes pseudo-Levallois à dos tronqués. (B) Niveau Néronien E : lames et lamelles. Extrait de la figure 3 dans Slimak *et al.* (2022).

Dans la grotte Mandrin, une industrie différente du Néronien appelée post-Néronien clôture la séquence régionale du moustérien final où l'obtention de lames et de pointes devient minoritaire. Cette industrie a été subdivisée en deux selon les assemblages : un post-Néronien I, caractérisé par la production de pointes pseudo-Levallois issues d'éclats discoïdes et Levallois ; et un post-Néronien II, par la présence d'éclats discoïdes, retouchés en grattoirs (Slimak *et al.*, 2022). Ces post-Néroniens sont datés entre ~54,9 – 42,3 ka (*ibid.*). Ce post-Néronien est suivi d'un Proto-Aurignacien (Slimak *et al.*, 2006).

La variabilité dans les méthodes de débitage ne peut pas être expliquée par la durée et le type d'occupation mais semble être le reflet d'une même gestion des territoires de la vallée du Rhône par divers groupes au cours des MIS 8 à 3 (Moncel & Daujeard, 2012). Les études portant sur les stratégies de subsistance, montrent que les occupations des Néandertaliens sont surtout des occupations saisonnières dont les durées variaient, opposant courts bivouacs et longues occupations entre le MIS 7 et le MIS 3 (Daujeard & Moncel, 2010). Le type de site n'est pas relié à des comportements technologiques particuliers.

Dans la péninsule Ibérique, il existe aussi une variabilité des industries du Paléolithique moyen. Les recherches se focalisent surtout sur le nord de l'Espagne (Cantabrie) et la partie est de la Péninsule. Les études montrent qu'il y a plus de variabilités dans les assemblages en Cantabrie par rapport à la Catalogne, sûrement en raison du plus grand nombre de sites étudiés dans le Nord-Ouest de l'Espagne. En outre, les sites à l'est de la péninsule Ibérique manquent de chronologies fiables (de la Torre *et al.*, 2013). De plus, un bon nombre d'études sur le Paléolithique moyen en Catalogne ont été menées par une approche typologique. Les données technologiques sont disponibles seulement dans les publications les plus récentes et se focalisent sur la transition entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur (MIS 4 - 3) et sur la disparition de Néandertal (*e.g.* Marín-Arroyo *et al.*, 2018). Dans certaines de ces études, les auteurs qualifient les TCLs de « Paléolithique moyen » ou « Moustérien » (*e.g.* Maroto *et al.*, 2012 ; Wood *et al.*, 2018). Il existe aussi un manque de cohérence dans la méthodologie appliquée pour classer les systèmes de production. Par exemple, plusieurs conceptions existent pour définir le Discoïde, Levallois, et plusieurs termes peuvent être utilisés pour désigner une méthode de réduction.

D’après les données technologiques actuellement disponibles, les TCLs Discoïde, Levallois et Quina sont communs dans la région (Mora *et al.*, 2018 ; Baena Preysler *et al.*, 2019 ; Maroto *et al.*, 1996). Le Quina est presque absent dans le centre, le sud et l’ouest de la péninsule Ibérique, mais reste présent dans quelques sites de la côte Méditerranéenne, à Cova Negra, (Valence), dans la Meseta (région centre) et dans la région Cantabrique. En Catalogne, le système Discoïde domine les assemblages entre la fin du MIS 4 et le début du MIS 3 (Thiébaut *et al.*, 2012 ; de la Torre *et al.*, 2013). Malgré ces études, il n’existe pas actuellement suffisamment de preuves pour suggérer une variabilité régionale pour les industries moustériennes de la péninsule Ibérique occidentale (Baena *et al.*, 2012 ; de la Torre *et al.*, 2013).

La variabilité des assemblages lithique du Paléolithique moyen est plus perceptible dans le nord de l’Espagne. Un modèle de l’organisation des différents TCLs du Paléolithique moyen des régions du nord-est de la Cantabrie et de l’ouest des Pyrénées a été proposé (Fig. 7., Rios-Garaizar, 2017). Plusieurs phases chrono-technologiques ont été déterminées par les auteurs.

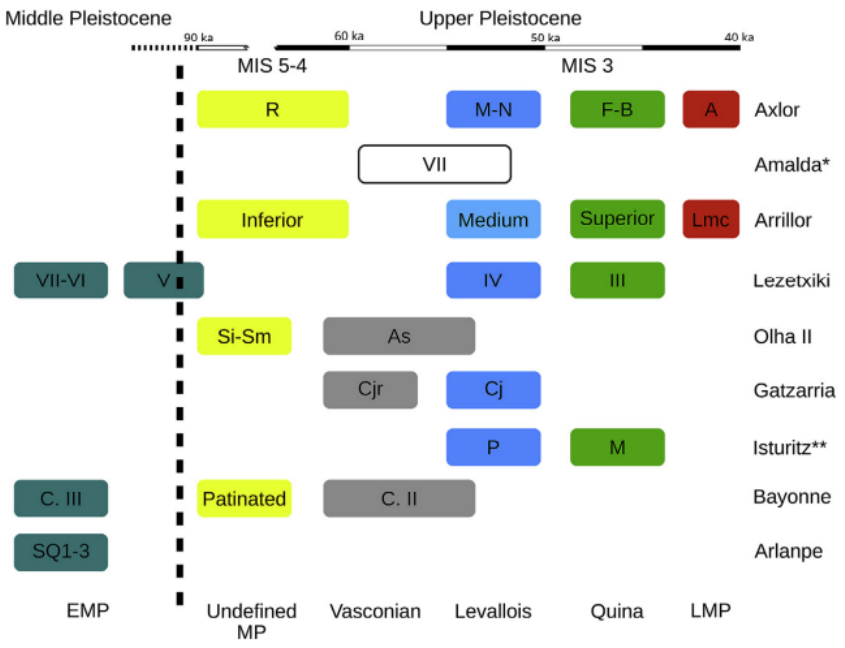


Fig. 7. Modèle proposé pour l'organisation chronologique des différents TCLs du Paléolithique moyen dans le Nord-Est de la Cantabrie et l'ouest des Pyrénées (Figure 7 dans Rios-Garaizar., 2017).

Des assemblages attribués à un « Paléolithique moyen non défini » ont été découverts datés entre le MIS 5 et le MIS 4 (Fig. 7). Peu de données technologiques sont disponibles pour ces assemblages. Cependant, la présence de technologies Levallois et Quina mais aussi l'utilisation d'éclats de ravivage et de pointes moustériennes ont été attestées.

Dans ces régions, un système technologique local, le Vasconien a été identifié, qui est caractérisé par la présence de bifaces et de hachereaux (Deschamps, 2011). Une révision des assemblages vasconiens du Pays basque a été menée pour réévaluer leurs attributions techno-économiques (Deschamps, 2017). Les résultats montrent que les hachereaux ne sont pas toujours présents dans les assemblages de la fin du Paléolithique moyen. Le Vasconien serait un TCL Discoïde à hachereaux, présent au cours du MIS 3 (Rios-Garaizar, 2017). Néanmoins, la position stratigraphique et la chronologie de ce « Vasconien » restent incertaines. La plupart des niveaux semblent avoir une chronologie autour de 50 ka. Cependant, bien que controversé, le terme « Vasconien » est toujours utilisé pour décrire les assemblages de la région. Ce TCL Discoïde à hachereaux est suivi par un TCL Levallois et d'un TCL Quina. Dans deux sites cantabriques (Axlor et Arrilor), les séquences moustériennes se terminent par un niveau archéologique présentant des assemblages particuliers par rapport aux niveaux précédents. Il s'agit de racloirs, denticulés, pointes et quelques outils ressemblant à ceux du Paléolithique supérieur (de Buruaga Blázquez, 2014).

Dans chaque région de l'ouest de l'Europe, des variabilités des assemblages lithiques de la fin du Paléolithique moyen sont visibles (Tableau 1). En compilant les différentes données des manifestations technologiques, il apparait que cette variabilité est hétérogène dans toute l'Europe occidentale.

Régions	Chronologies	Caractéristiques technologiques
Grande-Bretagne	MIS 4-3	Débitages Discoïde ou centripète Débitage Levallois rare ou absent Bifaces et racloirs non locaux
Nord de la France, Belgique	MIS 4 – 3	Débitages Levallois et laminaire Débitage Discoïde (Beauvais et Ormesson)
Sud-Ouest de la France	MIS 4-3	Débitages Levallois, Quina et Discoïde Variabilité de ces débitages dans le bassin aquitain
Vallée du Rhône	MIS 10-8 et MIS 5-3 MIS 4-3 ~56.8 – 51.7 ka ~54.9-42.3 ka	Débitage Levallois dominant pouvant être associé avec du débitage Discoïde Quina Mandrin « Néronien » : lames, lamelles et pointes par débitage Levallois Production standardisées de pointes non ou très peu retouchées « Post-Néronien » : pointes pseudo-Levallois issus d'éclats **discoïdes ou Levallois** (I) Eclats **discoïde**s retouchés en grattoirs moustériens, pointes rares (II)
Péninsule Ibérique	MIS 5/4 MIS 4/3 MIS 3	Cantabrie : industries du Paléolithique moyen non identifiées Catalogne : Débitage Discoïde Cantabrie : Vasconien (bifaces et hachereaux par débitage Discoïde), débitages Levallois, Quina et TCL de fin du Paléolithique moyen

Tableau 1. Synthèse des différentes manifestations technologiques européennes en Europe occidentale citées dans le texte.

2.2. Les industries dites de « transitions » en Europe occidentale

La période charnière entre la fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur, importante pour la disparition de Néandertal et l'arrivée des HAM, est aussi associée à des industries régionales dites de « transitions ». Elles apparaissent entre ~45 et 40 ka, constituant la dernière phase du Paléolithique moyen européen. Les auteurs de ces industries (Néandertal ou HAM) ne sont pas toujours identifiés car le manque de restes humains associés à ces industries rend l'attribution difficile.

Il existe plusieurs industries de transitions en Europe Centrale et du Nord (Fig. 8). Ce sont le Bohunicien (République Tchèque et Pologne), le Szélétien (Hongrie, Slovaquie, Pologne et Moravie) ou Altmühlian ; et le Lincombien-Ranisien-Jerzmanowicien (LRJ) en

Europe du Nord. Dans le sud de l'Europe, deux industries sont présentes : l'Uluzzien (Italie et Grèce) et le Châtelperronien (Sud-Ouest de la France et Nord de l'Espagne).

Les industries de « transition » présentent des caractères du Paléolithique supérieur (lames, burins, grattoirs…) dont l'objectif est la production d'armatures de projectiles, mais qui présentent également des caractères du Paléolithique moyen. L'orientation technologique tend vers une leptolithisation qui s'affirme de plus en plus, avec la production de lames courtes et rectilignes.

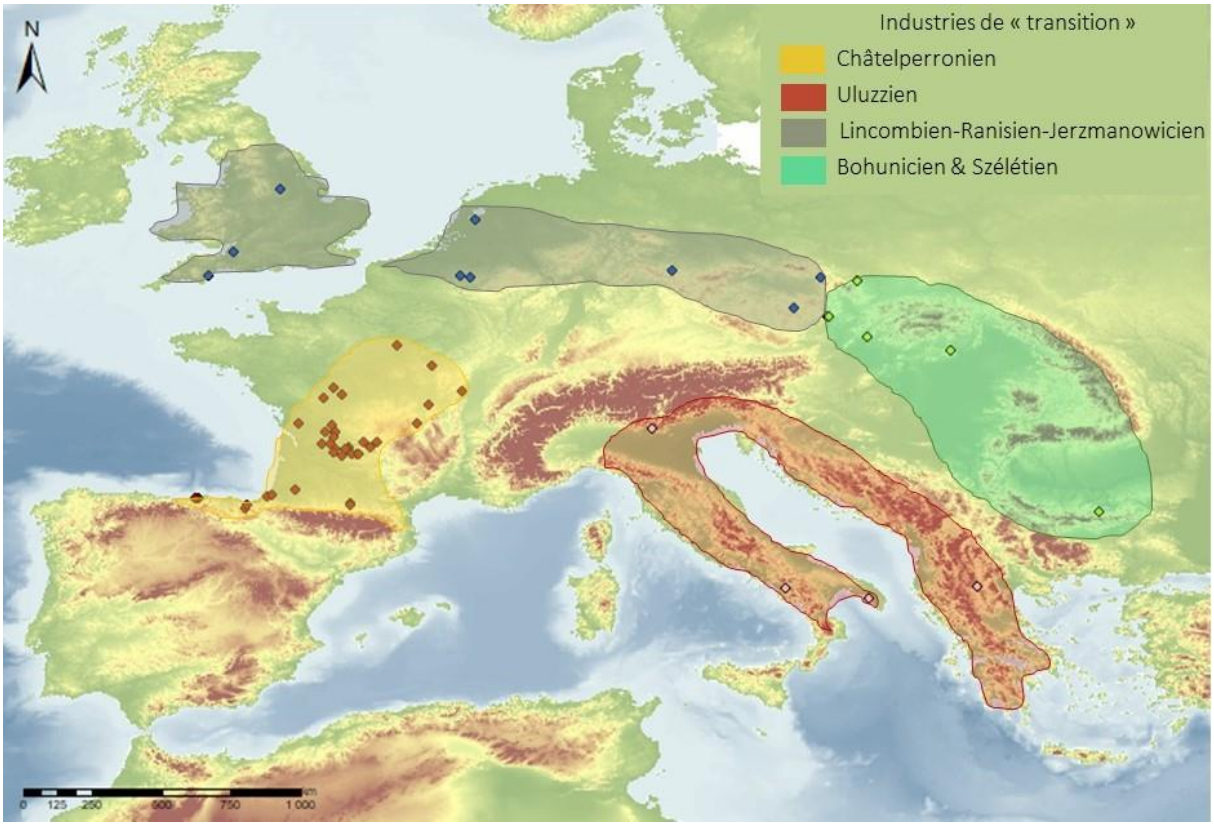


Fig. 8. Aires d'expansion des industries de transition en Europe centrale et occidentale. Modifié d'après Challier (2019). Source : topographie SRTM.

L'Uluzzien est une industrie de transition localisée principalement en Italie, mais également dans la grotte de Klissoura en Grèce (Fig. 8, Palma di Cesnola, 1963 ; Peresani, 2008 ; Peresani *et al.*, 2019). HAM a été identifié comme son auteur après la découverte de deux dents associées à des assemblages uluzziens (Benazzi *et al.*, 2011), mais cette attribution a été contestée (Zilhão *et al.*, 2015). Les assemblages uluzziens dans les séquences stratifiées se trouvent toujours sur les niveaux moustériens et sous les séquences du Paléolithique supérieur. De plus, certains assemblages uluzziens se situent sous des couches de tephras correspondant à l'éruption campanienne vers 39,5 ka (Kuhn *et al.*, 2010 ; Douka *et al.*, 2014).

Bien que certaines études interrogent les aspects typo-techniques, taxonomiques et de culture matérielle, la chronologie de l'Uluzzien est encore assez mal connue.

Cependant, les données actuelles suggèrent que l'Uluzzien est daté entre ~47 et 34 ka :

- À Riparo Broion (nord de l'Italie), l'Uluzzien est daté entre 44,2 et 34,4 ka sur la base de quatre échantillons dont OxA-35527 (38,9 ± 1,0 BP) et UtC-11752 (30,5 ± 0,3 BP) (Peresani *et al.*, 2019).
- À Castelcivita (Salerne, Italie), un échantillon donne un âge ^{14}C de 41,8 - 40,6 ka (Wood *et al.*, 2012).
- Dans la grotte de Cavallo (Italie du Sud), il est daté entre 44,0 et 42,1 ka, sur la base de trois âges ^{14}C (Douka *et al.*, 2014).
- À Uluzzo (région des Pouilles, sud de l'Italie), le début de l'Uluzzien est compris entre 42,0 et 39,2 ka (les datations OSL donnent une moyenne pondérée de 40,6 ±1,4 ka, (Spinapolice *et al.*, 2022).
- À Fumane, un âge donne un intervalle compris entre 47,7 et 42,5 ka (OxA-21735, 42 ± 1,7 BP) et un autre entre 42,6 et 41,7 ka (LTL-1795A).
- En Grèce, à Klissoura, un âge donne un intervalle de temps compris entre 44,4-42,5 ka (Gif-99168, 40,1 ± 0,74 BP, Kuhn *et al.*, 2010). Une autre datation ^{14}C donne un intervalle compris entre 40,3 et 39,3 ka (OxA-21068, 34,6 ± 0,2 BP, Douka *et al.*, 2014).

Les dernières synthèses ou études de modélisations chronologiques bayésiennes, quant à elles, estiment l'étendue chronologique maximale de l'Uluzzien entre 45 et 40 ka (Zanchetta *et al.*, 2018 ; Gravina *et al.*, 2022 ; Picin *et al.*, 2022). Également à partir de modélisations chronologiques bayésiennes d'âges ^{14}C, ^{40}Ar/^{39}Ar et par comparason avec une chronologie paléoclimatique, des auteurs (e.g. Douka et al., 2014 ; Higham *et al.*, 2014 ; Giacco *et al.*, 2017 ; Zanchetta *et al.*, 2018) estiment sa disparition supposée vers 39,8 ± 0,14 ka en lien avec l'éruption campanienne.

Le Châtelperronien est localisé dans le Sud-Ouest de la France et en Cantabrie (Fig. 8). Il se caractérise par la présence de pointes de Châtelperron (Breuil, 1909), qui sont des lames à dos courbe, abattues par des retouches abruptes (Fig. 9). Les productions sont aussi composées d'éléments moustériens (outils sur éclats, racloirs). La production du Châtelperronien fut

longtemps attribuée à Néandertal (*e.g.* Leveque & Vandemeersch, 1980 ; Hublin *et al.*, 1996 ; Ruebens *et al.*, 2015), mais cette hypothèse repose en réalité sur très peu d'éléments et reste largement débattue (Gravina *et al.*, 2018). En effet, l'attribution du Châtelperronien à Néandertal repose sur la présence de fossiles néandertaliens dans les couches archéologiques de deux sites (Arcy-sur-Cure (Yonne) et Saint-Césaire en Charente) présentant des industries châtelperroniennes. Or, des études récentes remettent en question l'intégrité taphonomique de ces niveaux archéologiques (*ibid.*). De plus, les récentes révisions des assemblages lithiques des niveaux archéologiques châtelperroniens conduisent parfois à les interpréter comme des mélanges des industries moustériennes sous-jacentes (Bordes, 2002 ; Gravina *et al.*, 2018).

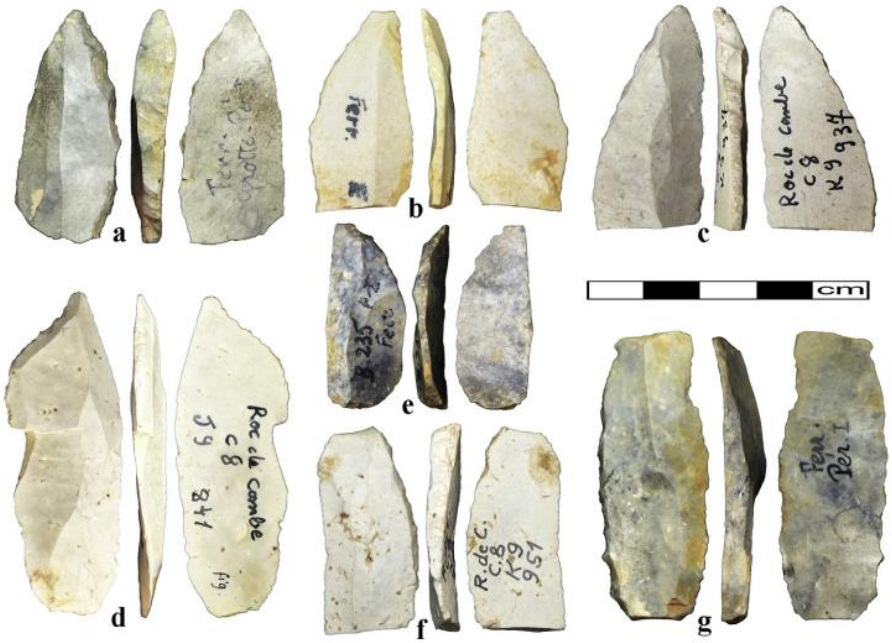


Fig. 9. Lames de Châtelperron pointues, incurvées, à dos à La Ferrassie (a ,b, e, g), Roc de Combe (c, d, f) et les b, f et g ont des cassures distales. Figure 1 dans Ruebens *et al.* (2015).

Cependant, peu de synthèses chronologiques régionales existent pour cette industrie de « transition » en raison du manque d'intégrité stratigraphique et la controverse sur les âges (Higham *et al.*, 2014 ; Discamps *et al.*, 2015 ; Discamps *et al.*, 2019b ; Higham & Heep, 2019). Son étendue chronologique est comprise entre 45 et 39 ka, basée sur les âges de quelques sites datés :

- Dans la grotte du Renne (Arcy-sur-Cure), le Châtelperronien est daté entre 44,9 et 39,2 ka (Higham *et al.*, 2010). Cependant, le choix des échantillons dans les modèles

chronologiques et des problèmes taphonomiques ont été mis en évidence (Higham *et al.*, 2014 ; Discamps *et al.*, 2015 ; Discamps *et al.*, 2019b). De ce fait, plusieurs modèles chronologiques existent pour ce site (Higham *et al.*, 2014 ; Discamps *et al.*, 2015 ; Welker *et al.*, 2016). Une datation directe sur un os néandertalien donne un âge de 42,3 à 40,7 ka (AR-14, 36,84 ± 0,66 BP) et montrerait la preuve d'une association Néandertal - Châtelperronien (Welker *et al.*, 2016).

- Le site de Cassenade (Dordogne) donne un intervalle daté de 44 à 39 ka (Discamps *et al.*, 2019a). Cependant, il faut tenir compte du fait que ce site fait également office d'occupation de hyènes. L'intervalle daté ne permet pas de distinguer les deux occupations, humaines et animales.

- Talamo *et al.* (2012) datent les niveaux châtelperroniens à Les Cottés (Vienne) entre 42,7 et 40,9 ka, basé sur six âges ^{14}C. Deux outliers identifiés ont été datés de 45,6 à 44,4 ka (S-EVA13662, 41,07 ± 0,30 BP) et de 44,5 à 43,3 ka (S-EVA13664, 42,36 ± 0,37 BP). Un échantillon daté par OSL donne un âge de 43,1 ± 2,2 ka (Jacobs *et al.*, 2015), cohérent aux incertitudes près avec l'intervalle donné par le ^{14}C.

- Dans le site de La Ferrassie, le niveau 6 est daté par OSL à 42,2 ± 2,9 ka. Les plus récents âges ^{14}C donnent un intervalle de temps du Châtelperronien compris entre 44,6 et 40,9 ka (Talamo *et al.*, 2020). La comparaison de l'intervalle d'occupation châtelperronienne de La Ferrassie avec les intervalles d'autres sites en Europe occidentale montre que le Châtelperronien serait plus ancien à La Ferrassie par rapport à Arcy-sur-Cure et Le Moustier.

Cette synthèse chronologique de la transition entre le Paléolithique moyen et supérieur dans l'ouest de l'Europe a également permis de mettre en évidence un chevauchement d'environ 1,6 ka entre le Châtelperronien et les premières phases de l'Aurignacien (Talamo *et al.*, 2020).

Les différentes synthèses chronologiques utilisant des modélisations bayésiennes estiment l'étendue chronologique du Châtelperronien dans le Sud-Ouest de la France et en Cantabrie entre 45,0 et 39,2 ka (*e.g.* Hublin *et al.*, 2012 ; Talamo *et al.*, 2012 ; Marín-Arroyo *et al.*, 2018 ; Talamo *et al.*, 2020 ; Rios-Garaizar *et al.*, 2022). Quelques occurrences châtelperroniennes sont localisées dans le Nord-Est de l'Espagne, en Catalogne (Cova Gran et

Cova Foradada) et seraient datées, toujours par modélisations chronologiques bayésiennes jusqu'à 38 ka (Mora et al., 2018 ; Morales et al., 2019). Si leurs chronologies s'avèrent fiables, les Néandertaliens seraient présents après cette date dans le Nord-Est de l'Espagne et impliquerait probablement une zone refuge. Cependant, les auteurs de ces deux études suggèrent que cet âge proviendrait probablement d'un problème de contamination des échantillons. Le cadre chronologique de ces deux sites demande donc d'être plus affiné par l'augmentation du corpus d'âge.

2.3. Le Paléolithique supérieur et l'Aurignacien

Les industries du Paléolithique supérieur sont considérées comme en rupture culturelle et technologique avec celles du Paléolithique moyen. Au travers de diverses fouilles dans le Périgord, des phases successives et des différences régionales des assemblages du Paléolithique supérieur ont été distinguées. En 1912, l'abbé Breuil subdivise le Paléolithique supérieur jusqu'au Néolithique. L'utilisation d'objets de parure, d'industrie osseuse et de l'ivoire a été associée à un nouveau type humain (Breuil, 1913), qui sera plus tard identifié à l'Homme anatomiquement moderne en Europe (de Sonneville-Bordes, 1960 ; Mellars, 2004).

Les HAM produisent de nouvelles techniques, plus spécialisées et complexes par l'utilisation systématiques de matières dures animales (os, ivoire, bois de cervidés et de rennes) pour la production de projectiles (De Sonneville-Bordes, 1963). Une préoccupation commune anime les groupes aurignaciens, c'est-à-dire la recherche de solutions techniques pour armer les projectiles (Bon, 2002). Le débitage vise à la production de lames et lamelles.

La subdivision du Paléolithique supérieur est schématisée par l'abbé Breuil et D. Peyrony (Peyrony, 1934). La démarche de typologie descriptive de F. Bordes (Bordes, 1950) est reprise, revue et modifiée par D. de Sonneville-Bordes dès les années 1950 pour l'appliquer au Paléolithique supérieur (de Sonneville-Bordes & Perrot, 1953 ; De Sonneville-Bordes, 1963). Au contraire du Paléolithique moyen, les industries du Paléolithique supérieur présentent moins de variabilités et se succèdent relativement bien chronologiquement.

L'Aurignacien est considéré comme la première entité culturelle du Paléolithique supérieur, représentant la « conquête » européenne des HAM et la disparition de Néandertal (Mellars, 1989 ; Mellars, 2004). Cependant, plusieurs expressions de l'Aurignacien sont

identifiées (Laplace, 1966 ; Movius, 1975 ; Delporte, 1984). Peyrony avait identifié dans le site de La Ferrassie, une succession de plusieurs phases aurignaciennes (I, II, III et IV). D. de Sonneville-Bordes (de Sonneville-Bordes, 1960) reprend la séquence de Peyrony et distingue un Aurignacien ancien (Aurignacien I) et un Aurignacien évolué (Aurignacien II, III voire IV). Chaque archéologue propose différents phasages de l'Aurignacien, pas toujours synchrones entre eux et définis selon des critères typologiques, lithiques et osseux différents.

2.3.1. Proto-Aurignacien

Le Proto-Aurignacien (Aurignacien archaïque ou Aurignacien 0) est distingué comme la première phase de l'Aurignacien et du Paléolithique supérieur (Laplace, 1966). L'aire géographique d'expansion du Proto-Aurignacien (Fig.10) se localise sur le pourtour ouest méditerranéen notamment dans le Nord de l'Italie (Bartolomei *et al.*, 1994), le Sud-Est de la France (Bazile, 1974 ; Onoratini, 1986), le Pays basque, les Pyrénées (Laplace, 1966 ; Normand & Turq, 2005) et la Catalogne (Maroto *et al.*, 1996).

Les récentes analyses technologiques ont permis de revoir la distinction entre le Proto-Aurignacien et l'Aurignacien (Bon, 2002 ; Bordes, 2006) et de mettre en évidence sa position stratigraphique sous les autres industries aurignaciennes. Il se caractérise par une production unique de supports lamellaires (lames et lamelles). Des lamelles peuvent être aménagées en lamelles Dufour ou sous-type Dufour (Fig. 11). Des objets de parures en coquillages, perforés ont été trouvés (Taborin, 1993 ; Vanhaeren & d'Errico, 2006).

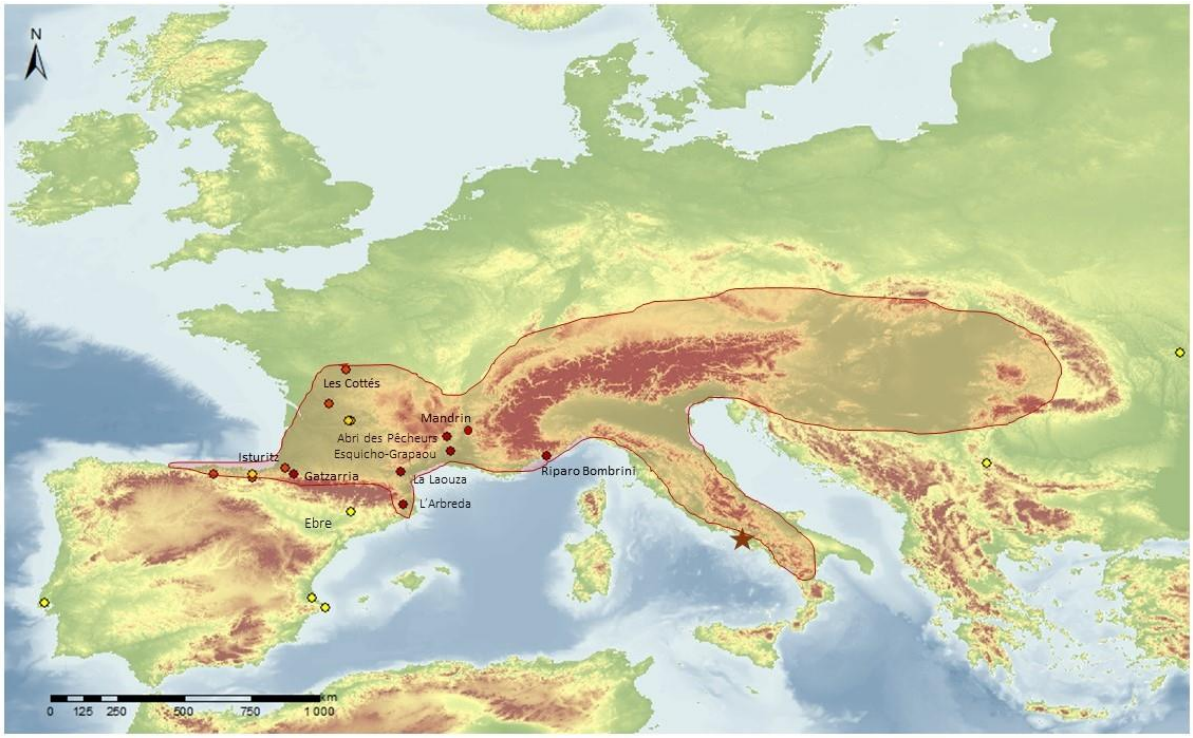


Fig. 10. Aire d'expansion du Proto-Aurignacien. Les sites Proto-Aurignaciens cités dans le texte sont localisés en rouge foncé

Le Proto-Aurignacien serait daté en Europe occidentale entre 41,5 et 39,9 ka (en utilisant la courbe de calibration IntCal13, Banks *et al.*, 2013), si l'on se base sur la modélisation chronologique bayésienne des âges ^{14}C de 12 sites européens (de l'Espagne jusqu'à la Bulgarie). Plus récemment, Picin *et al.*, 2022 donnent l'interval de temps du Proto-Aurignacien entre 42,0 et 39,9 ka, basée sur la modélisation bayésienne d'âges issus de sites dont certains sont cités ci-dessous.

- En Italie, dans le site de Riparo Bombrini, le Proto-Aurignacien est daté entre 41,2 et 36,2 ka, sur la base des âges fournis par Benazzi *et al.* (2015).
- Dans le Sud-Ouest de la France, à Les Cottés, le Proto-Aurignacien de l'US 04 lower (Talamo *et al.*, 2012) est daté entre 40,7 et 37,7 ka, basé sur 5 échantillons (dont MAM-10826, 33,7 ± 0,23 BP et MAMS-10816, 34,62 ± 0,39 BP). Deux âges, dont un âge moyenné par OSL et un âge IRSL donnent respectivement 40,3 ± 2,0 ka et 41,1 ± 2,7 ka (Jacobs *et al.*, 2015) et sont cohérents avec les âges ^{14}C.
- Dans le Pays basque français, le Proto-Aurignacien serait le plus vieux à Isturitz (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b). Deux échantillons de l'unité stratigraphique C5 (C5e et C5a) donnent des âges compris entre 49,9 et 42,0 ka (C5e-OxA-X-2695-11, 43,2 ± 2,4 BP) et entre 44,2 et 41,7 ka (C5a-OxA-X-2694-17, 38,9 ± 1,0 BP).

Cependant, les échantillons contenaient très peu de collagène et donc ces âges sont à prendre avec précaution.

- A Gatzarria, deux échantillons ont permis de dater un niveau Proto-Aurignacien (Cjn2, Barshay-Szmidt et al., 2012). Celui-ci est daté entre 39,9 et 37,0 ka (OxA-22553, 33,8 ± 0,55 BP) et de 42,1 à 40,0 ka (OxA-22554, 36,3 ± 0,7 BP).

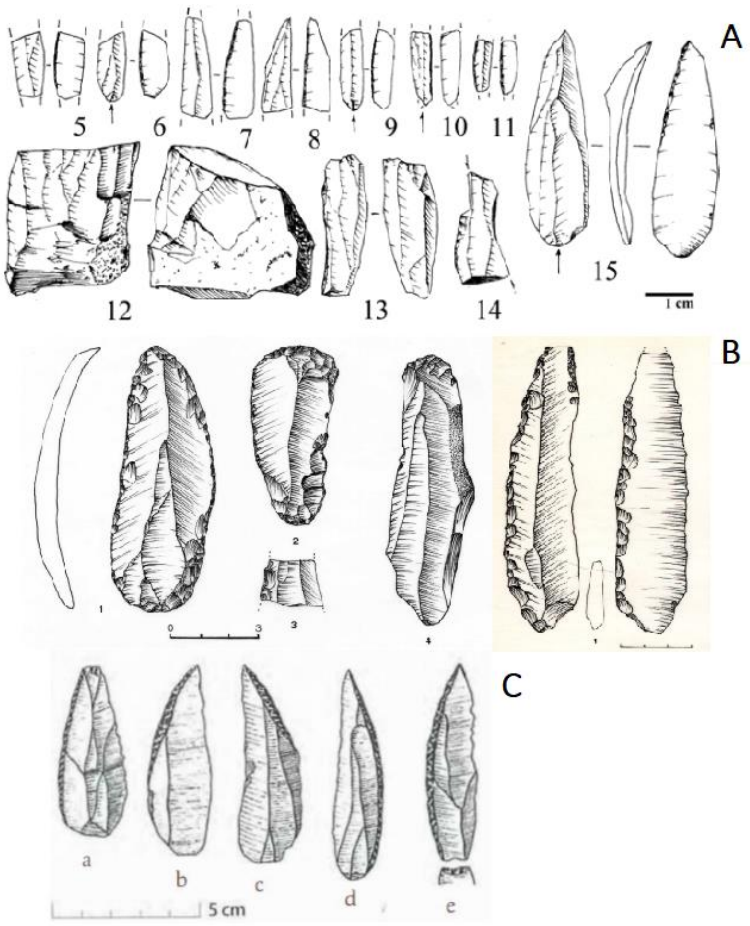


Fig. 11. Compilation d'une sélection d'industries Proto-Aurignaciennes de trois sites européens. A - Riparo Bombrini (Figure 8.3 dans Riel-Salvatore & Negrino (2018)): lamelles Dufour (1 - 7), nucléus (8 - 9), burin (10) et pointe (11). B- Esquicho-Grapaou (Figures 4 et 5 de Barshay-Szmidt *et al.* (2020) : industries du niveau SLC1a où sont représentées à droite les lamelles Dufour. C – Les Cottés, extrait de la figure 5 dans Soressi *et al.* (2010).

Les études chronologiques et technologiques dans la France méditerranéenne ne sont pas aussi avancées que pour le Sud-Ouest de la France. Les grottes et les abris n'abondent pas et ces sites sont soumis à divers processus complexes pouvant détruire les niveaux archéologiques : érosions et lessivages karstiques, actions anthropiques, processus taphonomiques.

Dans les régions du Sud-Est de la France, le Proto-Aurignacien semble être la plus ancienne manifestation technologique et culturelle des HAM (Mellars, 2004 ; Nigst *et al.*, 2014 ; Benazzi *et al.*, 2015).

- Dans le site d'Esquicho-Grapaou (Gard), deux échantillons permettent de dater le Proto-Aurignacien (Barshay-Szmidt *et al.*, 2020). Les datations donnent un intervalle de temps compris entre 42,1 et 40,0 ka, basé sur la combinaison de deux datations (OxA-21716 et OxA-21732) et entre 41,9 et 39,3 ka (OxA-21717). Il s'agit des premiers âges ^{14}C AMS du Proto-Aurignacien en France méditerranéenne. D'autres sites de la région contiennent des niveaux Proto-Aurignaciens qui n'ont été que très peu datés ; par exemple à La Laouza et l'Abri des Pêcheurs (Masaoudi *et al.*, 1994).
- À Mandrin (Slimak *et al.*, 2022), le Proto-Aurignacien est daté entre 43,6 et 36,2 ka sur la base de 4 âges ^{14}C (OxA-X-2286-9, 38,9 ± 1,1 BP ; OxA-X-2283-11, 32,95 ± 0,65 BP ; OxA-X-2352-51, 32,95 ± 0,9 BP et OxA-21684, 35,15 ± 0,65 BP). Un échantillon donne un intervalle d'occupation plus récent compris entre 37,0 et 34,4 ka (OxA-22118, 31,01 ± 0,4 BP).

Dans le Nord-Ouest de l'Espagne, le Proto-Aurignacien est daté à l'Arbreda entre 42,8 et 41,9 ka sur la base de 7 âges (*e.g.* 38,3 ± 0,5 BP, Birschoff, 1989). De récentes âges ^{14}C AMS (Wood *et al.*, 2014) le datent entre ~42,0 et 35,2 ka (niveau H). Cependant ces âges sont à prendre avec précaution, car un phénomène de percolation des os de l'Aurignacien (niveau G) à travers les niveaux H et I a été mis en évidence (*ibid.*).

2.3.2. Aurignacien ancien

Les sites de l'Aurignacien ancien (Aurignacien I) se localisent du Proche-Orient jusqu'à l'Atlantique (Fig. 12). L'Aurignacien ancien est daté par modélisation chronologique bayésienne entre 39,8 et 37,9 ka[9] Banks *et al.*, 2013) à partir d'âges ^{14}C de 20 sites européens, de la France jusqu'en Croatie et Slovénie. Plus récemment, Picin *et al.*, 2022 ont estimé

[9] Cet intervalle a également été obtenu à partir de la calibration des âges à l'aide de la courbe de calibration ^{14}C IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013).

l'étendue chronologique de l'Aurignacien ancien entre 42,0 et 37,9 ka à partir d'âges dont certains sont cités ci-dessous et calibrés dans le cas des âges ^{14}C à l'aide de la récente courbe de calibration IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

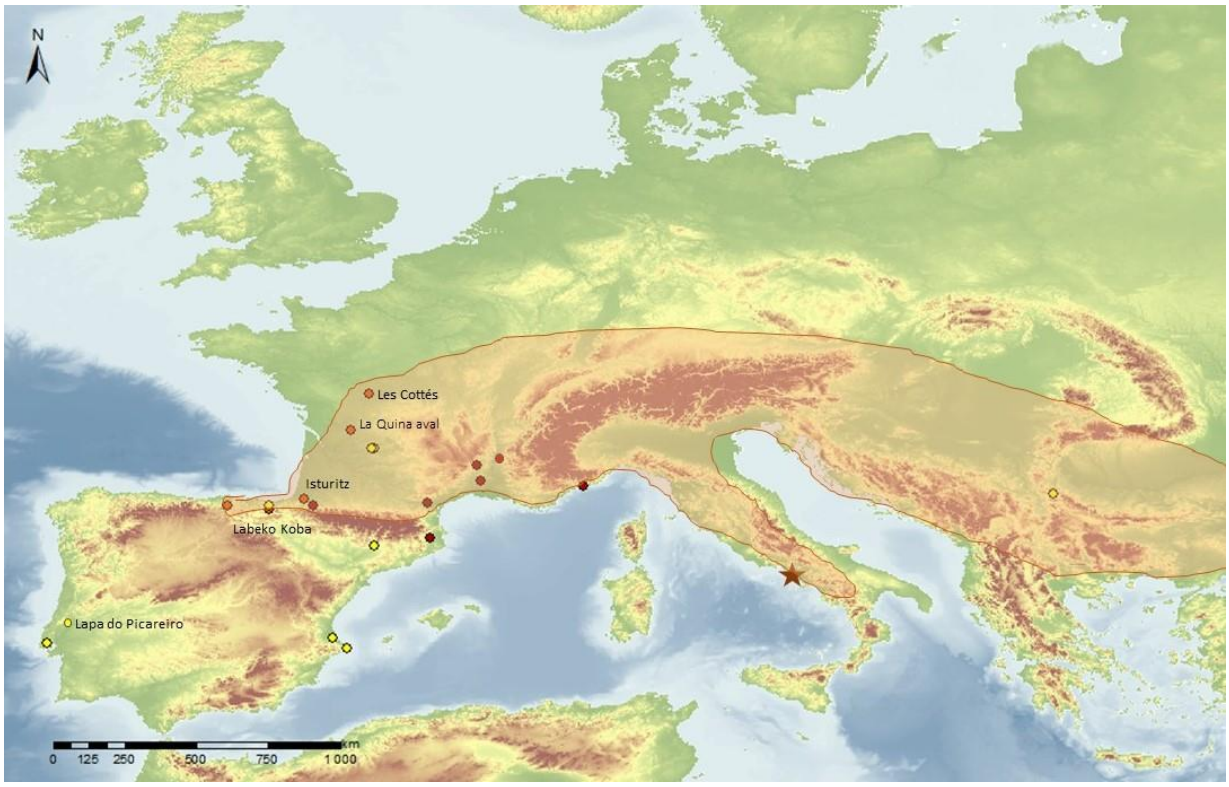


Fig. 12. Aire d'expansion de l'Aurignacien ancien. Les sites Aurignaciens anciens cités dans le texte sont localisés en orange, sauf le site de Lapa do Picareiro (en jaune) dont l'attribution est remise en cause.

Il se caractérise par la présence de caractères récurrents tels que les grattoirs carénés, les lames à retouches latérales et les pointes à bases fendues (Fig. 13). La production de lames et lamelles se fait à partir de chaînes opératoires distinctes du Proto-Aurignacien (Bon, 2006). Les lames, larges et épaisses sont produites par percussion tendre et sont destinées à un usage domestique (Tartar *et al.*, 2005). Les lamelles sont produites à partir d'un nucléus spécifique et sont carénées à front large. Ces lamelles sont courtes, subrectilignes ou courbes et sont rarement retouchées (Bordes, 2006).

Les sites de l'Europe centrale ne présentent pas à la fois des niveaux archéologiques contenant des séquences proto-aurignaciennes et aurignaciennes anciennes. Dans le site de Lapa do Picareiro (Portugal), 4 âges datent l'Aurignacien ancien (Haws et al., 2020). Un échantillon d'os (MAMS-42282, 36,67 ± 0,22 BP) donne l'intervalle le plus ancien du niveau : 41,9 à

41,2 ka, tandis que les trois autres âges donnent un intervalle plus récent entre 39,5 et 37,9 ka. Cependant, l'attribution à l'Aurignacien ancien est remise en cause (Zilhão, 2021a).

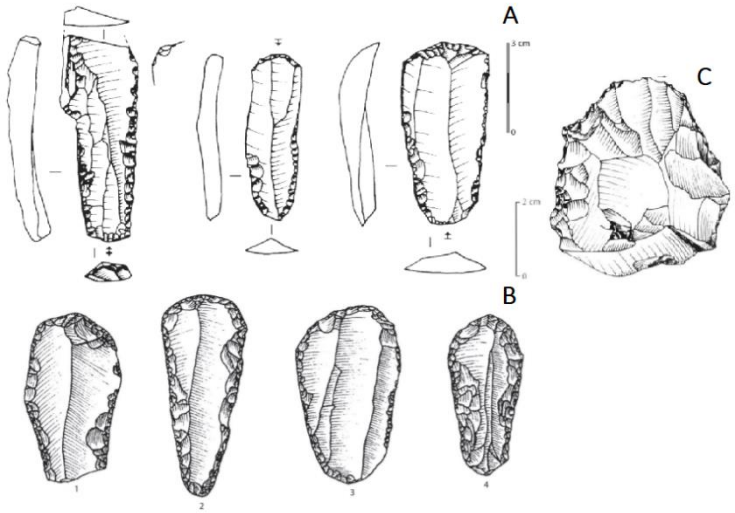


Fig. 13. Compilation d'industries lithiques de deux sites Aurignacien ancien. A – Grotte des Hyènes, Brassempouy (Landes) : grattoirs sur lames et lame retouchés du niveau 2F (dessin F. Bon). B – Isturitz : grattoirs sur lames retouchées (1 et 3), grattoirs sur lame Aurignacienne (2). Figures modifiées et extraites des figures 5 et 15a dans Bachellerie *et al.* (2011). C – Abri Pataud (niveau 11) : grattoir caréné et à museau. Dessin de L. Chiotti, extrait de la figure 5 dans Chiotti (2003).

  - Dans le Pays basque français, l'Aurignacien ancien à Isturitz (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b) commencerait vers 41,5 ka (C4b1-OxA-34635 et C4b1-OxA-34633, 35,3 ± 0.3 BP).
  - À La Quina aval (Verna *et al.*, 2012) : un échantillon donne un âge ^{14}C AMS de 39,3 à 35,4 ka (32,6 ± 0,85 BP), qui a été daté une seconde fois par ultrafiltration donnant un intervalle de 39,1 à 37,0 ka (33,3 ± 0,3 BP).
- À Les Cottés (Talamo *et al.*, 2012), l'Aurignacien ancien est daté entre 41,1 ka et 35,4 ka (35,5 ± 0,3 BP et 31,8 ± 0,3 BP).
- L'Aurignacien ancien de Labeko-Koba (Pays basque espagnol) est daté entre 41,3 ka et 35,5 ka (OxA-21778, 35,1 ± 0,6 BP ; OxA-21841, 32,15 ± 0,45 BP ; Wood *et al.*, 2014).

2.3.3. Aurignacien

Avec l'Aurignacien, les outils s'individualisent avec des fortes retouches écailleuses et un débitage laminaire. L'utilisation et la production systématique d'industrie en os « révolutionne[10] » le Paléolithique supérieur. Les bois de cervidé et plus rarement l'ivoire sont les supports pour la fabrication de pointes de sagaies, baguettes, poinçons, projectiles et les typiques pointes d'Aurignac. L'Aurignacien est largement représenté dans le Sud-Ouest de la France, mais également en Catalogne, avec des traces en Italie du Nord. Les assemblages aurignaciens sont également présents dans les Balkans. Cependant, aucun site aurignaciens n'a été confirmé dans le nord de la Macédoine, dans les régions orientales et septentrionales de la Grèce, en Bulgarie ou encore au sud des montagnes balkaniques (Mihailović, 2020). Cependant, il existe des débats quant à l'attribution des assemblages au Proto-Aurignacien ou à l'Aurignacien dans ces régions (Dogandžić *et al.*, 2014). Néanmoins, ces assemblages associés aux HAM apparaissent dans les Balkans avant 40 ka, peut-être même avant 44 ka (Mihailović, 2020).

Dans le sud de la péninsule Ibérique, la première manifestation culturelle attestée des HAM serait l'Aurignacien (Cortell & Iturbe, 1992). Martínez-Alfaro et al. (2021) ont produit un modèle régional, basé sur les âges des sites de Maladetes, Cova del Cendres, Foradada, La Boja et Bajondillo. Les résultats montrent que le début de l'Aurignacien est daté entre 38,6 et 36,9 ka (niveau XIVA de Malladetes) et le plus récent est daté entre 31,7 et 31,0 ka (niveau V à Foradada).

Dans le Sud-Ouest de la France et en Cantabrie, l'Aurignacien est daté :

- À l'Abri Pataud entre ~39,0 et 35,5 ka, sur la base de 4 âges du niveau 7 (Higham *et al.*, 2011).
- À Ekain, un échantillon (OxA-32423, 31,14 ± 0,4 BP) le date entre 36,2 et 34,7 ka

[10] Bien que l'utilisation de l'industrie en os soit attestée en Europe occidentale depuis le Paléolithique moyen (d'Errico *et al.*, 2003 ; Soressi *et al.*, 2013 ; Daujeard *et al.*, 2014).

TCL/Cultures	Caractéristiques lithiques	Chronologie
Châtelperronien	Pointes de Châtelperron sur lame Couteaux à dos retouchés Débitage de lame Parure et outils en os	~ 44 – 38 (?)
Proto-Aurignacien	Séquence unique de production de lames et lamelles Lamelles Dufour longues et droites Absence de pointes en os	~42,0 – 39,9 ka
Aurignacien ancien	Séquences distinctes pour la production de lames et de lamelles. Grattoirs carénés Pointes en os fendues à la base Lames avec retouche « aurignacienne »	~42,0 – 37,7 ka
Aurignacien	Débitage laminaire et retouches écailleuses Production systématique d'industries en os : pointes de sagaies, baguettes, poinçons, projectiles	

Tableau 2. Synthèse des caractéristiques des industries du début du Paléolithique supérieur en Europe occidentale mentionnées dans ce manuscrit ainsi que leurs chronologies, citées dans Picin *et al*. (2022).

A la fin du Paléolithique moyen et au début du Paléolithique supérieur, les TCLs en Europe occidentale ne montrent pas de strictes successions chronologiques (Fig. 14). Des synthèses chronologiques de ces TCLs notamment en Cantabrie et en Europe de l'Ouest ont mis en évidence des chevauchements chronologiques entre le Châtelperronien et les premières phases de l'Aurignacien (Marín-Arroyo *et al.*, 2018 ; Talamo *et al.*, 2020). Ces résultats suggèrent ainsi une contemporanéité dans les mêmes zones géographiques et donc de possibles contacts entre Néandertal et HAM.

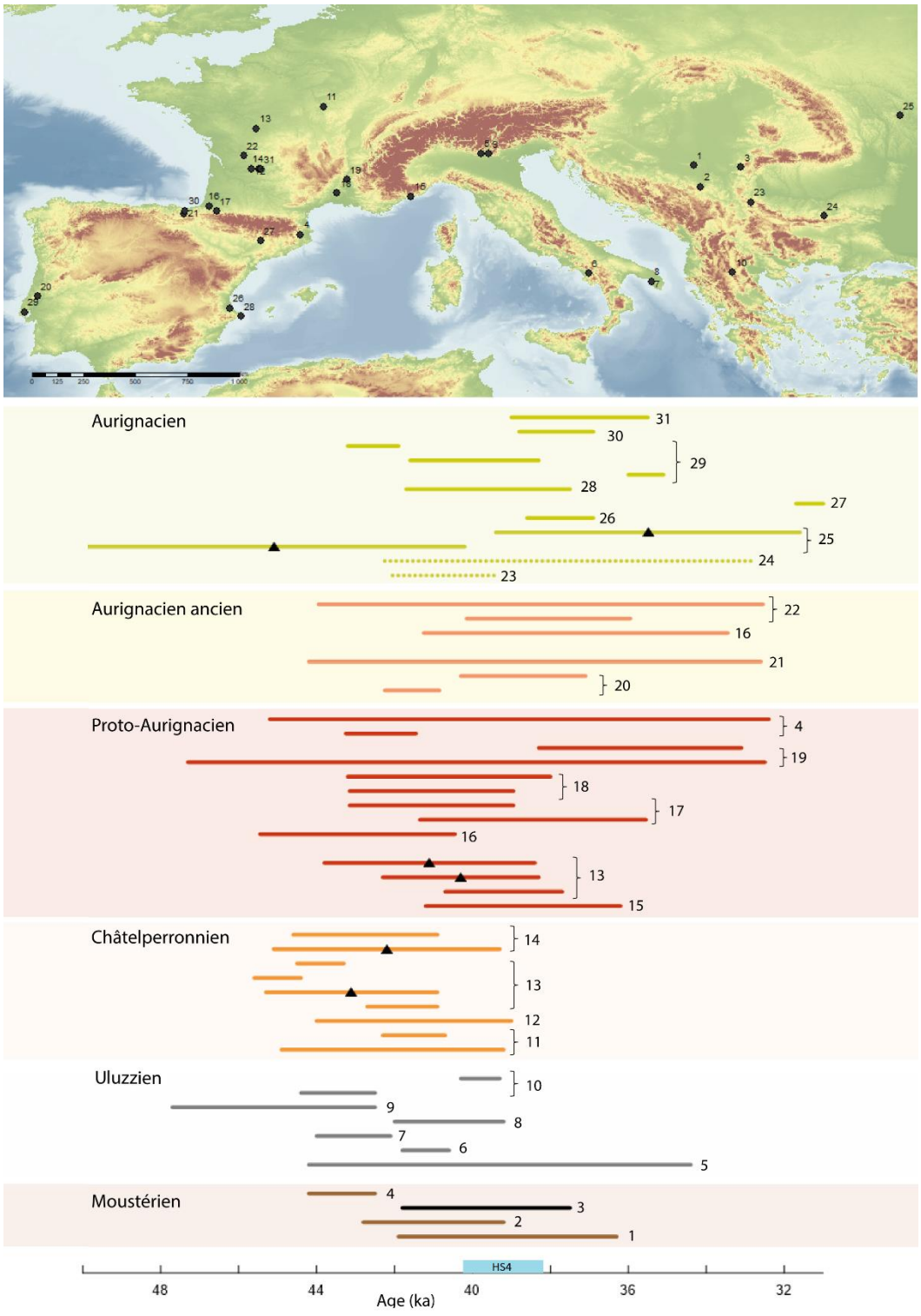


Fig. 14. Synthèse chronologique des âges cités dans le texte à partir du paragraphe 2.2. Les intervalles d'occupations sont représentés uniquement sur la base des âges ^{14}C et OSL (triangles noirs). Les sites archéologiques sont numérotés à côté des différents âges et sont localisés sur la carte. 1) Velica Pecina, 2) Salitrena, 3) Oase, 4) l'Arbreda, 5) Riparo Broion, 6) Castelcivita, 7) Cavallo, 8) Ulluzo, 9) Fumane, 10) Klissoura, 11) Arcy-sur-Cure, 12) Cassenade, 13) Les Cottés, 14) La Ferrassie, 15) Riparo Bombrino, 16) Isturitz, 17) Gatzarria, 18) Esquicho-Grapaou, 19) Mandrin, 20) Lapa do Picareiro, 21) Labeko-Koba, 22) La Quina aval, 23) Baranica, 24) Bacho Kiro, 25) Românesti, 26) Malladetes, 27) Cueva Foradada, 28) Cova del Cendres, 29) Pego do Diablo, 30) Ekain, 31) Abri Pataud.

3. De Néandertal aux HAM : migrations, interactions et disparition

Les données anthropologiques et génétiques de ces dernières années (Sankararaman *et al.*, 2012 ; Hublin, 2015 ; Hublin *et al.*, 2020) ont permis de mettre en évidence que les populations des HAM se sont dispersées à travers l'Europe d'est en ouest. La plus ancienne trace remonterait à 45 ka dans les Balkans dans la grotte de Bacho Kiro, avec la datation d'une dent d'un HAM, (Hublin *et al.*, 2020). Plus récemment, le niveau Néronien E contenant une dent qui appartiendrait à un HAM a été daté entre 56,8 et 51,7 ka, suggérant que cet individu est plus ancien de ~ 10 ka que les autres fossiles documentés (Slimak *et al.*, 2022). Le Néronien serait donc une intrusion d'HAM entre deux occupations néandertaliennes. Les chevauchements chronologiques obtenus à partir des données chronologiques suggèreraient de possibles interactions technologiques, culturelles et des hybridations entre Néandertal et HAM. Les données génétiques ont montré des hybridations, vieilles de plusieurs générations entre Néandertal et les HAM, par la présence de gènes néandertaliens dans le génome de populations actuelles ou de fossiles d'HAM (Green *et al.*, 2010 ; Fu *et al.*, 2015 ; Vernot & Akey, 2015 ; Villanea & Schraiber, 2019).

L'Europe occidentale est particulièrement importante pour déterminer les possibles interactions entre Néandertal et HAM. Trois zones sont considérées par la communauté scientifique comme des zones refuges pour les dernières populations néandertaliennes (Zilhão *et al.*, 2017 ; Zilhão, 2021a). Elles ont pu être le lieu d'occupations simultanées du territoire avec les HAM (Riel-Salvatore, 2010 ; Marín-Arroyo & Mihailović, 2017) ou de petits groupes sans contacts (Marín-Arroyo *et al.*, 2018 ; Haws *et al.*, 2020). Ces trois régions sont les Balkans, l'Italie et le sud de la péninsule Ibérique. Ces hypothèses sont pourtant limitées par le manque d'archives archéologiques, les incertitudes chronologiques et le manque de fossiles humains en nombre suffisant[11].

L'Italie est flanquée par les Alpes et les Apennins, qui constituent des barrières géographiques. Dans cette région, les archives archéologiques, qui datent la période de transition entre 42,7 et 30,7 ka sont relativement riches. La fin du Paléolithique moyen est datée

[11] Le fossile de l'enfant de Lagar Velho (Portugal), daté du Gravettien présente des caractéristiques morphologiques d'HAM mais aussi de Néandertal (Duarte *et al.*, 1999). Ce fossile serait la preuve matérielle d'un mélange génétique.

avant 41 ka (Negrino & Riel-Salvatore, 2018 ; Holt *et al.*, 2019). Les âges disponibles pour la fin du Paléolithique moyen et, du Paléolithique supérieur suggèrent que les populations néandertaliennes vivaient proches des HAM (*e.g.* Marciani *et al.*, 2020).

En Italie et dans le Caucase, la disparition de Néandertal et la fin des industries de transition (Fedele *et al.*, 2007 ; Giaccio *et al.*, 2017) seraient liées à l'éruption ignimbritique de Campanie pour certains auteurs (Golovanova *et al.*, 2010). Cette éruption est datée par ^{14}C à 34,29 ± 0,09 BP (1 σ) et par $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 39,85 ± 0,14 ka (Giaccio et al., 2017). Cependant, l'éruption n'a probablement pas impacté uniformément les différentes régions européennes comme le montre la zone majoritaire des retombées volcaniques, concentrées sur l'est de l'Europe. Si l'hypothèse était valide, seuls les Néandertaliens de ces régions auraient disparus. Les dates pour le Moustérien et le Proto-Aurignacien en Italie (Lowe *et al.*, 2012 ; Higham *et al.*, 2014 ; Benazzi *et al.*, 2015) suggèrent que les néandertaliens ont survécu des milliers d'années après l'éruption volcanique.

Le sud de la péninsule Ibérique est considéré comme la dernière zone de refuge des Néandertaliens (Zilhão, 2006 ; Finlayson, 2008 ; Higham *et al.*, 2011). Les études suggèrent que les groupes néandertaliens occupaient le territoire encore après 40 ka, alors que les premiers assemblages du Paléolithique supérieur (~42 ka), attestent de la présence des HAM au nord (Martínez-Moreno *et al.*, 2010 ; Wood *et al.*, 2014).

- Le niveau 18 de El Castillo (Nord de l'Espagne) présente une industrie transitionnelle entre un TCL Quina et l'Aurignacien (Valdes & Bischoff, 1989), dénommée Aurignacien transitionnel, qui ne fait pas consensus dans la communauté scientifique. Les âges obtenus pour cette unité stratigraphique étaient de 0,2 ka plus jeunes que la majorité des assemblages Proto-Aurignaciens dans la région. De nouvelles datations ont été entreprises sur le site et démontrent que tout le matériel daté dans le niveau 18 est antérieur à 42 ka (Wood *et al.*, 2018).

- Le moustérien final à l'Arbreda (couche I) a été daté entre 44,2 et 42,5 ka (39,9 ± 0,6 BP) sur la base de quatre échantillons. Le Proto-Aurignacien (niveau H) est daté sur la base de 7 âges entre 42,8 et 41,9 ka (38,3 ± 0,5 BP, Birschoff, 1989). De récentes datations ont été faites (Wood *et al.*, 2014), l'âge le plus ancien de la couche D donne un début du Proto-Aurignacien entre 42,0 et 39,8 ka (36,0 ± 0,7 BP). Deux échantillons de la couche H donnent une persistance du moustérien final

jusqu'à ~35,5 ka (OxA-21663, 32,1± 0,45 BP et OxA-21703 32,3 ± 0,45 BP). Ces âges sont considérés trop jeunes en considérant la stratigraphie et impliqueraient soit une contamination des échantillons, soit une situation de remaniement.

Les âges les plus récents pour l'Aurignacien au sud de l'Ebre sont :

- À Cova de les Cendres (Alicante), la couche XVID est datée entre 36,0 et 35,1 ka (Beta-458,346) (Villaverde *et al.*, 2019).
- À Pego do Diabo (Portugal), deux âges issus du même échantillon datent l'interface 2/3 entre 41,7 et 37,5 ka (OxA-15499) et entre 41,6 et 38,3 ka (OxA-X-2272-25d, Zilhão *et al.*, 2010). Un âge issu d'un os moustérien (J12-4, interface 2/3), dont l'attribution parait douteuse selon les auteurs, donne un âge de 43,2 à 41,9 ka. Cet échantillon serait probablement issu de la couche 3, qui est perturbée.

Les dates d'apparition précoce du Paléolithique supérieur et l'apparence tardive des dates pour la fin du Paléolithique moyen ont conduit à la construction de modèles pour expliquer l'apparente frontière séparant les deux populations. Dans ces modèles, les adaptations écologiques permettent aux Néandertaliens de survivre, avant la dispersion des HAM dans le sud de la péninsule Ibérique de ~37 à 30 ka. Un de ces modèles est la « frontière de l'Ebre » (Zilhão, 2000 ; Zilhão, 2006 ; Zilhão, 2021b). Le modèle est basé sur la division biogéographique majeure qu'aurait été le bassin de l'Ebre à cette époque (Zilhão *et al.*, 2017 ; Zilhão, 2021b). Ce modèle est soutenu par la rareté des assemblages des premières phases du Paléolithique supérieur (*i.e.* Proto-Aurignacien et Aurignacien ancien) au sud du bassin de l'Ebre. A cela s'ajoutent des âges ^{14}C pour le Paléolithique moyen souvent imprécis et une ambiguïté dans la définition même des assemblages lithiques (Wood *et al.*, 2013). Actuellement, les données disponibles impliquent soit, que le Moustérien a persisté plus longtemps dans le sud de la péninsule Ibérique (Finlayson, 2008 ; Zilhão, 2021b), ou soit qu'après la disparition de Néandertal, le Sud et l'ouest de l'Ibérie sont restés inoccupés jusqu'à l'arrivée des HAM (Galván *et al.*, 2014). La récente datation du site de Bajondillo (Malaga, Sud-Est de l'Espagne) a remis en cause ce modèle par la datation d'un Aurignacien dans le sud de l'Espagne entre ~45 et 43 ka (Cortés-Sánchez *et al.*, 2019). Cependant, l'intégrité stratigraphique et l'attribution des âges à l'Aurignacien de Bajondillo ont été remis en cause (Anderson *et al.*, 2019 ; Martínez-Alfaro *et al.*, 2021).

Conclusion

Nous avons vu que les assemblages lithiques de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur présentent des variabilités. La compilation des données numériques associées aux TCLs et plus largement aux cultures d'Europe occidentale ne montre pas de successions claires. De plus, ces données montrent des chevauchements entre les dernières manifestations néandertaliennes et les premières manifestations attribuées aux HAM, impliquant des échanges technologiques, culturels voire génétiques. Les industries de transition (Uluzzien et Châtelperronien) ne semblent pas persister au-delà du HS 4 (40,2-38,2 ka, dates dans Sánchez Goñi & Harrison, 2010), changement climatique de la fin du MIS 3, que certains auteurs proposent comme facteur responsable de la disparition de Néandertal. Si les changements climatiques ont pu avoir un impact sur la disparition de Néandertal, ont-ils pu en avoir un sur la variabilité des manifestations culturelles et des TCLs ? Nous allons voir dans le chapitre suivant, quels types de changements climatiques ont impacté l'Europe de l'Ouest pendant la dernière période glaciaire (72-13 ka).

Chapitre 2 : Changements climatiques pendant la fin du Paléolithique moyen et durant le Paléolithique supérieur

Depuis le début des glaciations majeures dans l'hémisphère Nord, il y a environ 3 millions d'années (la période Quaternaire[12]), le climat a varié entre des périodes plus froides dites glaciaires et des périodes plus tempérées dites interglaciaires. Ces périodes ont été détectées pour la première fois à partir du signal isotopique ($\delta^{18}O$), dérivé des foraminifères benthiques[13] conservés dans les archives marines (Shackleton & Opdyke, 1973). Les variations du $\delta^{18}O$ benthique ont également permis l'identification des stades isotopiques marins de l'oxygène (en anglais *Marine Isotope Stages* ou MIS) dont les nombres pairs indiquent les stades froids et les nombres impairs, les stades tempérés. Actuellement, nous vivons dans une de ces périodes chaudes, l'Holocène, dernier interglaciaire, qui a commencé il y a environ 11,7 ka (Cohen *et al.*, 2013).

L'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires et la variabilité climatique observée au sein de ces périodes se sont produites à différentes échelles de temps. Dans ce manuscrit, nous nous focaliserons sur deux échelles de temps : l'orbitale et le millénaire.

1.Variabilité climatique à l'échelle orbitale

Pour expliquer la succession des périodes glaciaires et interglaciaires pendant le dernier million d'années, M. Milankovitch a développé une théorie astronomique du climat (Milankovitch, 1941). Les variations de l'orbite terrestre autour du Soleil influencent le climat terrestre, induisant l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires en fonction de trois paramètres astronomiques : l'excentricité, l'obliquité et la précession (Fig. 15).

[12] La période Quaternaire s'étend de 2.6 Ma jusqu'à aujourd'hui (Cohen et al., 2013).
[13] Micro-faunes marines habitant les fonds marins.

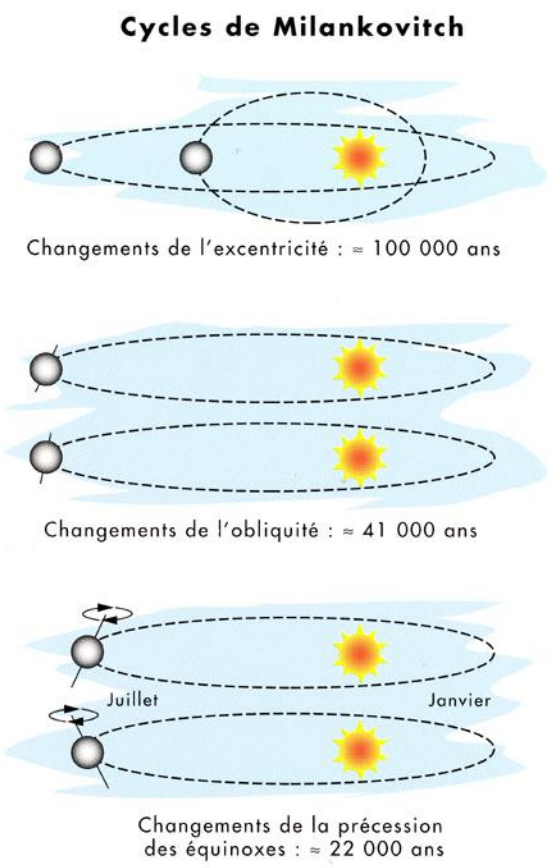


Fig. 15. Schéma représentant les trois paramètres orbitaux influençant le climat.

1. L'excentricité est la forme de l'orbite terrestre. La Terre décrit une orbite elliptique autour du Soleil. L'excentricité varie selon une périodicité de 400 ka et de 100 ka (Berger, 2006a). L'augmentation de l'excentricité entraine une accentuation du contraste saisonnier dans un des hémisphères tout en l'atténuant dans l'autre hémisphère.

2. L'obliquité est l'inclinaison de la Terre. L'axe de rotation de la Terre oscille entre 22° et 25° avec une périodicité de 41 ka. Les changements d'obliquité induisent des variations saisonnières dans les deux hémisphères (Ruddiman, 2001).

3. La précession est le changement d'orientation de l'axe de rotation de la Terre. La précession détermine l'amplitude des saisons. La précession décale progressivement la

position des équinoxes[14]. Ce paramètre a une périodicité d'environ 22 ka (Ruddiman, 2001 ; Berger & Loutre, 2004).

La combinaison de ces trois paramètres orbitaux définit l'insolation (*Incident Solar Radiation*), qui est l'énergie reçue à la surface de la Terre selon la latitude et la saison et qui varie au cours du temps. Les changements d'insolation, avec des cyclicités dominantes de 40 et 21 ka, impactent les différents réservoirs de la Terre, c'est-à-dire l'atmosphère, l'océan, les surfaces terrestres, la cryosphère et la végétation. En retour, chacun de ces réservoirs affecte les autres réservoirs par le biais de mécanismes rétroactifs, qui amplifient ou réduisent le changement climatique initial (Ruddiman, 2001). Après 1 million d'années, les cycles glaciaires-interglaciaires résultants sont plus prononcés et ont une cyclicité dominante de 100 ka (Lisiecki & Raymo, 2005).

Pendant les interglaciaires, les températures ont été estimées entre 23°C en été et 16°C en hiver[15] tandis que pendant le dernier glaciaire, les températures ont chuté de 4 à 7°C (Chapman *et al.*, 2000). Les variations saisonnières des températures des eaux de surface (Webster, 1982 ; Poulos *et al.*, 1997) conduisent à l'expression des valeurs moyennées quantitatives en fonction de l'été, l'hiver et l'année.

Cependant, si ces cycles sont présents tout au long des glaciaires et interglaciaires (Fig. 16), toute périodicité enregistrée dans les enregistrements sédimentaires n'a pas systématiquement une origine astronomique.

A cette variabilité orbitale, une variabilité sub-orbitale, aussi appelée millénaire a été observée au sein des périodes glaciaires et interglaciaires. Dans cette section, nous nous focaliserons sur la variabilité millénaire (rapide ou abrupte) de la dernière période glaciaire.

[14] Instant de l'année où le Soleil traverse le plan équatorial terrestre. Cette définition précise la conception préscientifique selon laquelle l'équinoxe est le moment où la durée du jour est égale à celle de la nuit.
[15] Ces estimations sont basées sur la reconstruction des températures saisonnières des eaux de surface en Atlantique Nord pour les deux derniers interglaciaires (Holocène et le 5e) (Chapman *et al.*, 2000).

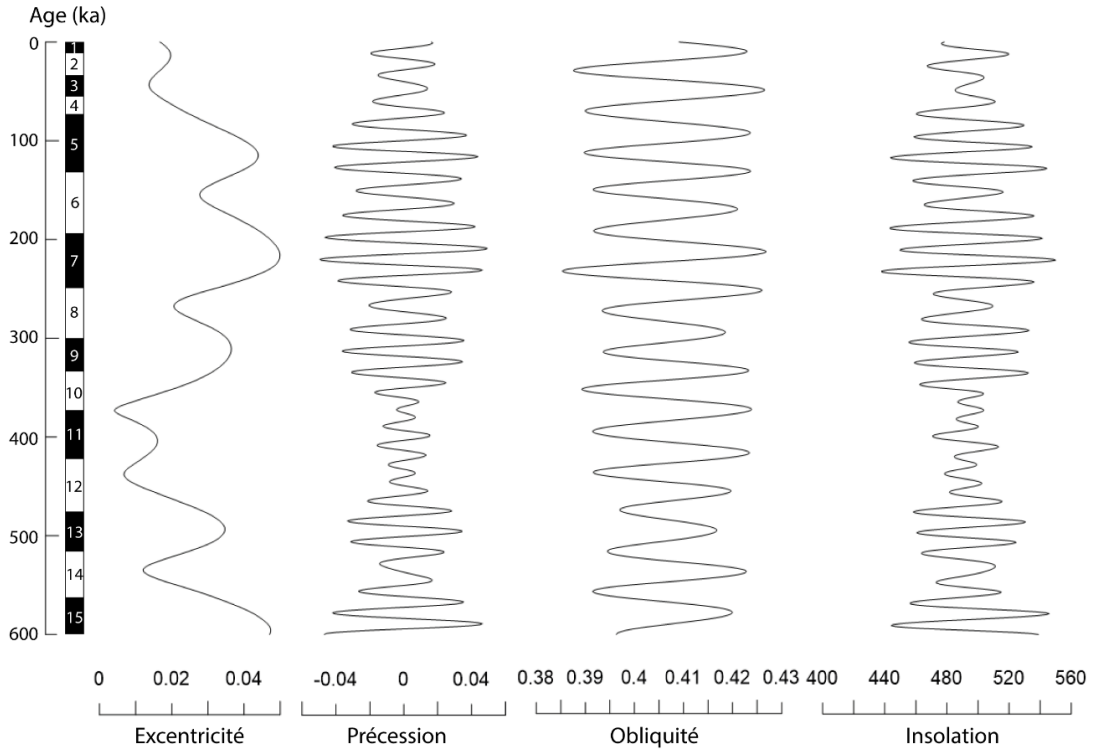


Fig. 16. Variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, précession et obliquité) et l'insolation à 45°N en juin (en $W.m^{-2}$) au cours des derniers 600 ka (modifié d'après Berger & Loutre, 2004).

2.Variabilité climatique à l'échelle millénaire

La dernière période glaciaire, que nous définissons ici comme la période incluant les MIS 4, 3 et 2 (d'autres auteurs la définissent, sur la base de données géomorphologiques, du MIS 5d jusqu'au MIS 2) s'est déroulée de 72 à 13 ka environ (Sánchez Goñi *et al.*, 2017). Cette période correspond en Europe occidentale à la fin du Paléolithique moyen et au Paléolithique supérieur. Elle a été ponctuée par une variabilité millénaire particulièrement importante (Bond *et al.*, 1993), qui se traduit de manière spécifique dans les archives glaciaires, marines, terrestres à différentes latitudes.

Deux types de changements climatiques ont été identifiés pendant cette période : des réchauffements et des refroidissements de l'atmosphère du Groenland dits cycles de Dansgaard-Oeschger et des refroidissements de l'eau de surface de l'océan Atlantique Nord, associés à des décharges massives d'icebergs provenant de l'Amérique du Nord, nommés évènements d'Heinrich.

2.1. Les cycles de Dansgaard-Oeschger

L'étude à haute résolution du $\delta^{18}O$ dans les carottes de glace du Groenland a mis en évidence des successions de phases chaudes et froides (Dansgaard *et al.*, 1984 ; Dansgaard *et al.*, 1993). Les évènements chauds, du D-O 20 au D-O 1, ont été appelés réchauffements de Dansgaard-Oeschger « D-O » (Tableau 3, *e.g.* Rasmussen *et al.*, 2014).

Les cycles de D-Os sont composés de plusieurs phases (Fig. 17). Ils sont caractérisés par un réchauffement de grande amplitude (7 à 16°C) et rapide (moins d'un siècle). Ce réchauffement est suivi par un long refroidissement progressif donnant lieu à une phase nommée interstadiaire du Groenland (GI pour *Greenland Interstadial*). Le cycle se termine avec un rapide refroidissement nommé stadiaire du Groenland (GS - *Greenland Stadial*) au niveau le plus froid des enregistrements (Wolff *et al.*, 2010).

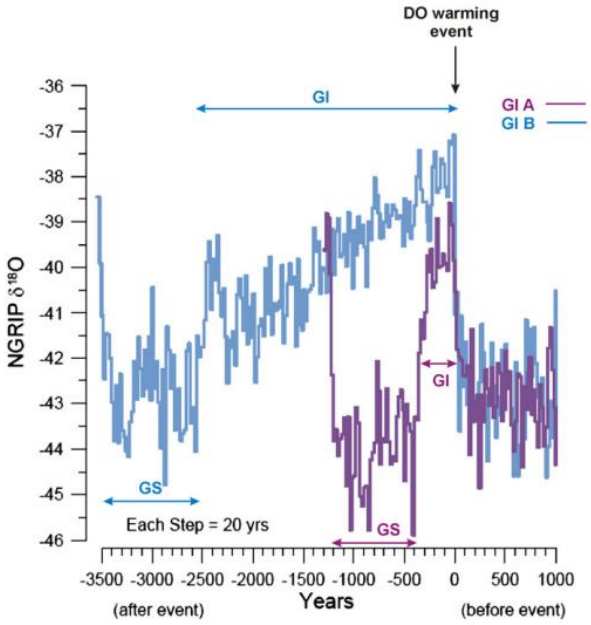


Fig. 17. Exemple de la structure de deux cycles D-O, montrant le réchauffement rapide et les intervalles correspondant aux interstadiaires (GI) et stadiaires (GS) du Groenland (Sánchez Goñi & Harrison, 2010)

La durée totale des cycles oscille entre 500 et 4000 ans (Rasmussen *et al.*, 2014). Ces évènements sont globaux (Voelker, 2002 ; Lüthi *et al.*, 2008) mais la réponse face à ces changements climatiques est régionalement différente (Jouzel *et al.*, 2007 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008).

Début des GIs	Ages et incertitudes (ka)
1	11,7 ± 0,1
2	14,7 ± 0,1
3	23,3 ± 0,3
4	27,8 ± 0,4
5	28,9 ± 0,4
6	32,5 ± 0,5
7	35,5 ± 0,6
8	38,2 ± 0,7
9	40,1 ± 0,8
10	41,4 ± 0,8
11	43,3 ± 0,9
12	46,8 ± 0,9
13	49,3 ± 1,0
14	54,2 ± 1,1
15	55,8 ± 1,2
16	58,3 ± 1,2
17	59,4 ± 1,3
18	64,1*
19	72,3*
20	76,4*

Tableau 3. Âges des réchauffements de D-Os dans les carottes de glace du Groenland. Les âges et leurs incertitudes à 1 σ sont donnés à partir de la chronologie GICC05 jusqu'à 60 ka puis au-delà, par ajustement avec la chronologie ss09sea. Les âges et leurs incertitudes sont arrondis à la première décimale et ont été convertis selon l'échelle calendaire. *Les incertitudes ne sont pas mentionnées. Les valeurs au millième sont disponibles dans la table 2 dans Wolff *et al.* (2010).

Les enregistrements paléoclimatiques marins de l'hémisphère Nord révèlent des changements de températures des eaux de surface de grande amplitude durant les D-Os (Cacho *et al.*, 1999 ; Pailler & Bard, 2002 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Cette variabilité climatique a aussi des conséquences sur les glaciers des Alpes (Mayr *et al.*, 2019) et sur le niveau marin, qui augmente d'environ 15 – 30 m pendant les GIs (Sierro *et al.*, 2009).

2.2. Les évènements d'Heinrich

Dans les séquences sédimentaires marines de l'Atlantique Nord, une succession de couches caractérisées par la présence de sédiments grossiers - (> 150 µm, Heinrich, 1988 ; Broecker *et al.*, 1992), nommés IRD *(Ice Rafted Debris*) - a permis l'identification d'un autre type d'évènement millénaire, associé à des débâcles d'icebergs (*ibid.*). Six de ces évènements, nommés évènements d'Heinrich (HE, Broecker *et al*., 1992) et associés à des décharges d'icebergs provenant majoritairement de la calotte laurentidienne -nord-américaine - ont été identifiés au cours de la dernière période glaciaire (Tableau 4, Fig. 18; Bond & Lotti, 1995). Ils ont une cyclicité de 7,0 à 10,0 ka (Broecker *et al.*, 1992 ; Bond *et al.*, 1992 ; Hemming, 2004).

HS	**Age (^{14}C BP) (Elliott *et al*., 2001 ; 2002)**	**Age (ka) chronologie GICC05[16] (Sánchez Goñi & Harrison, 2010)**
HS 1	15,1 – 13,4	18,0 – 15,6
HS 2	22,1 – 20,4	26,5 – 24,3
HS 3	27,4 – 26,1	32,7 – 31,3
HS 4	34,9 – 33,9	40,2 – 38,3
HS 5	n.d	50,0 – 47,0
HS 6	n.d	63,2 – 60,1

Tableau 4. Intervalles de temps des HSs donnés en âges ^{14}C et en âges calendaires, basés sur la chronologie GICC05. Tableau modifié d'après la table 1 dans Sánchez Goñi & Harrison (2010).

Pendant les MIS 4 à 2, les IRD produits par la fonte des icebergs se déposent dans l'Atlantique Nord, dans une zone préférentielle comprise entre 40° et 65° N (Ruddiman, 1977), appelée bande de Ruddiman. La concentration d'IRD dans les carottes marines est reliée à la taille et l'expansion des calottes glaciaires. Les durées des décharges d'icebergs ont été estimées entre 50 et 200 ans (Roche *et al.*, 2004) voire jusqu'à 1,5 ka (Ziemen *et al.*, 2019). Des études géochimiques ont montré, que bien que la plupart des grains déposés dans la bande de Ruddiman proviennent de la calotte Laurentidienne (Huon & Ruch, 1992 ; Hemming, 2004),

[16] GICC05 (*Greenland Ice Core Chronology* 2005) est une chronologie stratigraphique pour les carottes de glace du Groenland (NGRIP, GRIP et EYE-3). Cette chronologie remonte jusqu'à ~60 b2k. La notation « b2k » a été introduite avec cette nouvelle chronologie et signifie avant les années 2000 (Svensson *et al.*, 2005).

certains éléments détritiques proviennent de la calotte européenne et islandaise (Grousset *et al.*, 1993 ; Elliot *et al.*, 1998 ; Peck *et al.*, 2007).

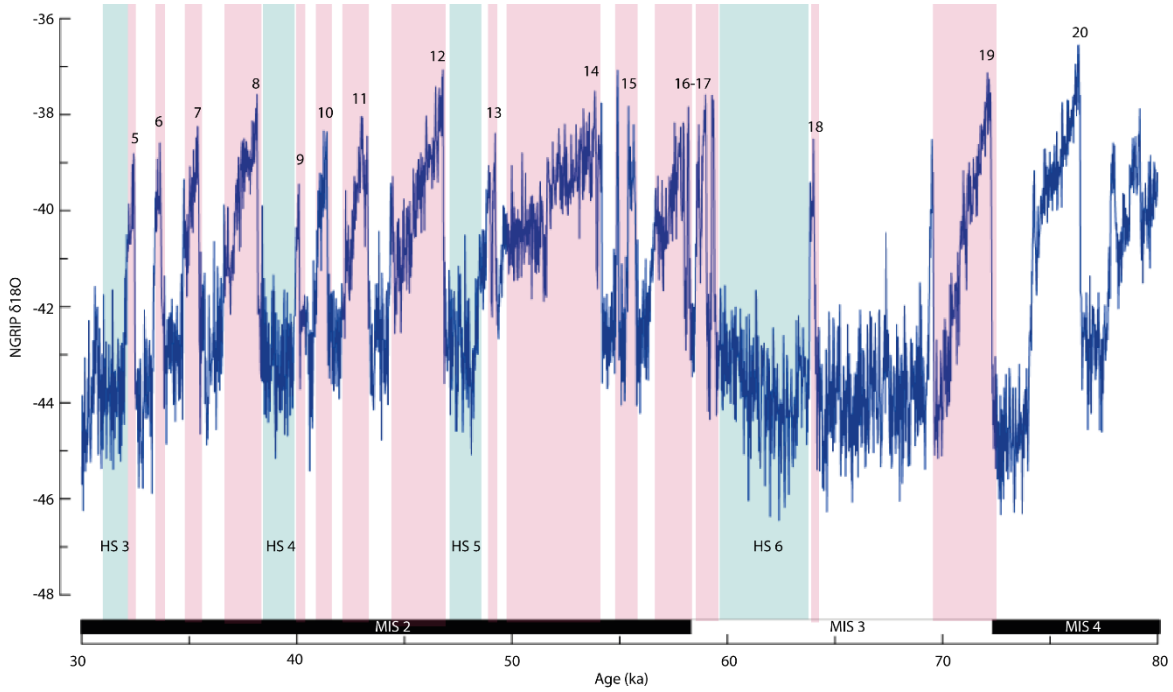


Fig. 18. Variations du $\delta^{18}O$ du Groenland (NGRIP, Rasmussen *et al.*, 2014) entre 80 et 30 ka avec les GIs surlignés en rose et les HSs en bleu.

Les évènements d'Heinrich sont souvent associés à des changements majeurs dans la composition des assemblages de foraminifères planctoniques. Les évènements d'Heinrich sont liés à la prédominance d'une espèce polaire, *Neogloboquadrina pachyderma* senestre, un indicateur d'environnements froids (Hemming, 2004 ; Cortijo *et al.*, 2005).

La fonte des icebergs est responsable d'un important apport en eau douce, d'une désalinisation de la surface de l'océan (Bard *et al.*, 2000), qui produit un allègement du rapport de $\delta^{18}O$. Les évènements d'Heinrich sont aussi associés à une réorganisation des courants océaniques de surface et en profondeur. En effet, l'étude du $\delta^{13}C$ dans les carottes sédimentaires révèle que les eaux de fond de l'océan Atlantique sont moins ventilées (*e.g.* Elliot *et al.*, 2002), montrant un ralentissement de la circulation océanique. Ce ralentissement provoque le refroidissement du climat de l'hémisphère Nord (Ganopolski & Rahmstorf, 2001 ; Guillevic *et al.*, 2014 ; Henry *et al.*, 2016). Il a été montré que les diminutions de températures pendant ces

HSs varient entre 2 et 7°C, correspondant à une SST estivale comprise entre 8 et 10°C (Cortijo *et al.*, 1997 ; Chapman & Shackleton, 1998). La SST (*Sea Surface Temperature*) est définie comme la température des quelques millimètres supérieurs de l'océan. Cependant, les mécanismes expliquant l'origine de ces HEs restent encore énigmatiques (Guillevic et al., 2014; Toucanne et al., 2022).

De nombreuses études se sont focalisées sur l'impact des évènements d'Heinrich sur le climat (Cortijo *et al.*, 1997 ; Cacho *et al.*, 1999 ; Sierro *et al.*, 2005 ; Ziemen *et al.*, 2019). Si l'évènement d'Heinrich (HE) est défini par la présence dans les séquences sédimentaires marines de grandes quantités d'IRD, d'origine nord-américaine, l'*Heinrich Stadial* (HS) est l'intervalle froid associé. Dans la bande de Ruddiman, le dépôt d'IRD coïncide avec la phase froide (Barker *et al.*, 2009 ; Sánchez Goñi & Harrison, 2010). Dans ce travail, nous utiliserons le terme HS comme terme chronostratigraphique, défini comme la durée maximale de l'intervalle de dépôt d'IRD, basé sur une comparaison d'enregistrements marins de l'Atlantique Nord (Elliot *et al.*, 1998 ; Elliot *et al.*, 2001 ; Elliot *et al.*, 2002 ; Hemming, 2004).

On ne peut généralement pas définir un HS dans des enregistrements marins en dehors de la bande de Ruddiman, ni en principe dans les enregistrements terrestres et de glace. Cependant, quelques carottes marines de certaines régions proches de la bande de Ruddiman enregistrent des IRD de moindre quantité. Par exemple, dans des carottes prélevées sur la marge Ibérique Atlantique, les dépôts d'IRD ne durent qu'une courte période de temps et ne se produisent qu'à la fin de la phase froide, caractérisée par un maximum d'IRD (Naughton *et al.*, 2016). Pour d'autres régions, l'identification des HS se fait sur la base de corrélations isotopiques ou stratigraphiques (*e.g.* Kathayat *et al.*, 2016).

3. Quel est l'impact de cette variabilité climatique sur le continent ?

L'étude de proxies climatiques terrestres, préservés dans les séquences sédimentaires marines profondes, permet de connaitre sans ambiguïté chronologique, l'impact de cette variabilité millénaire sur les environnements terrestres (Sánchez Goñi *et al.*, 2008).

Dans le nord de l'Europe et en région méditerranéenne, les périodes glaciaires sont caractérisées par le développement de vastes prairies sèches, composées d'herbacées avec des Poaceae (Graminées) et Asteraceae (Fig. 19). Des plantes plus steppiques notamment les *Artemisia* (armoises) sont aussi associées à ces prairies. *Artemisia* est un indicateur de l'aridité pendant ces périodes froides où les arbres sont rares. La forêt pionnière, composée de *Pinus* (pin), *Betula* (bouleau) se développe en début d'interglaciaire avec l'augmentation des températures. Les expansions des forêts d'arbres à feuilles caduques surviennent ensuite (Sánchez Goñi *et al.*, 2000b ; Roucoux *et al.*, 2001 ; Combourieu Nebout *et al.*, 2002 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008) avec le développement d'*Ulmus* (orme), *Quercus* (chêne), *Tilia* (tilleul), *Corylus* (noisetier), *Taxus baccata* (if) et *Carpinus* (charme). En Méditerranée, des arbres mésothermes et subtropicaux (chêne vert, pistachier) accompagnent l'expansion de la forêt caducifoliée.

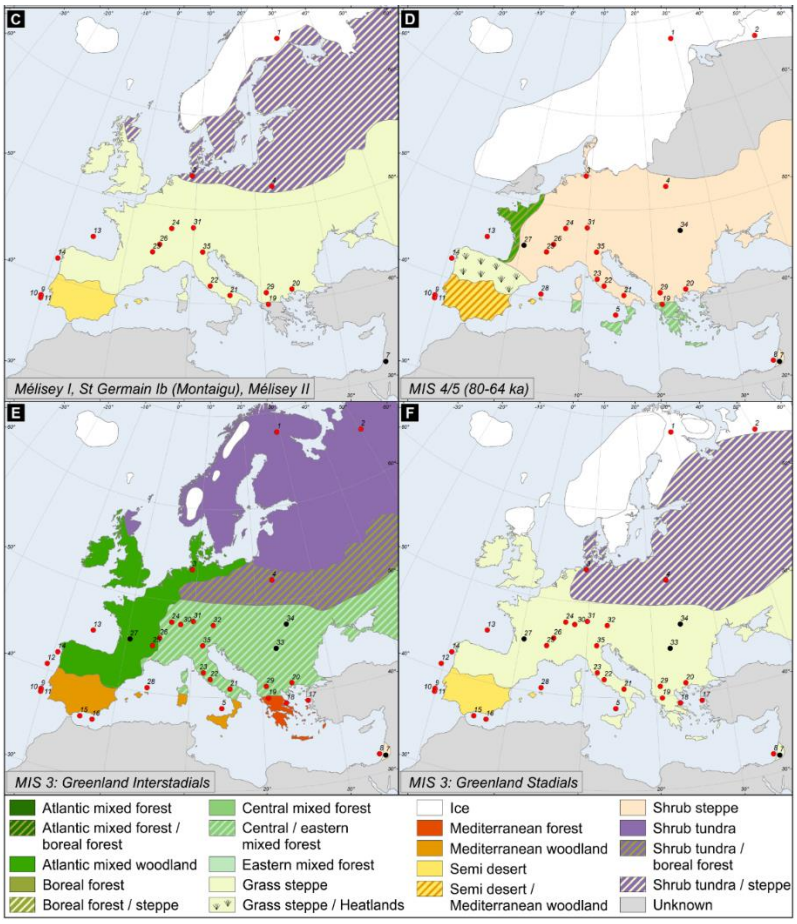


Fig. 19. Reconstruction conceptuelle des types de végétations occupant l'Europe pendant les différentes périodes climatiques du dernier cycle climatique. Cette reconstruction est basée sur 32 enregistrements polliniques répartis de manière inégale sur l'Europe (régions Centre et Sud). Figures extraites de Sánchez Goñi (2022).

À la fin de l'interglaciaire ou la transition entre un GI/GS, les températures diminuent. Des forêts de conifères composés d'*Abies* (sapin), *Picea* (épicéa) et de *Fagus* (hêtre) remplacent la forêt caducifoliée. Dans les régions du pourtour méditerranéen, certaines espèces peuvent perdurer dans des zones considérées comme refuges, alors qu'elles ont disparu des milliers d'années avant.

En Europe occidentale, les D-Os entraînent des changements de couverture forestière, associés à des réchauffements correspondant à l'expansion de forêts de chênes, impliquant des conditions humides (*e.g.* Sánchez Goñi *et al.*, 2002 ; Combourieu Nebout *et al.*, 2002 ; Fletcher & Sánchez Goñi, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2010). Ces études démontrent une réponse rapide de la végétation de moins de 100 ans aux cycles de D-Os et HEs. En dessous de 40°N, le développement maximum de la forêt méditerranéenne s'est produit pendant les GI 17-16 (59,4 ± 2,6 à 56,5 ± 2,4 ka, Rasmussen *et al.*, 2014) et GI 8 (38,2 ± 1,5 ka). Ce développement forestier est associé à des valeurs élevées de précession, favorisant une saisonnalité plus marquée avec des étés chauds et secs ainsi que des hivers humides et froids (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Dans les régions proches de l'Atlantique, au cours des GIs 14 et 12 (54,2 ± 2,3 ka et 46,8 ± 1,9 ka), la forêt tempérée principalement composée de *Betula*, *Quercus* et *Pinus* a connu un fort développement correspondant à un maximum d'obliquité (*ibid.*).

Durant les HSs, des différences régionales sont également observées en termes de compositions végétales. L'ouest de la France et les régions plus orientales sont occupés par une végétation de type steppe d'Europe centrale dominée par *Artemisia*, Cyperaceae, *Calluna* et Poaceae. Les GSs de la région méditerranéenne sont caractérisés par le développement de plantes semi-désertiques (principalement *Artemisia*, Amaranthaceae et *Ephedra*) et la dominance de *Pinus nigra* (Desprat *et al.*, 2015). Simultanément, Ericaceae et Poaceae dominent la végétation du Nord-Ouest de la péninsule Ibérique. Les GSs liés aux HEs ont des effets plus prononcés que les autres GSs sur les retraits de la forêt et l'expansion des xérophytes dans les régions alpines et méditerranéennes (Badino *et al.*, 2020). Dans ces régions, une importante réduction forestière a commencé depuis le GS14-13 (~55-48 ka) avec une plus grande réduction pendant le GS9 – HE4. Les conditions froides des HSs en Europe occidentale sont associées à des valeurs de $\delta^{13}C$ élevées enregistrées dans plusieurs stalagmites (Genty *et al.*, 2003 ; Genty *et al.*, 2010). Les conditions froides empêchant l'infiltration nécessaire à la

formation des stalagmites sont montrées par des ralentissements voire des hiatus dans la croissance des spéléothèmes (*ibid.*).

Certaines études climatiques ont mis en évidence une variabilité intrinsèque aux HSs. Au Groenland, (Guillevic *et al.*, 2014) suggèrent trois phases climatiques distinctes au sein du HS 4. Des études climatiques sur des carottes marines prélevées au large de la péninsule Ibérique révèlent une succession de phases climatiques humides à sèches (Fig. 20; Sánchez Goñi *et al.*, 2000b ; Naughton *et al.*, 2009 ; Naughton *et al.*, 2016).

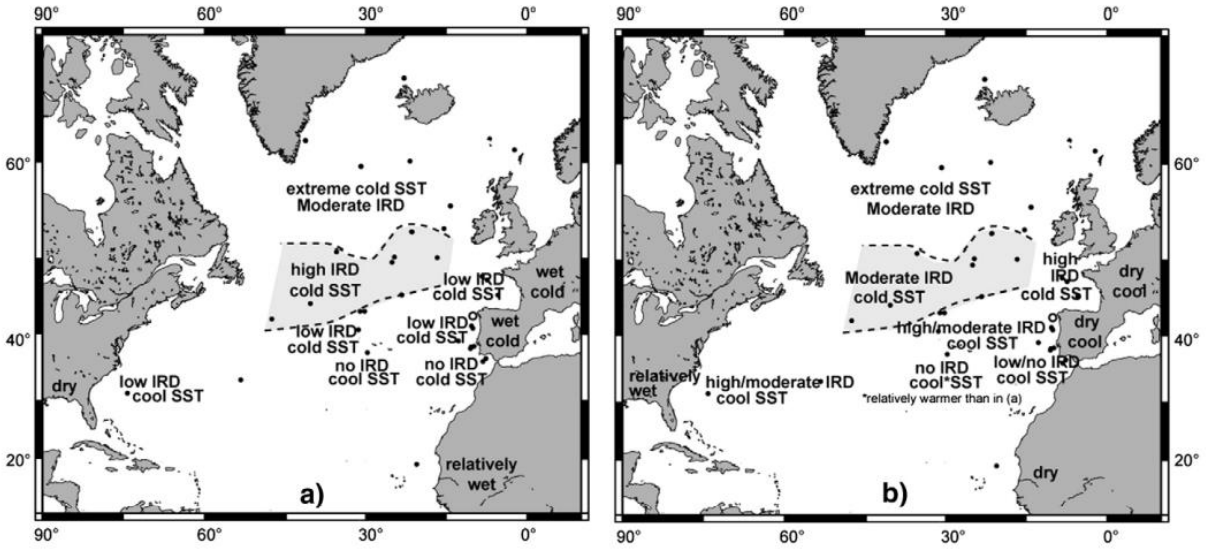


Fig. 20. Carte des schémas océaniques et atmosphériques pendant les évènements d'Heinrich dans l'Atlantique Nord pour la première phase (a) et la seconde phase (b) des HS 4, HS 2 et HS 1. La bande de Ruddiman est représentée par une zone grise au milieu de l'Atlantique Nord (Naughton *et al.*, 2009).

La comparaison d'enregistrements marins avec des séquences polliniques européennes – malgré les incertitudes, découlant de la comparaison des différents enregistrements terrestres – révèle qu'il existe une variabilité spatiale dans la composition végétale pendant les D-Os et HSs. Les amplitudes de la réponse environnementale aux changements climatiques sont aussi différentes selon les régions. La reconstruction des changements environnementaux et climatiques permet d'identifier des réponses régionales, qui auraient pu impacter les groupes de chasseurs-cueilleurs à la fin du Paléolithique moyen. De nombreuses études ont été menées visant à comparer les enregistrements climatiques et archéologiques (Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014 ; Royer *et al.*, 2016 ; Wolf *et al.*, 2018).

Conclusion

Nous avons vu que des changements climatiques à différentes échelles de temps régissent les climats de l'Europe occidentale pendant la dernière période glaciaire. Les variations de l'orbite terrestre autour du Soleil, en particulier les trois paramètres évoqués, influencent le climat. L'obliquité, la précession et l'excentricité influencent également l'insolation solaire, qui impacte les climats et environnements terrestres. A plus faible échelle, deux changements climatiques à l'échelle millénaire influencent également les environnements dans lesquels les Néandertaliens et HAM ont évolué.

Nous allons voir dans le chapitre suivant, comment sont construites les chronologies paléoclimatiques et archéologiques, afin de pouvoir être comparées entre elles.

Chapitre 3 : Chronologies des phases d'occupations et des changements environnementaux

Introduction

Dans ce troisième et dernier chapitre d'état des connaissances, nous allons présenter les méthodes de datations utilisées pour établir les chronologies archéologiques et paléoenvironnementales. Nous allons nous focaliser plus en détails sur la datation par le radiocarbone (^{14}C) et la datation par luminescence, en particulier cette dernière, qui va nous permettre de dater une des carottes marines dans le cadre de ce travail de thèse.

1. Méthodes de datations

Il existe plusieurs méthodes de datations pour établir et améliorer les chronologiques archéologiques et paléoenvironnementales. Ces méthodes sont les datations par le radiocarbone (^{14}C), la luminescence optiquement stimulée (OSL), la luminescence stimulée par infrarouge (IRSL), la résonnance électronique de spin (ESR – en anglais *Electron spin resonance*) ou encore la méthode de l'uranium-thorium (U/Th), (Vogel & Waterbolk, 1967 ; Ikeya, 1975 ; Wintle & Huntley, 1979 ; Sato, 1982 ; Falguères *et al.*, 2006 ; Bahain, 2007 ; Richard *et al.*, 2015 ; Jacobs *et al.*, 2016 ; Molodkov, 2020). Les âges obtenus par ces méthodes de datation à l'exception du ^{14}C, ont des écarts-types relativement larges et peuvent être très importants par rapport aux besoins en résolution chronologique sur des échelles de temps millénaires ou sub-millénaires. Par exemple, un âge OSL de 40 ± 2 ka peut coïncider avec plusieurs GIs et GSs (10 à 8). Dans ce travail nous allons nous focaliser sur le ^{14}C et l'IRSL pour la construction des chronologies marines.

1.1. Le radiocarbone

1.1.1. Principe de la méthode

Le développement à la fin des années 1940 (Arnold & Libby, 1949 ; Libby *et al.*, 1949) de la méthode de datation par le radiocarbone (^{14}C) a révolutionné l'établissement des chronologies archéologiques (Libby, 1952). Il s'agit de la méthode de datation la plus couramment utilisée pour dater les sites des périodes les plus récentes jusqu'à la fin du Paléolithique moyen.

Cette méthode de datation radiométrique repose sur le principe de décroissance radioactive d'un isotope cosmogénique, le carbone 14 (^{14}C). Cet isotope est formé en continu dans la haute atmosphère et se désintègre au fil du temps, et ce, dès sa formation. Il est intégré au sein des différents réservoirs (*e.g*. atmosphère, biosphère via la photosynthèse, les océans…). Tous les êtres vivants contiennent donc du ^{14}C qui est renouvelé constamment. Lors de la mort de l'organisme, sans renouvellement le ^{14}C diminue par rapport au C total sous l'effet de la désintégration radioactive et l'horloge radioactive est déclenchée. En mesurant la quantité de ^{14}C restant dans l'organisme à un instant T, connaissant la loi de décroissance et sa période radioactive (*i.e*. 5730 ± 40 ans, Godwin, 1962), tout en supposant que la quantité de ^{14}C produite dans la haute atmosphère est constante au cours du temps, nous pouvons remonter à la fin des échanges avec le réservoir. La méthode permet donc de dater par exemple, des os, charbons de bois, foraminifères et remonter jusqu'à environ 55 ka. Au début de son application, cette méthode de datation ^{14}C conventionnelle se basait sur le comptage des électrons émis lors de la désintégration radioactive de l'isotope ^{14}C (Cook & Van Der Plicht, 2007), tandis que la méthode utilisant un spectromètre de masse couplé à un accélérateur (*Accelerator Mass Spectrometry*, AMS) mesure directement le nombre d'atomes restant (Burr & Jull, 2009).

Il a été montré que les âges ^{14}C bruts ne correspondent pas directement aux âges calendaires (de Vries, 1958 ; Stuiver & Suess, 1966). En réalité, la concentration atmosphérique en ^{14}C varie au cours du temps en raison de changements dans son taux de production à cause de variations du champ magnétique terrestre, de l'âge réservoir dans l'océan, du fractionnement du carbone mort dans la biosphère.... Pour corriger ces âges ^{14}C, il est nécessaire de procéder à une correction à partir de courbes dites de « calibration » (Fig. 21). Ces courbes de calibration

se basent sur des chronologies établies de façon indépendantes du ^{14}C comme par exemple le comptage des cernes d'arbres formées annuellement, dont les âges sont comparés à des âges ^{14}C mesurés sur ces mêmes cernes (Suess, 1965) ou des datations couplées U/Th et ^{14}C sur des coraux (Bard *et al.*, 1990). Cependant, ces courbes sont constamment révisées à mesure que de nouvelles données sont disponibles (Reimer, 2004 ; Reimer *et al.*, 2013). Ces révisions ont pour but d'augmenter le jeu d'enregistrements, de tenir compte et d'améliorer les incertitudes et les erreurs supplémentaires dans les courbes de calibration antérieures. IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013), qui est actuellement l'avant-dernière courbe de calibration présentait par exemple des biais aux alentours de 40 ka (Giaccio *et al.*, 2017 ; Adolphi *et al.*, 2017).

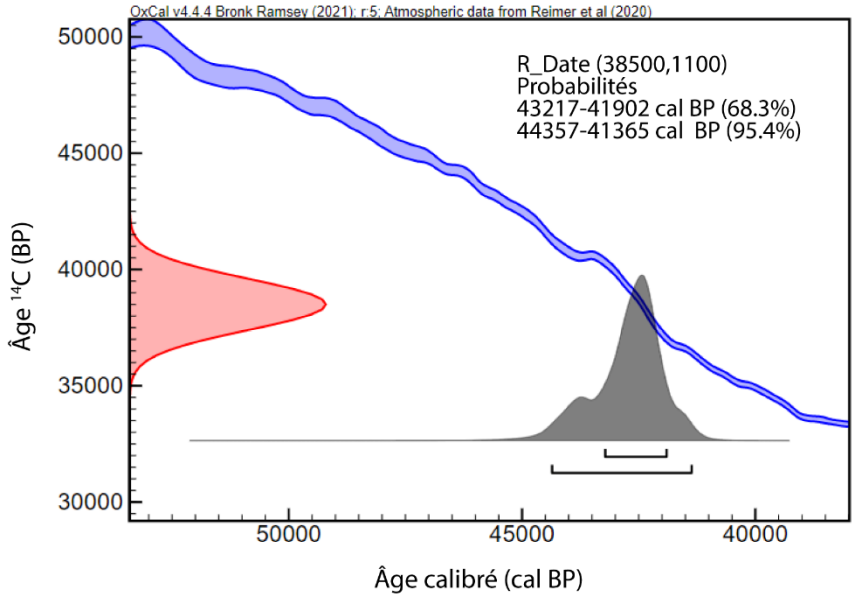


Fig. 21. Exemple de calibration d'un âge ^{14}C utilisant Oxcal v.4.4 et IntCal20.

Très récemment, la courbe IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) a été établie et permet de calibrer des échantillons jusqu'à 55 ka. Basée principalement sur la datation de cernes de croissance des arbres (*e.g.* Adolphi *et al.*, 2017), IntCal20 donne un enregistrement atmosphérique complet jusqu'à 13,9 ka. Pour la partie la plus ancienne, la courbe de calibration se base sur des chronologies établies à partir de cernes d'arbres, de sédiments lacustres et marins (Bard *et al.*, 2004), de spéléothèmes, de coraux. Des traitements statistiques ont permis d'affiner la structure des courbes d'étalonnage tout en maintenant un traitement fiable des incertitudes des âges ^{14}C et leurs âges calendaires.

1.1.2. Application archéologique

Depuis l'établissement de la méthode, la datation ^{14}C a été largement utilisée pour dater les sites archéologiques (Vogel & Waterbolk, 1967 ; Evin *et al.*, 1976 ; Evin *et al.*, 1983). La méthode est donc particulièrement appréciée pour dater la période de transition et le passage Néandertal - HAM en raison de ses plus faibles incertitudes chronologiques par rapport aux autres méthodes de datation (d'Errico *et al.*, 2011 ; Higham *et al.*, 2014 ; d'Errico & Banks, 2015). Cependant, les courbes de calibration avant IntCal20, comportaient des erreurs, en particulier pour cette période. Les interprétations qui en découlaient étaient faussées. Bien que des corrections aient été faites sur la courbe de calibration IntCal20, il n'est pas exclu que de nouvelles études prouvent que celle-ci soit également incorrecte. La méthode permet également de dater directement un évènement anthropique, quand l'échantillon en porte les traces Les vastes corpus existants d'âges ^{14}C comportent souvent des âges dits conventionnels et AMS, compilés dans des bases de données souvent non commentés. La fiabilité des contextes taphonomiques, géochimiques et sédimentaires de chaque niveau archéologique daté est pourtant essentielle (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b). Même si les âges sont considérés comme fiables, des problèmes sur la définition des industries lithiques associées aux échantillons datés entraînent parfois des biais d'interprétations.

Il a été montré que l'application de la datation ^{14}C conventionnelle produit des âges plus jeunes de ce qui était attendu, en raison de contaminations (Bliss, 1952). La technique AMS permet de dater des quantités plus petites de matière organique. Au cours des dernières années, la recherche en datation par le radiocarbone s'articule autour de deux objectifs. D'une part, la recherche d'avancées méthodologiques dans les protocoles de pré-traitement et dans la purification des échantillons (*i.e.* l'ultrafiltration), l'extraction et la datation d'un acide aminé particulier, l'hydroxyproline afin de s'affranchir des contaminations (Soressi *et al.*, 2007 ; Barshay-Szmidt *et al.*, 2012 ; Higham *et al.*, 2014 ; Barshay-Szmidt *et al.*, 2020) et d'autre part, un affinement des courbes de calibration (Reimer *et al.*, 2013 ; Reimer *et al.*, 2020).

1.1.3. Application aux séquences environnementales

La datation ^{14}C est aussi utilisée pour la datation des séquences environnementales terrestres et marines. Dans ces dernières, la relative abondance des foraminifères planctoniques en fait un matériel de prédilection pour cette technique de datation (Fig. 22). L'avènement de la spectrométrie de masse par accélérateur a permis de réduire la taille des échantillons, d'accroître la précision des mesures, et d'augmenter le nombre d'études sur la datation ^{14}C d'échantillons marins

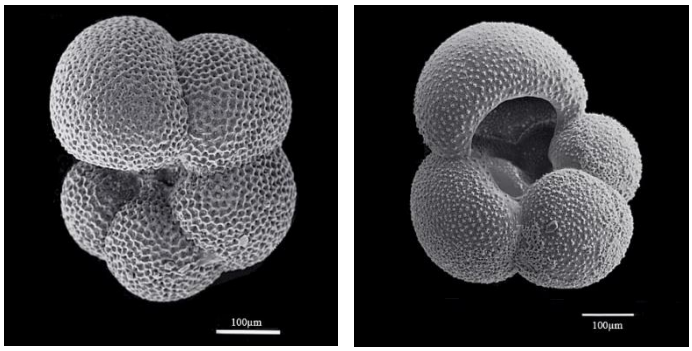


Fig. 22. Photographies au MEB de deux foraminifères planctoniques couramment utilisés pour la datation ^{14}C (*Neogloboquadrina pachyderma* et *Globigerina bulloïdes*) provenant de la carotte MD95-2040 prélevée au large du Portugal. ©Lucia de Abreu
https://foraminifera.eu/singlea.php?no=1005707&aktion=suche

Les déterminations du radiocarbone à partir d'échantillons marins ne peuvent pas être étalonnées directement par la courbe IntCal20, basée sur l'atmosphère. La nouvelle courbe de calibration mise à jour est Marine20, qui fournit un enregistrement non polaire de 0 à 55 ka et sert de référence pour les variations océaniques régionales (Heaton *et al.*, 2020). En effet, les âges radiocarbones des échantillons marins sont généralement plus anciens de plusieurs centaines d'années que leurs homologues terrestres. Cette différence d'âge apparent est due à l'important réservoir de carbone des océans, qui se traduit par un appauvrissement isotopique par rapport à l'atmosphère (Monge Soares, 1993 ; Bard *et al.*, 1994 ; Waelbroek *et al.*, 2001 ; Austin *et al.*, 2004). Cet effet est nommé « âge réservoir marin » et reste une préoccupation majeure dans la communauté du radiocarbone, car il introduit une source d'erreur supplémentaire, souvent difficile à quantifier avec précision (Alves *et al.*, 2018). Une correction est nécessaire afin de comparer les échantillons marins et terrestres, mais en raison de complexités de la circulation océanique, la correction réelle varie géographiquement. La

différence régionale par rapport à la correction globale moyenne du réservoir marin est appelée ΔR (Stuiver *et al.*, 1986). ΔR est supposé être une constante pour une région donnée. Il est calculé à partir de la différence entre l'âge radiocarbone mesuré et l'âge atmosphérique déterminé indépendamment à un moment connu (*ibid.*). Toutes les valeurs ΔR ont été recalculées à partir de Marine20 et ne conviennent plus aux calibrations utilisant Marine13 (Reimer *et al.*, 2013), car les âges modernes ont changé d'environ 150 ans. La base de données de correction des âges réservoirs marins (Reimer and Reimer, 2001, disponible en ligne à l'adresse : http://calib.org/marine/) est destinée à être utilisée avec des programmes de calibration du radiocarbone tels que CALIB (Stuiver & Reimer, 1993) ou OxCal (Bronk Ramsey, 1995).

Dans les versions précédentes des courbes IntCal, des corrections de l'âge réservoir spécifique à chaque site étaient appliqués (~400 ans), en supposant qu'elles étaient constantes dans le temps. Par exemple, des changements dans la circulation océanique méridienne pendant la dernière glaciation (55 – 15 ka) ont probablement été responsables d'une augmentation des âges réservoirs (*e.g.* Stern & Lisiecki, 2013). Avec IntCal20, des corrections spatio-temporelles d'âges réservoirs ont été appliquées en utilisant un modèle de circulation générale océanique forcé par diverses conditions climatiques et des changements du radiocarbone atmosphérique selon l'enregistrement de spéléothèmes de la grotte de Hulu en Chine (Butzin *et al.*, 2020). En général, l'âge réservoir marin moyen global est d'environ 500 ans (^{14}C BP). Ce décalage fluctue en fonction du modèle de calcul (Heaton *et al.*, 2020). Les âges réservoirs avant les essais nucléaires en atmosphère ont variés de ~400 ans dans les océans subtropicaux à plus de 1000 ans dans les mers polaires (Key *et al.*, 2004). Entre 54,0 et 10,7 ka, Butzin *et al.* (2020), montrent que les âges réservoirs ont varié entre 0,5 à 1,4 ka dans les basses et moyennes latitudes (Fig. 23). Dans les eaux polaires, les âges réservoirs vont jusqu'à plus de 3,0 ka. De plus, aux alentours de 40 ka, pour la période extrêmement importante de la période de transition entre la fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur, les âges réservoirs marins avec Marine20 peuvent atteindre jusqu'à 1,4 ka.

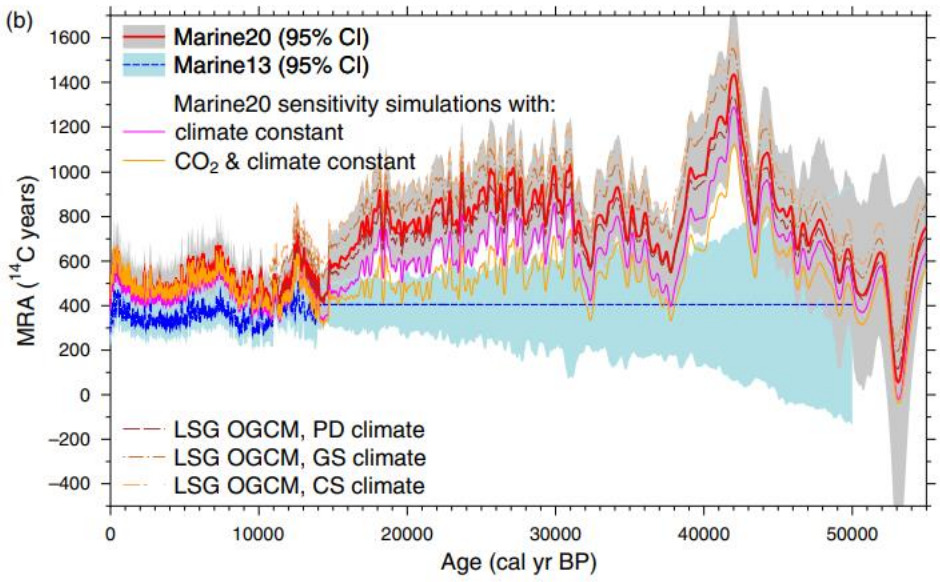


Fig. 23. Courbe de l'âge réservoir marin mondial (hors régions polaires) correspondant à Marine20 (estimée par des simulations), comparée à la courbe de l'âge réservoir marin précédente (Marine13). Figure extraite de Heaton *et al.*, 2020.

Face à ce constant problème d'âge réservoir et l'impossibilité de dater par ^{14}C au-delà de 55 ka, l'utilisation de méthodes de datations numériques complémentaires parait nécessaire pour la datation des carottes marines.

1.2. Méthodes de datation par luminescence

Les méthodes de datations par luminescence se fondent sur la capacité de certains cristaux à restituer sous forme de lumière une partie de l'énergie préalablement absorbée, au cours d'un processus d'excitation pouvant être thermique ou optique. Trois techniques sont les plus connues : la thermoluminescence (TL, Aitken, 1985), la luminescence stimulée optiquement (OSL - *Optically Stimulated Luminescence*, Huntley, 1985) et l'IRSL (*Infrared Optically Stimulated Luminescence*, Hütt et al., 1988). L'OSL a été utilisée la première fois pour la datation de sédiments (Huntley *et al.*, 1985) et l'essor de la technique s'est accompagné de son application en archéologie (Aitken, 1998).

Le travail élaboré dans le cadre de cette thèse vise à appliquer les développements récents d'une méthode de datation par luminescence, l'IRSL, au domaine océanique et à évaluer

les potentialités qu'elle offre dans le domaine de la chronologie des changements environnementaux.

1.2.1. Principe de la méthode

Le principe de la méthode met en jeu la propriété des minéraux et leur capacité à émettre une énergie sous la forme de photons lorsque les atomes passent d'un état électronique excité à désexcité (Fig. 24). Certains minéraux silicatés comme, par exemple, les feldspaths et les quartz ont la capacité de se comporter dans des dosimètres naturels capable de garder en mémoire l'irradiation passée.

L'évènement daté est le masquage des grains cristallins au rayonnement solaire par un dépôt sédimentaire qui recouvre la couche à dater. Sous l'effet de rayonnements ionisants émis principalement par des éléments naturellement radioactifs dans l'environnement, les électrons peuvent être piégés au niveau de défauts cristallins, aussi nommés « pièges à électrons » pendant des temps plus ou moins longs (Huntley *et al.*, 1985). Sous l'effet d'un rayonnement lumineux pendant le transport par exemple, les électrons sont libérés et les pièges se vident. Les pièges à électrons peuvent être vidés soit par exposition à la chaleur (pièges thermosensibles : pièges à électrons des silex, datés par TL, mais aussi les quartz et feldspaths), soit par exposition à la lumière (pièges photosensibles : pièges à électrons des quartz et feldspaths, datés par OSL et IRSL respectivement) (Wintle & Huntley, 1979 ; Wintle, 1993). Lorsque tous les pièges sont vidés, on dit que l'horloge des minéraux est « remise à zéro ». Ce processus de remise à zéro est aussi nommé blanchiment (*bleaching*) et nous allons utiliser ce terme dans la suite de ce travail. Les pièges photosensibles peuvent être vidés par la chaleur, mais le vidage total des pièges thermosensibles par la lumière n'est pas possible. Les travaux de Godfrey-Smith *et al.* (1988) ont montré qu'il suffit de 10 s d'exposition à la lumière pour réduire d'un facteur 100 le signal OSL du quartz, tandis que le signal OSL du feldspath diminue plus rapidement par stimulation en laboratoire (Wintle, 1993), mais moins rapidement que pour une exposition lumineuse naturelle. On considère que les phénomènes de vidage se produisent rapidement. Dès que les sédiments sont recouverts, les électrons s'accumulent de nouveau dans les pièges (Huntley *et al.*, 1985).

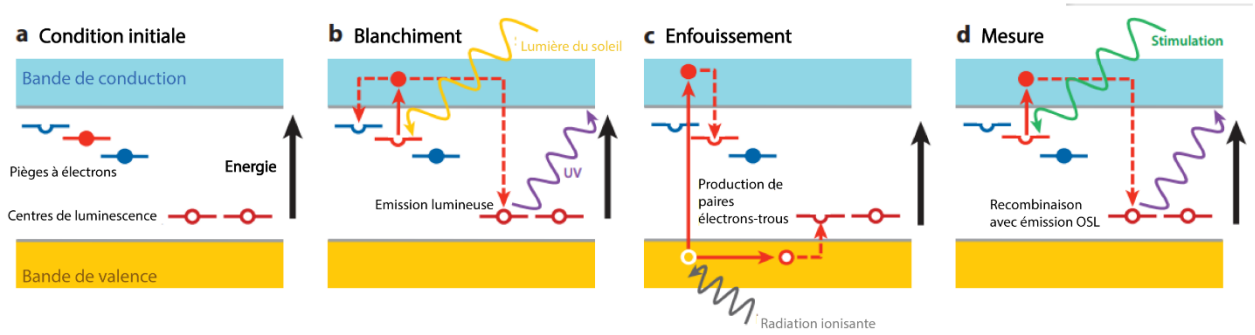


Fig. 24. Représentation schématique des niveaux d'énergie des charges dans un réseau cristallin expliquant le phénomène de luminescence stimulée (Aitken, 1998) (modifié d'après Rhodes, 2011).

Il suffit de stimuler un échantillon par un rayonnement lumineux en laboratoire pour libérer les électrons des pièges emmagasinés depuis la dernière exposition/chauffe et mesurer la concentration de la charge piégée. Cette libération d'électrons s'accompagne d'une émission sous forme de photons de l'énergie emmagasinée. L'intensité de la luminescence est proportionnelle au nombre d'électrons piégés, qui est lui-même proportionnel au temps écoulé depuis l'enfouissement (Fig. 25). Pourtant, la méthode dépend à la fois du type de matériel à dater et de l'environnement dans lequel ce matériel a été enfouis (Aitken, 1998).

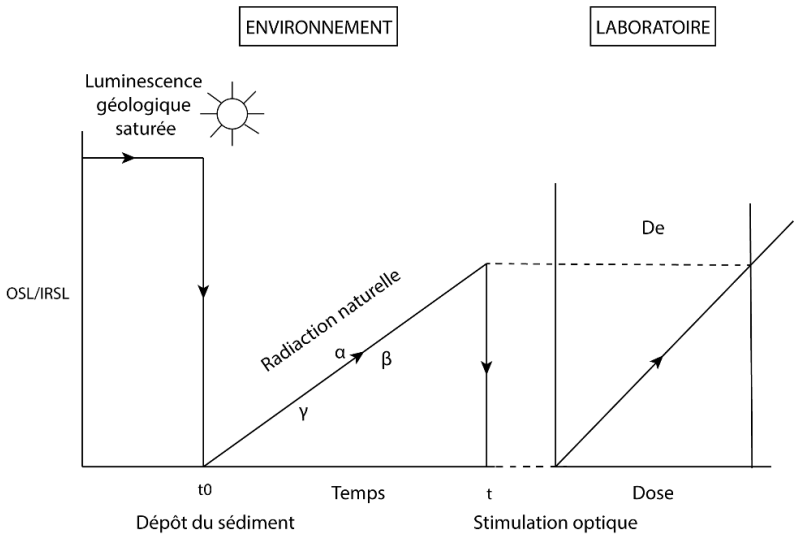


Fig. 25. Schéma récapitulatif expliquant la datation par luminescence optique. L'OSL ou IRSL héritée est remise à zéro suite à l'exposition du sédiment à la lumière solaire. Dès que le sédiment est enfoui (t0), les pièges à électrons commencent à se remplir suite à l'ionisation des atomes dans l'environnement. En laboratoire, la comparaison du signal naturel à celui induit par des doses d'irradiations artificielles permet de déterminer la dose équivalente. Schéma modifié d'après Anasse (2002)

Si l'on considère que le taux de radioactivité est constant au cours du temps, la détermination d'un âge par luminescence est possible. Ainsi, pour déterminer un âge, il est nécessaire de mesurer, d'une part la dose équivalente (D_e) correspondant à la quantité d'énergie totale emmagasinée dans le matériau depuis son dernier blanchiment et d'autre part, le débit moyen avec lequel cette dose a été délivrée au cours du temps (D_r). La durée de l'irradiation, c'est-à-dire l'âge du matériau est déterminée par l'équation suivante :

$$Age\ (an) = \frac{Dose\ équivalente\ (Gy)}{Débit\ de\ dose\ (Gy/an)}$$

Les datations OSL sur les quartz ont été souvent privilégiées notamment en raison de leur capacité à blanchir plus rapidement que les feldspaths en OSL ou IRSL (Godfrey-Smith *et al.*, 1988 ; Thomsen *et al.*, 2008), mais également pour la stabilité de leur signal. Cependant, un faible pourcentage de grains (5 % ou moins) sont responsables d'un signal OSL pour des aliquotes multigrains (Duller, 2008), tandis que 30 à 40 % des feldspaths potassiques le sont pour des signaux IRSL (Nian *et al.*, 2012). Le signal OSL des quartz arrive à saturation (*i.e.* tous les pièges ont été remplis et il n'est plus possible de les remplir) plus rapidement que le signal OSL ou IRSL des feldspaths (Godfrey-Smith *et al.*, 1988). La saturation des quartz est rapidement atteinte avec des doses jusqu'à ~100 à 200 Gy ce qui détermine la limite chronologique de la méthode. L'âge limite dépendra aussi du débit de dose, au contraire des feldspaths qui saturent à de plus hautes doses permettant de dater des échantillons plus anciens. Des recherches méthodologiques ces dernières années ont cherché à repousser les limites chronologiques de la datation OSL, par exemple par la TT-OSL (*thermally-transferred OSL*) (Wang *et al.*, 2006a ; Wang *et al.*, 2006b ; Hernandez, 2011).

Employer l'IRSL pour dater les feldspaths demande également de prendre en compte une perte indésirable du signal IRSL, connue sous le nom de *fading* (Wintle, 1973 ; Spooner, 1994). Cet *anomalous fading* correspond à une décroissance anormale de la densité des électrons piégés, notamment dans les feldspaths au cours du temps, sans aucune stimulation (*ibid.*). Il est maintenant accepté que ce *fading* est causé par l'effet tunnel (Poolton *et al.*, 2002b ; Kars *et al.*, 2008). L'effet tunnel est défini comme la propriété que possède un objet quantique de franchir une barrière potentielle même si son énergie est inférieure à l'énergie minimale requise pour dépasser la barrière. (Poolton *et al.*, 2002a ; Poolton *et al.*, 2002b) suggèrent que

l'IRSL du feldspath est le produit de deux processus : (1) une recombinaison localisée par effet tunnel de l'état excité du piège au centre de recombinaison, et (2) un transfert électronique de la bande de conduction vers le centre de recombinaison. La Fig. 26 représente une illustration schématique de ce processus, impliquant un piège à électrons (avec un état bien défini) et un piège à trous. Une excitation optique de faible énergie élève l'électron à l'état excité (Fig. 26.a), l'énergie thermique disponible dans le réseau permet l'ionisation, suivie d'une recombinaison ailleurs dans le réseau. Si les défauts sont plus proches, une recombinaison directe (par effet tunnel) est possible à partir de l'état excité (Fig. 26.b).

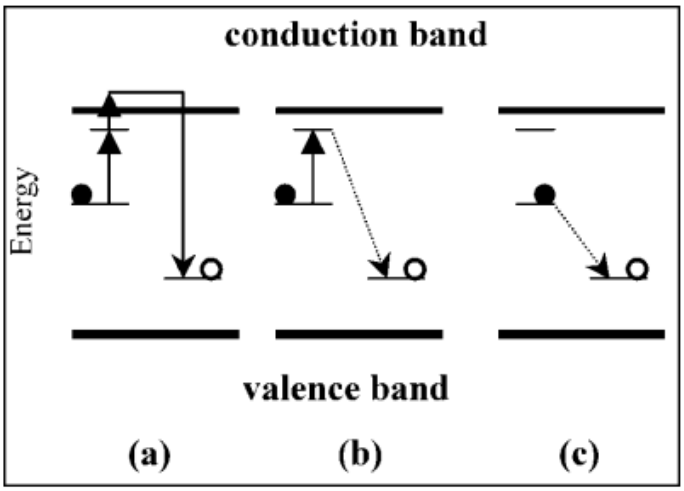


Fig. 26. Schéma de luminescence considéré par Spoolton *et al.* (2002)

Ce phénomène peut entraîner une sous-estimation de l'âge, s'il n'est pas corrigé ou contourné. Pour résoudre ce problème, plusieurs méthodes de corrections ont été proposées et examinées (Huntley & Lamothe, 2001 ; Kars *et al.*, 2008). Bien que les corrections de *fading* ont prouvé être de grand intérêt pour des échantillons jeunes (Huntley & Lamothe, 2001), elles peuvent ne pas être applicables pour des échantillons plus anciens (Morthekai *et al.*, 2008).

De plus, le *fading* peut être réduit de manière significative en utilisant les signaux IRSL post IR en deux étapes (pIRIR) ou les signaux pIRIR à températures élevées (MET), qui sont thermiquement plus stables que le signal IRSL classique (*e.g.* Thomsen *et al.*, 2008 ; Buylaert *et al.*, 2012 ; Nian *et al.*, 2012). Les signaux $pIRIR_{290}$ stimulé à 290°C et le MET-$pIRIR_{250}$ stimulé à 250°C minimisent le *fading* (Thomsen *et al.*, 2008 ; Li & Li, 2011 ; Thiel *et al.*, 2011b). De plus, d'après Buylaert *et al.* (2012), les faibles valeurs de *fading* mesurées en pIR-

IR_{290} (< 1 - 1.5 %/décade) seraient le reflet d'un artefact de la procédure de mesure, plutôt qu'une perte de charges. Le *fading* serait négligeable voire entraînerait une sous-estimation de l'âge après correction (Reimann *et al.*, 2011 ; Yi *et al.*, 2016). Ces méthodes ont été largement utilisées pour dater des sédiments de divers environnements (*e.g.* Buylaert et al., 2009). Néanmoins, le signal pIRIR apparait être plus difficile à blanchir avec l'augmentation de la température stimulée (*e.g.* Kars *et al.*, 2014 ; Colarossi *et al.*, 2015). Avec l'augmentation de la température de préchauffage et de stimulation, le signal pIR-IR tend à devenir plus stable, mais au prix d'une moins bonne aptitude au blanchiment. Ainsi, il semble qu'il y ait un compromis entre la stabilité du signal et sa capacité à se réinitialiser avant l'enfouissement des sédiments. Le signal $pIRIR_{290}$ est considéré comme stable et il n'est pas nécessaire de corriger le *fading*, alors que le signal $pIRIR_{225}$ est moins stable et nécessite une correction. Cependant, le signal $pIRIR_{225}$ est plus facile à blanchir est préféré pour dater des sédiments, provenant d'environnements où le blanchiment complet est moins probable (*e.g.* Smedley *et al.*, 2016).

1.2.2. Déterminer la dose équivalente

Divers protocoles de détermination de la dose équivalente existent. Nous allons décrire l'un de ces protocoles, que nous avons utilisé dans le cadre de ce travail. Le protocole SAR (*Single aliquot regenerative-dose protocol*, Murray and Wintle, 2003) permet de fournir une estimation de la D_e, soit pour un grand nombre d'aliquotes contenant des centaines de grains (multi-grain), soit pour des grains de quartz ou feldspaths uniques (*single-grain*, Murray & Roberts, 1997). Cette dernière approche est couramment appliquée pour aider à surmonter les limitations induites par un blanchiment incomplet du signal.

Le protocole SAR permet de mesurer le signal naturel d'une aliquote, puis de construire sa courbe de croissance en fonction de doses d'irradiations connues (Fig. 27). La dose équivalente est obtenue par interpolation du signal naturel, corrigé en sensibilité (Ln/Tn) avec la courbe de croissance construite à partir des signaux de régénération, qui sont également corrigés (Lx/Tx, Tableau 5). Chaque mesure est précédée par une préchauffe dont la température est élevée (entre 180 et 250°C), ce qui permet d'éliminer les charges issues de pièges instables. Cependant, cette préchauffe peut causer un effet indésirable entrainant des changements de sensibilité du signal (Huntley *et al.*, 1985 ; Ollerhead *et al.*, 1994). Afin de les

corriger, une dose d'irradiation connue est administrée à chaque cycle, appelée dose test. Le signal ainsi généré est ensuite mesuré (Murray & Roberts, 1997). L'évolution du signal OSL ou IRSL en fonction du temps de stimulation se présente sous la forme d'une courbe décroissante en fonction de la durée de stimulation (Fig. 27). Chaque signal OSL ou IRSL (Lx) est corrigé par celui de la dose test fixée (Tx). Lx et Tx proviennent de la partie initiale du signal IRSL (composante du signal rapidement blanchissable) à laquelle a été soustrait un bruit de fond. Ce dernier est estimé à partir du signal OSL/IRSL enregistré au cours des dernières secondes de la stimulation (*i.e.* composante du signal difficilement blanchissable et qui correspond à la durée entre les deux lignes verticales vertes sur la figure 27). Une étape de drainage optique consiste à reproduire le processus de blanchiment, où les électrons sont libérés des pièges avant chaque étape de régénération.

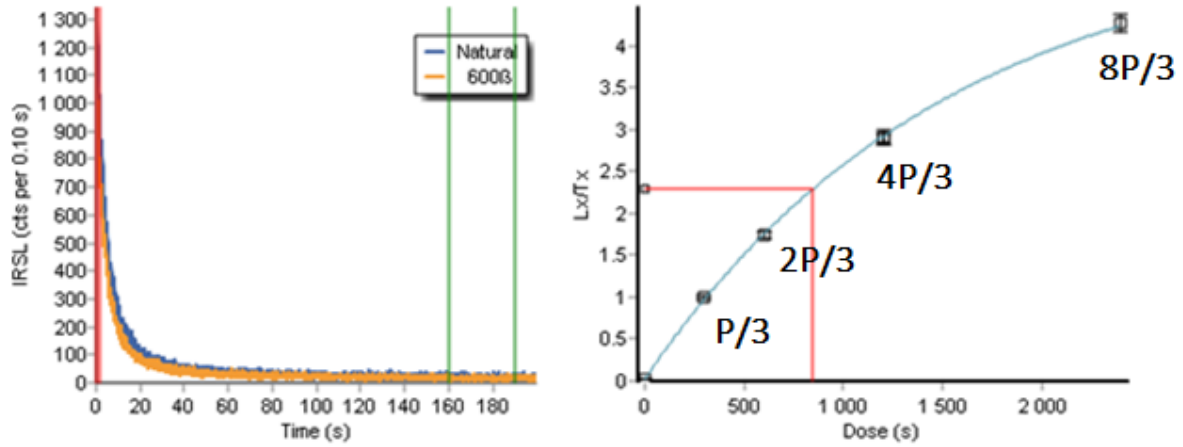


Fig. 27. Exemple de courbe décroissante du signal pIR-IR$_{290}$ pour l'échantillon BDX24931 en fonction de la durée de stimulation et courbe de croissance construite d'après le protocole SAR.

Généralement, 7 cycles de mesures sont répétés sur une même aliquote en faisant varier la dose de régénération. Ces doses de régénération sont exprimées en fraction de la dose équivalente grossièrement mesurée dans une première étape : naturelle, P/3, 2P/3, 4P/3, 8P/3, 0 et P/3 (Fig. 27). Le premier cycle permet de mesurer le rapport Ln/Tn pour le signal naturel et les quatre cycles suivants, d'obtenir la courbe de régénération corrigée des changements de sensibilité en fonction des doses.

Les deux deniers cycles, permettent de vérifier deux critères indispensables à l'application du protocole SAR : le test de récupération et le recyclage (Murray & Wintle, 2000).

Le rapport du recyclage est dérivé d'une mesure répétée d'au moins un point de dose, afin de tester la précision de la correction de sensibilité. Le rapport de recyclage est le rapport entre la valeur régénérée initiale de Ln/Tn et la première (L1/T1), et doit être proche de l'unité (Murray & Wintle, 2003). Cependant, il est admis qu'un taux de recyclage compris entre 0,9 et 1,1 est acceptable.

Le 6eme cycle d'une séquence SAR prévoit la mesure d'une dose de régénération nulle. Le cas échéant, la mesure d'un signal non négligeable peut être la conséquence d'un phénomène de récupération. Elle est liée à des électrons, présents dans les pièges lors du début du drainage optique et, qui lorsqu'ils sont éjectés, se logent dans d'autres pièges plus profonds durant toute l'étape du drainage. Lors de la préchauffe, ils se relogent dans des pièges à électrons (Aitken & Smith, 1988). Ils ont ainsi évité leur éjection et induisent un mauvais blanchiment. La récupération consiste donc à un double transfert : photosensible (drainage optique) et thermique (*ibid*.). Le phénomène de récupération est considéré comme négligeable si le rapport des signaux ne dépasse pas 5 % (Murray & Wintle, 2003).

La charge s'accumule après l'enfouissement et s'ajoute à la charge résiduelle encore présente. En laboratoire, des grains différents donneront des valeurs de D_e différentes, et donc des âges différents. Pour les matériaux plus anciens, l'importance relative d'une dose résiduelle équivalente diminuera de plusieurs Gy voire à des dizaines de Gy (Duller, 2008). En IRSL et notamment en pIRIR, les mesures en laboratoire montrent que les doses résiduelles sont faibles de l'ordre de ~5 Gy (Buylaert *et al.*, 2009 ; Buylaert *et al.*, 2012). Les valeurs quantifiées de la dose résiduelle peuvent être déterminées avec une étape supplémentaire dans le même protocole, décrit plus en détail dans le chapitre 3 de la partie III de ce travail.

La mesure du taux de recyclage et de récupération permet de tester la reproductibilité de la réponse de la luminescence corrigée en fonction de la sensibilité aux doses administrées en laboratoire.

Étape	Traitement	
1	Irradiation (Naturelle, P/3 ; 2P/3, 4P/3…)	
2	Préchauffe	
3	Mesure du signal OSL/IRSL	Ln
4	Dose test	
5	Préchauffe	
6	Mesure IRSL/OSL de normalisation	Tn
7	Drainage optique	
8	Retour à l'étape 1	

Tableau 5. Description des étapes du protocole SAR (Murray & Wintle, 2000 ; 2003).

1.2.3. Débit de dose

Le débit de dose (D_r) correspond à la dose absorbée par le matériau durant l'enfouissement par unité de temps (ka). Le débit de dose dans l'environnement est la somme des débits de dose alpha, beta et gamma individuels, plus la contribution des rayons cosmiques. Les doses cosmiques contribuent peu au débit de dose total et dépendent de la latitude, de l'altitude et de la profondeur d'enfouissement. Par exemple, l'incertitude du débit de dose cosmique est de moins de 10 % pour un dépôt de moins de 3 m (Prescott & Hutton, 1994).

La majorité du débit de dose est fournie par la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium (^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et les produits de filiation dans chacune de ces chaînes) et du potassium (^{40}K) dans les matériaux environnants. Ces éléments radioactifs sont omniprésents à de faibles concentrations dans l'environnement naturel. Les feldspaths potassiques peuvent contenir jusqu'à 14 % de potassium et 0,02 à 0,05 % de rubidium (Huntley & Baril, 1997), ce qui leur confère une dose interne significative pouvant contribuer jusqu'à 30 % du débit de dose total (pour un grain de taille 200 - 250 µm). Ce débit de dose provient de la désintégration du ^{40}K et du rubidium (^{87}Rb) à l'intérieur des grains. Les radiations alpha, bêta et gamma sont produites par la variété des radioisotopes mentionnés précédemment.

L'abondance de ces radionucléides dans les sédiments dépend de la roche source et des processus de transport différentiel liés à l'altération, l'érosion, le transport et le dépôt. Certains

de ces processus sont physiques, comme la granulométrie et/ou la densité, tandis que d'autres séparent les nucléides en raison de leurs propriétés géochimiques.

Le concept important dans le calcul du débit de dose dans un matériau sédimentaire est la théorie de la matrice infinie (Fano, 1954 ; Aitken, 1985). Dans un milieu homogène, dont les dimensions sont plus grandes que la portée des radiations ionisantes, toute énergie émise par unité de temps est aussi absorbée dans le même milieu. Le débit de dose de la matrice infinie dans n'importe quel volume d'un sédiment homogène est égal à la dose d'énergie émise par unité de temps et de masse dans le même volume. Avec la connaissance des propriétés des radioéléments, et en appliquant cette hypothèse de matrice infinie, la mesure de la concentration des principaux radioéléments (K, U, Th) dans un volume de sédiment, permet de convertir leurs concentrations en débit de dose pour un milieu homogène (Guérin *et al.*, 2011). En raison de leur concentration en potassium, les feldspaths agissent comme des sources radioactives et génèrent un débit de dose interne. Le débit de dose interne des feldspaths peut être calculé en utilisant la concentration en potassium (Huntley & Baril, 1997).

Par conséquent, les techniques de spectrométrie sont les plus utilisées pour déterminer les débits de dose. Les différentes techniques disponibles comprennent la spectrométrie gamma à haute résolution, l'analyse par activation neutronique (NAA) et la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS). Les concentrations de K, U et Th sont déterminées en laboratoire pour des échantillons secs et sont ensuite converties en débits de dose. Un ensemble de techniques, appelées techniques de comptage, exploite la proportionnalité entre les taux de comptage de désintégration et les débits de dose. Il s'agit par exemple des techniques de comptage beta (Ankjærgaard & Murray, 2007) et le comptage alpha de source épaisse (TSAC), ou les techniques de seuil utilisées pour dériver les débits de dose gamma des spectromètres gamma portables de terrain (Guérin & Mercier, 2011). A Bordeaux, les mesures des teneurs en radioéléments dans le sédiment sont effectuées avec un spectromètre gamma à bas bruit de fond (Guibert & Schvoerer, 1991) combiné avec des mesures dosimétriques *in situ* (dosimètres ou spectromètre gamma portable) pour déterminer le débit de dose gamma ou le débit de dose environnemental (gamma et cosmique) dans le cas de l'utilisation de dosimètres.

La taille des grains est importante pour des raisons pratiques de mesure, mais aussi parce que les débits de dose en laboratoire et dans l'environnement dépendent, dans une certaine mesure, de la taille des grains.

La présence d'eau réduit le débit de dose, et donc augmente l'âge calculé. Il est donc important d'estimer la teneur en eau moyenne du dépôt pendant la période d'enfouissement. Lors de l'échantillonnage, il faut tenir compte de l'historique de la teneur en eau du site et prélever des échantillons, sur lesquels on pourra mesurer la teneur en eau actuelle. La contrainte de la teneur moyenne en eau d'un dépôt est importante pour la précision de l'âge par luminescence, car une augmentation/diminution de 1 % de la teneur en eau moyenne entraîne généralement une augmentation/diminution de 1% de l'âge dérivé. Des sables bien arrangés ont une faible variation de porosité allant de complètement (~38 %) à faiblement (~46 %) compactés (Curry *et al.*, 2004). Parce que les surfaces des grains sont en contact physique (contrairement, par exemple, aux dépôts riches en argile), il est très difficile de « surcompresser » le sable par une pression accrue. Lorsqu'il est entièrement saturé d'eau, une porosité de 42 % correspond à une teneur en eau de 21 % en poids.

En raison de la faible variation des densités de tassement, la teneur en eau à saturation d'un dépôt sableux peut être facilement estimée en utilisant, par exemple, la méthode de la seringue (voir Murray *et al.*, 2021 pour une description complète de la méthode). Une teneur en eau mesurée de 9 % (comparée à une teneur en eau saturée de 21 %) donnerait une teneur en eau moyenne sur la durée de vie de 15 ± 3 % en poids, ce qui implique une contribution globale de l'incertitude sur l'âge de ~3 % (Zimmerman, 1971). Ceci n'est pas important comparé à l'incertitude minimale attendue de ~5 %.

1.2.4. Application archéologique

Les méthodes de datation par luminescence sont couramment utilisées pour la datation de sites archéologiques (*e.g.* Seeley, 1975 ; Aitken, 1985 ; Hernandez *et al.*, 2014 ; Jacobs *et al.*, 2016 ; Frouin *et al.*, 2017). Ces techniques permettent de dater la dernière chauffe des pierres (quartz, quartzites, silex) provenant de foyers préhistoriques ou des sédiments chauffés (*e.g.* Valladas *et al.*, 1999 ; Mercier *et al.*, 2003) mais également les dépôts sédimentaires (quartz, feldspaths). Ces techniques de datations sont particulièrement appréciées à partir du MIS 3 jusqu'aux périodes plus anciennes, lorsqu'il est impossible de dater par ^{14}C.

Ce que l'on date, c'est le dépôt sédimentaire (Fig. 28), postérieure à une occupation humaine. En effet, la datation des quartz et des feldspaths présents dans les sédiments permet

de dater leur recouvrement. Les matériaux peuvent être redéposés par des processus géologiques biaisant leur localisation au sein des unités archéologiques. La datation par luminescence a été utilisée dans les cas où l'activité humaine n'a pas pu être datée en l'absence d'autres méthodes de datations (portée chronologiques supérieures, voire aucun matériel à dater).

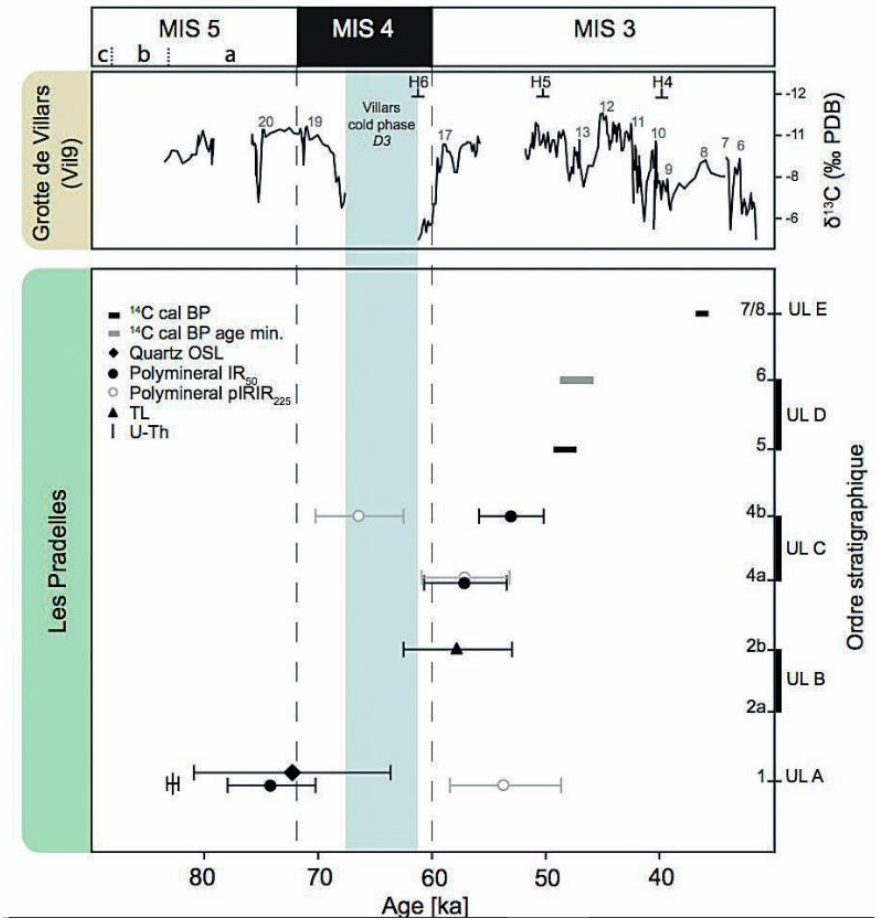


Fig. 28. Exemple extrait de Frouin *et al.*, 2017 montrant des âges issus des datations OLS et IRSL dans le site des Pradelles (Martillac-le-Franc, Dordogne).

Dans le cas de dépôts anthropiques, la datation par luminescence est la méthode privilégiée (Blain *et al.*, 2007 ; Urbanová *et al.*, 2018). Cependant, pour considérer que les sédiments sont de bons matériaux pour dater, l'intégrité stratigraphique doit être en place avec peu de processus post-dépositionnels et des grains à dater bien blanchis. La datation des grains individuels par le *single-grain*, permet mesurer des grains n'ayant pas été blanchis correctement dans des environnements tels que les grottes (*e.g.* Henshilwood *et al.*, 2002) ou les dépôts d'inondation (*e.g.* Rhodes *et al.*, 2010).

Les méthodes de datation par luminescence peuvent compléter des âges ^{14}C ou compenser une éventuelle absence de matériaux propices à la datation par ^{14}C, ce qui va être le cas avec les carottes sédimentaires marines. Les méthodes de datation par luminescence ont l'avantage de pouvoir dater deux matériaux différents, c'est-à-dire les quartz et les feldspaths. De plus, en IRSL, la datation par plusieurs signaux à températures différentes (Fig. 28) permet de mieux appréhender l'histoire géologique et archéologique d'un gisement archéologique.

1.2.5. Application aux séquences environnementales

La datation par luminescence est aussi utilisée pour dater les séquences environnementales. Les applications de cette méthode se focalisent sur la datation des phases d'extension des glaciers (*e.g.* Smedley *et al.*, 2016 ; Evans *et al.*, 2017), de terrasses marines (Tanaka *et al.*, 1997).

Elle peut être une méthode utilisée conjointement avec le ^{14}C pour la datation de carottes marines afin de contourner la limite temporelle de cette dernière, de s'affranchir des effets réservoirs marins et du besoin d'une calibration. Le bon accord entre les âges OSL et ^{14}C obtenus sur deux matériaux différents dans les mêmes profondeurs permet d'en faire une technique de datation avantageuse (Olley *et al.*, 2004 ; Brill *et al.*, 2012). Cependant, Xu *et al.* (2020) ont montré que dans le sud de la Chine, les âges ^{14}C sont en général plus vieux que les âges OSL en raison de l'effet réservoir. La différence est plus importante entre ces deux méthodes à mesure que la profondeur augmente (de 0,45 ka à 0,98 ka entre 21 et 35 m). Ceci implique que les corrections d'effet réservoir sont incorrectes[17].

La datation par TL de sédiments marins ou côtiers a été menée dès les années 1979 (Wintle & Huntley, 1979 ; Wintle & Huntley, 1980 ; Berger *et al.*, 1984). Avec l'essor de l'OSL et IRSL, mais aussi le développement du protocole SAR, de nouvelles études de datations des carottes marines ont vu le jour (*e.g.* Chivas *et al.*, 2001 ; Jacobson, 2003 ; Stokes *et al.*, 2003 ; Porat *et al.*, 2003). Un tableau recensant les études portant sur la datation de carottes marines

[17] Dans cette étude, la courbe de calibration utilisée est Marine20 (Reimer *et al.*, 2013). Nous avons vu plus haut que les effets réservoirs n'ont pas été correctement déterminés avec Marine13.

par les méthodes de luminescence est présenté en annexe 5. La Figure 29 est une carte de localisation des carottes marines datées par un ou plusieurs techniques de luminescence.

Dans les cas de carottes marines, les sédiments archivés ou stockés peuvent être datés par luminescence si des conditions particulières sont mises en œuvre (Armitage & Pinder, 2017 ; Nelson *et al.*, 2019). Les profondeurs de la carotte sédimentaire doivent être connues et l'échantillonnage doit s'effectuer dans des conditions d'éclairement contrôlées. A l'instar des milieux terrestres, les mesures des D_e et D_r en milieux marins et côtiers sont classiques. Seule exception est la détermination du débit de dose gamma, qui se fait à partir de la mesure des radioéléments et non pas par dosimétrie *in situ*. En effet, il est compliqué de placer des dosimètres au fond des océans.

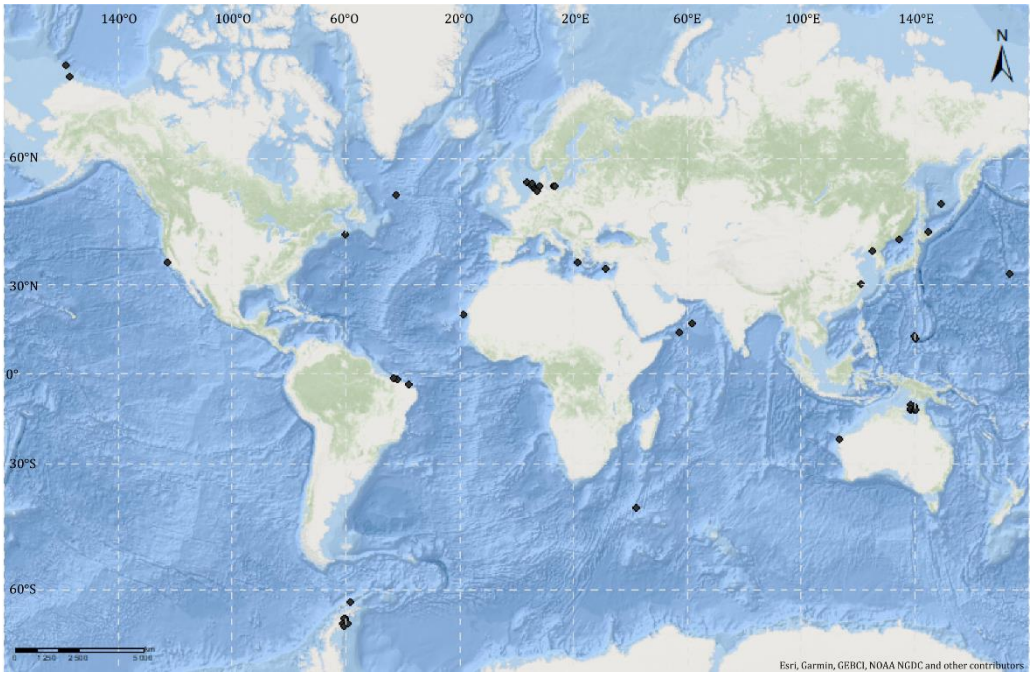


Fig. 29. Localisations de carottes marines à partir desquelles des datations par luminescence (TL, OSL, IRSL) ont été menées. Un tableau récapitulatif est référencé en annexe 5.

Cependant, en raison de l'environnement dans lesquels les sédiments marins se sont déposés, plusieurs contraintes ont été mises en évidence pour la détermination des D_e et D_r.

Le degré de blanchiment des sédiments déposés dans les fonds marins est complexe et difficile à évaluer (Berger, 1990 ; Berger *et al.*, 1990). Un blanchiment partiel entraine une surestimation de l'âge. Richardson (2001) a confirmé que tous les types de sédiments n'ont pas été totalement blanchis par la lumière du jour en particulier les sédiments des estuaires, qui sont

soumis au phénomène de turbidité[18]. Ce constat est valable même si les sédiments sont d'origine éolienne et ont été transportés sur de longues distances avant le dépôt. La datation OSL d'une carotte sédimentaire prélevée dans l'Océan Indien a été biaisée par un blanchiment incomplet (Olley *et al.*, 2004).

Les phénomènes de bioturbation et de remaniements du matériel peuvent entraîner des incohérences chrono-stratigraphiques et des surestimations ou sous-estimations des âges. Cela est également valable pour la datation ^{14}C. Le remaniement des courants profonds impacte plus la fraction des grains fins. Environ 90 % des grains de la couche néphéloïde19 dans les océans non polaires résultent de processus de remaniement dus aux courants profonds et impactent les grains de diamètres 0,5 à 8,5 μm (Berger, 2006b).

Un phénomène de déséquilibre dans la chaîne de désintégration de l'uranium (Fig. 30) peut être observé dans certains cas, dû à l'incorporation d'isotopes insolubles en excès. Pour de nombreux sédiments terrestres, on peut supposer que les séries de désintégration du ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th sont en équilibre. Par conséquent, les D_r dus à ces séries de désintégration sont effectivement constants sur les échelles de temps du Quaternaire. Cela reste vrai pour le ^{232}Th dans les sédiments marins puisque le Th est hautement insoluble et en équilibre avec ses « descendants » dans la composante détritique. A l'inverse, la géochimie des deux séries de désintégration de l'uranium rend probable leur déséquilibre dans les sédiments océaniques de la fin du Quaternaire (Armitage, 2015). Une correction peut être appliquée pour corriger ce déséquilibre, s'il est observable dans les carottes marines (Stokes *et al.*, 2003).

[18] Capacité optique de l'eau, c'est-à-dire la capacité à diffuser ou absorber la lumière incidente. Elle dépend de la présence de matières en suspension (minérale, organique, vivante).
[19] Couche contenant des particules non-organiques en suspension dans l'eau de mer.

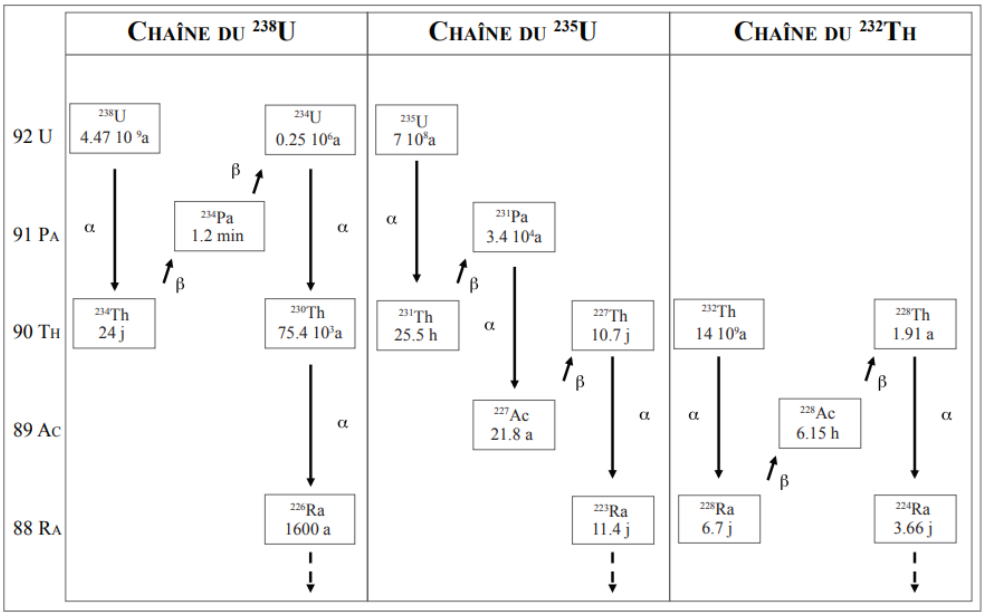


Fig. 30. Schéma des chaînes de désintégration de l'uranium 238, de l'uranium 235 et du ^{232}Th.

Comme mentionné plus haut, la teneur en eau, influence grandement le débit de dose. Le calcul précis de la teneur en eau est une des difficultés dans la datation de sédiments marins, ce qui en fait la plus grande source d'incertitude dans les âges (Roberts, 2013). La teneur en eau de ces sédiments aquifères peut être extrêmement variable au cours de la séquence sédimentaire et évolue également au fil du temps. Les sédiments les plus profonds deviennent de plus en plus compacts à mesure que de nouveaux sédiments s'accumulent au-dessus, ce qui entraîne un assèchement et donc une réduction de la teneur en eau au fil du temps (Aitken, 1998). La compaction des sédiments peut également se produire lors de la récupération des carottes sédimentaires, et il faut donc prendre soin d'évaluer le degré de compaction pendant le processus de forage pour faciliter la reconstruction de la teneur en eau après l'échantillonnage (Ferrier *et al.*, 2017). Cependant, la teneur en eau d'une carotte stockée ne sera pas représentative des conditions humides réelles d'enfouissement. Il est nécessaire d'avoir une méthode pour estimer rétrospectivement la teneur en eau en la calculant de manière empirique (Aitken, 1985). Il est également important de tenir compte de la variation de la profondeur de l'eau (et des sédiments) au-dessus de l'emplacement choisi pour l'échantillon dans le profil sédimentaire, car elle influencera le débit de dose cosmique (et le débit de dose provenant des sédiments adjacents) atteignant l'échantillon au fil du temps.

L’absorption des rayonnements va dépendre de la taille des grains, qui ont une histoire différente d’exposition optique et de transport.

Malgré ces contraintes liées à la nature et l’environnements des sédiments, avec des corrections, il est tout à fait possible de dater les sédiments marins avec les techniques de luminescence.

2. Modèles d’âges des séquences sédimentaires marines

2.1. Méthodes de datations et calages indirects

Les séquences sédimentaires sont datées par différentes méthodes de datations (Fig. 31) par exemple par le ^{14}C, U/Th, Pb/Cs, OSL, et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les couches de tephras présentes (Kuehl *et al.*, 1996 ; Scaillet *et al.*, 2013 ; Waelbroeck *et al.*, 2019 ; Treinen-Crespo *et al.*, 2021).

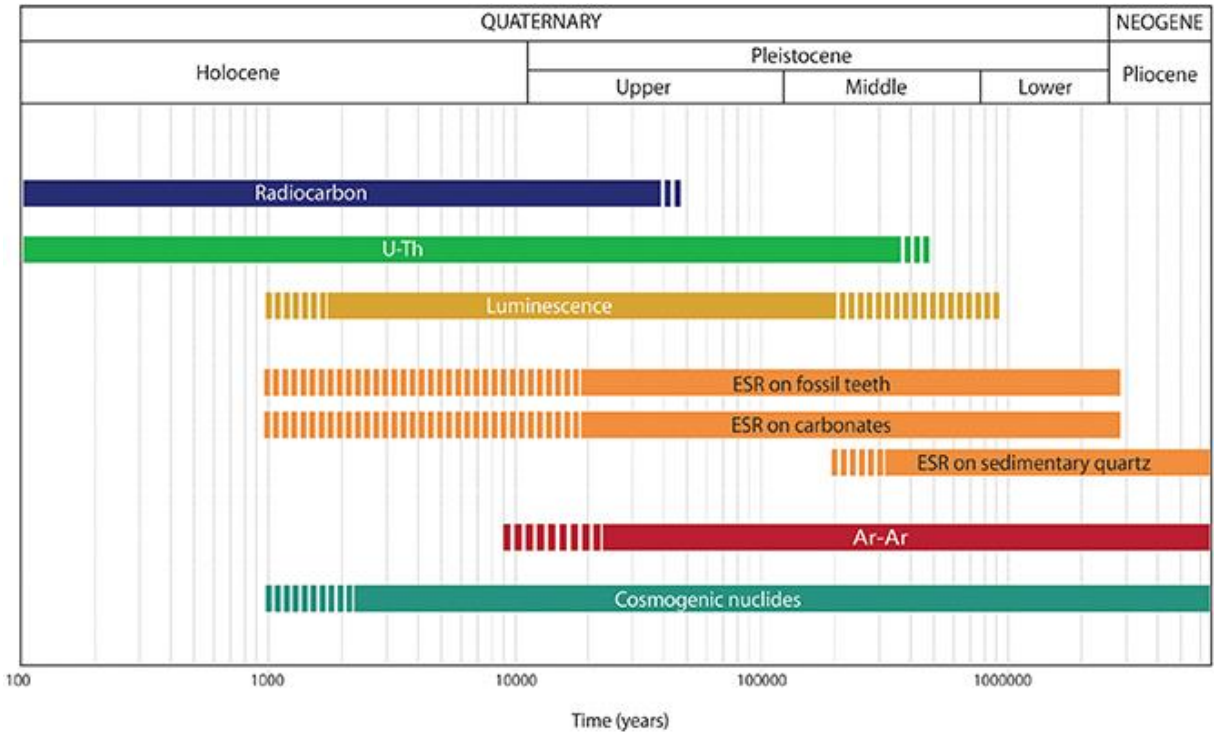


Fig. 31. Quelques exemples de méthodes de datation chronométriques et paléodosimétriques avec la portée chronologique approximative correspondante. L'échelle de temps est logarithmique. Figure tirée de (Guilarte, 2020).

Bien que la datation ^{14}C soit largement utilisée pour la datation des carottes marines, certaines contraintes sont observables. Il est nécessaire d'avoir une concentration suffisante en carbonates, ce qui n'est pas toujours le cas dans certaines carottes et régions propices au phénomène de décarbonatation (Barron *et al.*, 1995 ; Johnston *et al.*, 2011).

Pour construire les chronologies paléoclimatiques, des « points de contrôle » chronologiques sont utilisés, basés sur des profondeurs datées par les méthodes mentionnées (^{14}C, OSL, …) Dans le cas des séquences sédimentaires très peu datées par ces méthodes, des calages chronologiques sont menés. Dans la plupart des cas, il s'agit de synchroniser l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques, indicateur des changements du volume de glace global, avec les changements de l'insolation (*e.g.* Martinson *et al.*, 1987) Les estimations actuelles des incertitudes totales des chronologies isotopiques de l'oxygène sont de l'ordre de 5 à 10 ka pour les derniers 300 ka (Spratt & Lisiecki, 2016).

Une autre stratégie est la synchronisation de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques, de la température des eaux de surface (SST) ou des pourcentages polliniques dans les carottes marines de l'Atlantique Nord avec l'enregistrement glaciaire des variations de la température atmosphérique du Groenland ($\delta^{18}O$). Cette approche est basée sur l'hypothèse que le début des interstadiaires au Groenland est relativement synchrone partout (Corrick *et al.*, 2020). On peut donc avancer l'existence d'un équilibre thermique entre les eaux de surface océaniques et l'atmosphère dans l'Atlantique Nord et synchroniser les carottes glaciaires avec les séquences marines de la région nord-atlantique (Shackleton *et al.*, 2000). Des études plus récentes ont confirmé que les changements atmosphériques au Groenland et de SST dans cette région sont synchrones pendant les derniers changements climatiques rapides de la dernière période glaciaire (Austin *et al.*, 2004). Pour cette période, les incertitudes sont de l'ordre de 0,4 à 3,0 ka.

2.2. Transformer les profondeurs en âge : les modèles d'âge-profondeur

Des modèles d'âge-profondeur sont construits pour estimer les âges calendaires, c'est-à-dire réels une fois corrigés de l'effet réservoir et calibrés, des profondeurs des carottes. Il se basent sur un nombre limité de profondeurs datées, nommés « points de contrôle »

chronologiques, et sur l'hypothèse que le sédiment s'est accumulé à des taux constants entre les profondeurs datées.

Les modèles d'âge sont construits de diverses manières. Pour les profondeurs contenant de la matière organique et pour les âges inférieurs à ~ 55 ka, la datation ^{14}C est souvent utilisée pour établir un modèle d'âge. Au-delà de cette période, des points de contrôle, mentionnés ci-dessus sont utilisés (basés sur le calage entre les enregistrements de l'Atlantique Nord et le Groenland et entre le volume de glace global et l'insolation). Une courbe est ajustée aux « points de contrôle » chronologiques et interpolée pour obtenir une estimation de l'âge pour chaque profondeur de la carotte. La première restriction à considérer, c'est que les âges devraient augmenter avec la profondeur, car les sédiments ne peuvent jamais s'accumuler à rebours dans le temps.

Plusieurs modèles sont utilisés en paléoclimatologie dont :

1. CLAM ('*classical' age-modelling*, (Blaauw, 2010) est un modèle d'âge-profondeur non bayésien. Il inclut dans son modèle, différentes interpolations car la sédimentation n'est pas toujours homogène et continue. Le modèle permet ainsi de choisir une interpolation linéaire, une régression linéaire/polynomiale ou une gamme de splines pour créer la courbe d'âge-profondeur entre les profondeurs datées (Fig. 32). Cependant, ce modèle ne permet pas d'imposer d'*a priori* sur l'accumulation sédimentaire ou sur la stratigraphie. De plus, le modèle d'âge ne permet pas de prendre en compte les *outliers* (âges plus anciens ou plus jeunes) et ces âges, sous prétexte qu'ils sont en « inversions stratigraphiques » par rapport aux autres âges, ne sont pas intégrés dans le modèle d'âge-profondeur final, alors qu'ils n'auraient aucune raison d'être retirés.

2. BaCON est un modèle d'âge bayésien (Blaauw & Christen, 2011 ; Fig. 32). Il permet de contrôler l'accumulation sédimentaire des carottes. Il demande des connaissances préalables sur les accumulations sédimentaires et des *a priori* formatifs sont couramment utilisés. De plus, BaCON ne gère pas très bien les changements soudains du taux d'accumulation, c'est-à-dire qu'il est fonctionnel dans les cas où le taux de sédimentation est relativement constant (Haslett & Parnell, 2008). Cela serait le cas des stadiaires d'Heinrich, qui sont caractérisés par la présence en grande quantité d'IRD et impliquent un apport et une vitesse de sédimentation plus importants. De tels

changements ne sont pas rares à travers les périodes de déglaciation et pendant les stadiaires (Sánchez Goñi *et al.*, 2017).

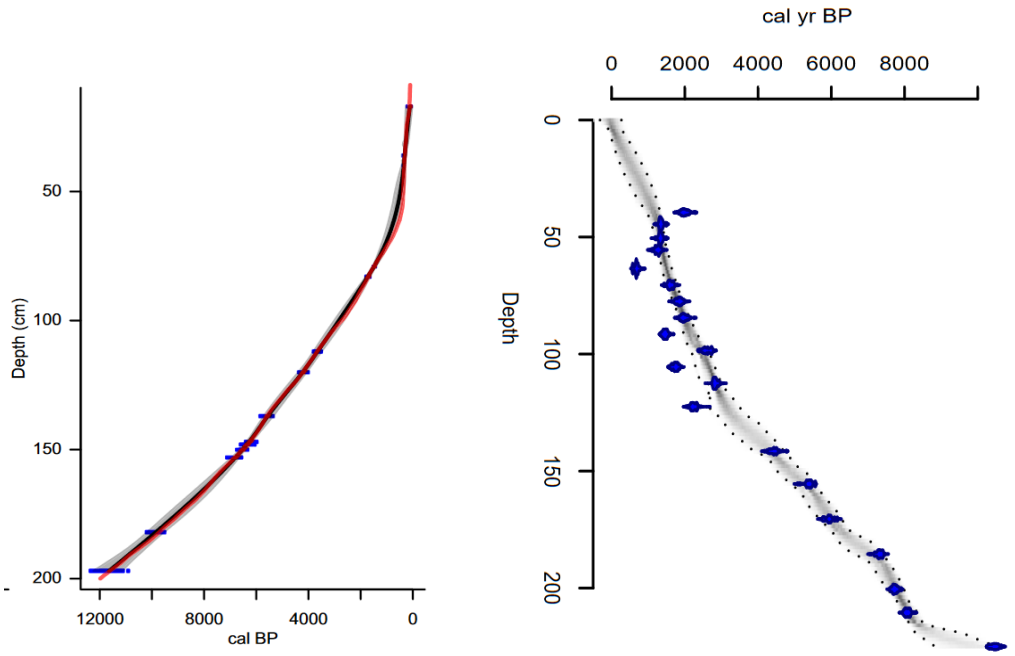


Fig. 32. Exemples de deux modèles d'âge-profondeur utilisant Clam (a) sur un enregistrement sédimentaire (Blaauw, 2010) et BaCON (b) pour la construction de la chronologie de la carotte marine RLGH3 (Blaauw & Christen, 2011). Les HPD des âges ^{14}C sont représentés à 95% en bleu.

3. Modèles d'âges des séquences archéologiques

3.1. La modélisation bayésienne

Les conditions particulières de sédimentation dans les dépôts archéologiques soumis à des périodes d'érosion et de manque de sédimentation (Campy & Chaline, 1993) impliquent que les modèles chronologiques utilisant des statistiques bayésiennes caractérisent le choix pour organiser et interpréter un nombre croissant d'âges numériques. L'application de ces modèles est cruciale pour documenter la succession chronologique d'occupations archéologiques (Bronk Ramsey, 2009), les changements de TCLs, les processus de changements culturels ou encore les relations climat-environnements-démographie (Gearey *et al.*, 2009). La modélisation bayésienne, construction interprétative, peut dans quelques cas présenter une illusion de grande

résolution et de fiabilité en calculant ce qui semble être des estimations précises d'âge avec des dates ambiguës et contradictoires.

Certains biais ont été mis en évidence dans la manière dont les modèles chronologiques ont été construits et ce, dès la sélection des âges à intégrer dans le modèle. Pour pouvoir interpréter des durées d'occupations humaines, l'utilisation des échantillons portant uniquement des traces anthropiques permettrait une plus grande robustesse des modèles (Discamps *et al.*, 2015 ; Higham & Heep, 2019 ; Discamps *et al.*, 2019b). L'intégration d'âges issus d'échantillons sans contexte archéologique ou taphonomique (*e.g.* issus de collections, fouilles anciennes) rend la modélisation compliquée. Les modèles bayésiens sont très sensibles aux *a priori* lorsqu'un nombre limité d'âges est disponible par unité stratigraphique. Sur de grands ensembles de données, l'idéal pour avoir une modélisation fiable est d'avoir une dizaine d'âges par unité stratigraphique, ce qui est rarement le cas. De plus, l'exclusion d'un âge peut considérablement modifier le modèle bayésien et *in fine* l'interprétation archéologique (Marín-Arroyo *et al.*, 2018).

Deux logiciels de modélisation chronologique utilisant des statistiques bayésiennes sont couramment utilisés en sciences archéologiques. Le premier est OxCal (Bronk Ramsey, 2009), qui est employé comme modèle chronologique d'âges ^{14}C pour des séquences individuelles en fonction de distributions de probabilité bornées par des limites simulées, appelées « *boundaries* ». Ces bornes peuvent correspondre à la fin d'un TCL ou d'une culture par exemple. Ces limites temporelles sont insérées dans le modèle en tant qu'*a priori* dans une phase, (par exemple la durée d'un TCL), ce qui est déjà une interprétation. Le modèle permet ainsi d'estimer des intervalles de temps pour le début et la fin d'une phase.

Au contraire, ChronoModel (Lanos & Philippe, 2018) diffère d'OxCal dans la manière de construire le modèle d'évènement. Ces modèles partent du principe que les datations constituent des évènements datés et ponctuels au sein de l'élément recherché (*i.e.* phase d'occupation, durée d'un TCL…). ChronoModel a l'avantage par rapport à OxCal, de pouvoir intégrer plusieurs âges au sein du même évènement. Cette possibilité est particulièrement appréciée dans le cas où un échantillon a été daté deux fois, par exemple par le ^{14}C ou que les D_e d'un même échantillon ont été déterminées par OSL et IRSL. Ces évènements peuvent être intégrés dans des phases chronologiques, qui constituent un niveau hiérarchique supérieur, comprenant un ensemble d'évènements composés d'un ou plusieurs âges et de leurs écart-types.

ChronoModel comprend deux informations de base : le type de datation (^{14}C, OSL, TL, archéomagnétisme), qui est la donnée, pour laquelle nous pouvons fixer des *a priori* à partir de l'histoire archéologique, chronologique des échantillons. Par exemple, deux datations constituent deux évènements A et B, chacune au sein d'une phase Y et X. La stratigraphie du site révèle que la phase Y est antérieure à la X. Par conséquent, dans le modèle, l'évènement A est antérieur à l'évènement B.

L'avantage de cette approche est qu'il permet la construction d'un modèle d'évènement spécifique à un ou plusieurs sites archéologiques simultanément sans introduire de nouvelles limites temporelles inconnues. De plus, dans le cas d'un remaniement d'une couche archéologique, il est possible de faire un « multiphasage », c'est-à-dire intégrer les âges de cette couche dans deux phases différentes.

Cependant, l'utilisation de la modélisation bayésienne peut accroitre la confusion entre les datations des niveaux archéologiques (l'évènement daté) et l'évènement recherché (*e.g.* fin du moustérien dans un site). Par exemple, le ^{14}C permet effectivement de dater la mort d'un animal. Cependant, l'affirmation d'une activité anthropique dans le cas des sites préhistoriques conduit à la sélection d'ossements présentant des traces de découpes ou de modifications anthropiques. Si la TL permet de dater la dernière chauffe d'une brique, en cas de réemploi, seule la date OSL ou IRSL de la dernière exposition à la lumière pourra dater l'édification d'un bâtiment architectural (*e.g.* Urbanová *et al.*, 2018 ; Javel *et al.*, 2019).

Se pose également la question de ce qu'on date vraiment par rapport à ce qu'on recherche. Dans le cas de l'étendue chronologique d'un TCL, peut-on vraiment dater ce phénomène ? Les datations constituent des points ponctuels au sein, théoriquement du phénomène recherché. Cependant, l'estimation du début et de la fin de ces phénomènes repose sur l'intégration des écart-types de ces âges ponctuels. Par exemple, un âge de 40 ± 2 ka date une unité archéologique contenant un TCL X, alors l'étendue de ce TCL sera estimée entre 38 ka et 42 ka. Ces deux valeurs constitueront les « bornes chronologiques » de début et de fin. Cependant, si un deuxième âge, cette fois de 40 ± 5 ka permet de dater le TCL X, alors son étendue chronologique, ainsi que les dates de début et de fin vont changer. Actuellement, c'est ce qui est seulement possible et montre la nécessité de dater plus pour tenter de se rapprocher le plus possible d'une « réalité » archéologique.

3.2. Recherches de synchronies entre changements technologiques, culturels et environnementaux

Une fois les chronologies archéologiques et paléoenvironnementales établies, elles sont comparées entre elles pour détecter des potentielles synchronies entre des changements environnementaux et technologiques, culturels ou biologiques. Ces comparaisons sont basées sur l'hypothèse que les changements environnementaux ou climatiques ont pu impacter les groupes de chasseurs-cueilleurs.

Les enregistrements paléoenvironnementaux, discutés dans les derniers travaux publiés s'intéressant à cette question sont souvent issus de l'étude des assemblages fauniques associés aux industries lithiques ou encore basés sur les données polliniques marines (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014 ; Discamps & Royer, 2017 ; Jones *et al.*, 2018). Les changements climatiques ont impacté les environnements et auraient pu influencer la biomasse animale et végétale disponible pour l'Homme préhistorique.

Des études ont permis la comparaison entre des enregistrements environnementaux terrestres, basés sur les assemblages d'ongulés et de rongeurs et des enregistrements polliniques du golfe de Gascogne (Fig. 33 ; Discamps *et al.*, 2011 ; Royer *et al.*, 2016 ; Discamps & Royer, 2017). Ces enregistrements sont comparés avec les TCLs de la fin du Paléolithique moyen jusqu'au début du Paléolithique supérieur. Les auteurs réutilisent la définition des TCLs de Jaubert (2011) en définissant des groupes de TCLs nommés « Ante-Quina » et « post-Quina ». Ils considèrent également que les TCLs se succèdent de manière strictement dans le temps. Quatre modèles bayésiens ont été proposés, basés sur une succession ou diachronie des différents TCL, associés à des âges issus d'échantillons porteurs ou non de marques anthropiques. Les enregistrements paléoclimatiques (*i.e.* pollen et SST du golfe de Gascogne) sont basés sur la carotte marine MD04-2845, utilisée comme archive paléoenvironnementale pour le Sud-Ouest de la France (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). La résolution temporelle de ces proxies présentée dans ces études est bien meilleure entre 60 et 35 ka. La résolution temporelle entre les échantillons analysés a été estimée à 500 ans, par rapport à la partie plus ancienne de l'enregistrement (115 - 60 ka). Cette meilleure résolution est due à l'analyse d'un plus grand nombre d'échantillons. Ceci montre que, plus le nombre d'échantillon est analysé, plus la résolution temporelle de l'enregistrement sera meilleure. Les conclusions de ces études

suggèrent que bien que la variabilité des TCLs reste significative, les groupes humains se sont adaptés aux changements climatiques en modifiant leurs régimes alimentaires. En outre, les réchauffements ont probablement impacté géographiquement les communautés d'herbivores, mais les changements climatiques n'ont que très peu affecté les communautés de rongeurs. Cependant, ces conclusions peuvent être critiquées. Nous avons vu que la résolution des changements environnementaux n'est pas la même sur la période d'étude et donc qu'elle est plus fiable pour la période de la fin du Paléolithique moyen. La modélisation des TCL a donné des étendues plus ou moins grandes, qui sont associées à un espèce faunique dominante, ce qui reste assez réducteur.

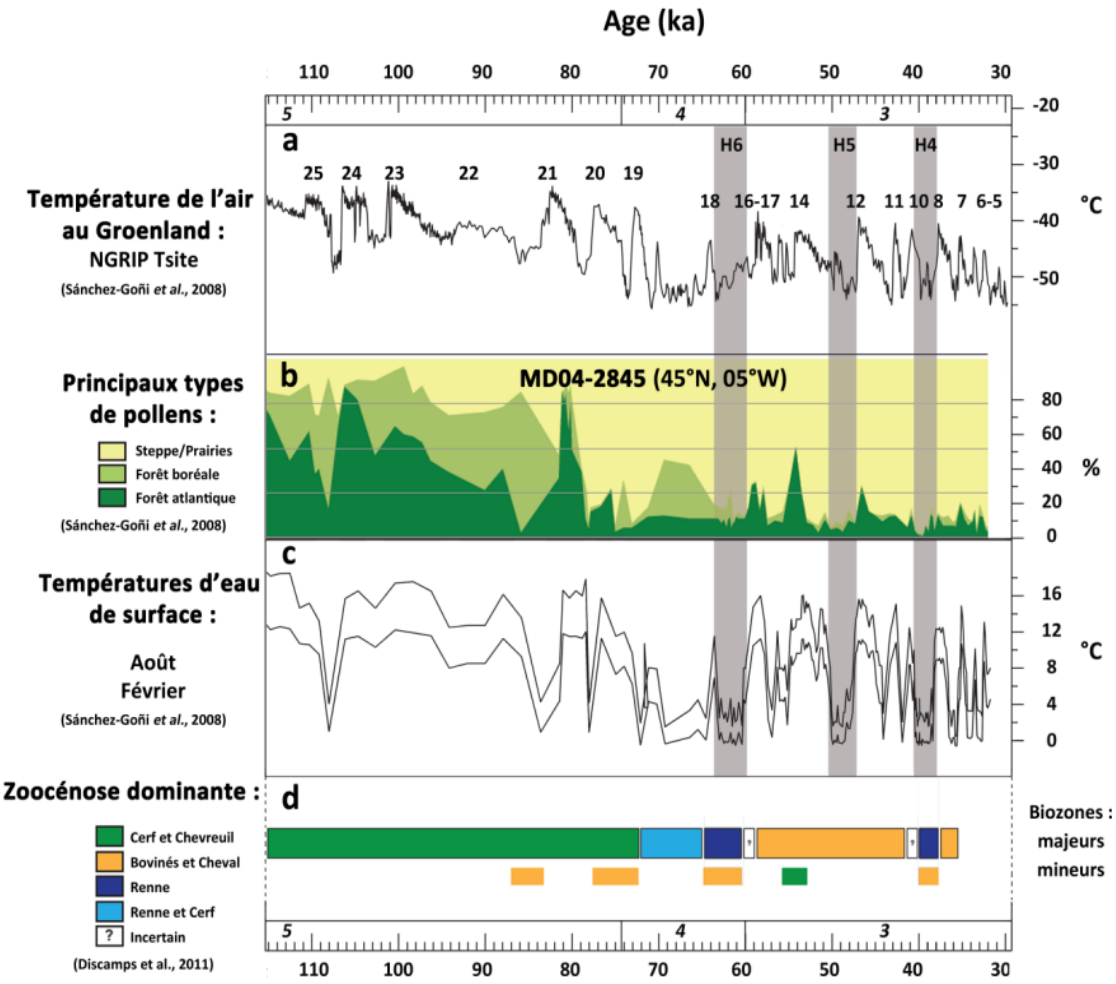


Fig. 33. Comparaison entre changements climatiques, environnementaux et technologies et culturels dans le sud-ouest de la France. Figure extraite de Frouin (2014). Le climat au Groenland, les environnements et la courbe des températures des eaux de surface dans le golfe de Gascogne sont comparés aux zoocénoses dominants.

Le potentiel impact des changements climatiques sur la biomasse chassée dans le Sud-Ouest de la France notamment associée aux TCL Quina et MTA[20] (Morin *et al.*, 2014) a révélé le potentiel biais dans les enregistrements fauniques. Les auteurs ont cherché à établir une chronologie paléoenvironnementale à partir des données quantitatives de rennes pour détecter une relation entre l'abondance de renne et les changements climatiques. Cette chronologie, basée sur des âges questionnables, a été comparée avec un enregistrement paléoclimatique. Cet enregistrement marin composite est issu de trois carottes de la marge Ibérique atlantique. Les résultats de cette étude révèlent une succession chronologique des TCLs. Cependant, cette étude utilise les données fauniques de divers sites archéologiques dont le site de Combe Grenal pour établir la nouvelle chronologie paléoenvironnementale. Il a été prouvé dans ce site, que les valeurs quantitatives reconstruites étaient biaisées en raison d'une sélection préférentielle des assemblages de rennes lors des fouilles anciennes (Discamps & Faivre, 2017).

Cette contrainte de résolution et de définition des cultures est relativement récurrente dans les études. L'étude de Wolf *et al.* (2018) se focalise à la fois sur les changements culturels du Paléolithique supérieur (Paléolithique moyen, Gravettien, Solutréen et Magdalénien) mais également sur la fin du Paléolithique moyen et la disparition de Néandertal dans le centre de l'Espagne. Les chronologies de phases de dépôts de *loess* et d'occupations humaines ont été comparées avec divers enregistrements climatiques marines et terrestres (notamment polliniques) de la marge ibérique. Les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales tendent à une plus grande résolution temporelle. D'après leurs résultats, la disparition de Néandertal, qui se produirait vers 42 ka dans la région, coïnciderait avec une détérioration climatique et serait indépendante des HAM. L'étendue chronologique des occupations humaines dans cette étude se base sur la répartition des âges après modélisation. Ainsi, l'âge les plus vieux et jeune ont servis de bornes pour le début et fin de ces occupations.

Conclusion

La recherche de synchronies entre changements technologiques, culturels et environnementaux est entravée par plusieurs verrous inhérents aux incertitudes chronologiques

[20] Les TCLs définis par J. Jaubert (Jaubert, 2011) mentionnés dans le premier chapitre

des enregistrements paléoenvironnementaux et archéologiques. Un des objectifs de ce travail de thèse est, en plus de fournir à haute résolution deux enregistrements polliniques marins pour le Sud-Ouest et le sud-est de la France, de lever ces verrous afin de comparer avec plus de fiabilité la succession d'événements climatiques et celle des différents TCLs de la fin du Paléolithique moyen et début du Paléolithique supérieur dans l'ouest de l'Europe.

PARTIE II : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL ACTUEL

Chapitre 1 : Sédimentation marine et courants océaniques

Introduction

L'Europe occidentale est délimitée par deux domaines marins. La façade Atlantique et le golfe de Gascogne la délimitent à l'Ouest et la Mer Méditerranée constitue une frontière naturelle au Sud. Ce travail de thèse s'est focalisé sur le golfe de Gascogne et le Nord-Ouest de la Méditerranée. Nous allons donc présenter dans ce chapitre les origines des apports sédimentaires des carottes marines ainsi que les principaux courants existants dans le golfe de Gascogne et en Méditerranée nord-occidentale contribuant à ces apports sédimentaires.

1. Sédimentation

1.1. Sédimentation dans le golfe de Gascogne

Le golfe de Gascogne (48°N – 43°N) est limité géographiquement au nord par la marge continentale nord Gascogne et au sud par la marge cantabro-ibérique.

Trois canyons sous-marins sont présents dans le golfe de Gascogne : le canyon du Cap-Ferret, le canyon de Cap Breton et le canyon de Torrelavega. L'apport sédimentaire de la carotte sédimentaire marine du golfe de Gascogne, MD04-2845 prélevée sur le Dôme Gascogne, provient majoritairement des apports fluviatiles (Jouanneau *et al.,* 1999). Cinq fleuves principaux contribuent à cet apport sédimentaire : la Vilaine, la Charente, l'Adour, la Gironde, La Garonne et la Loire; ces deux derniers contribuant le plus (Lapierre, 1967 ; Jouanneau *et al.*, 1999). Les sédiments de l'Adour drainant les Pyrénées occidentales, alimentent indirectement le canyon de Cap Breton (Brocheray *et al.,* 2014 ; Mazières *et al.*, 2014), bien que la tête du canyon s'est déconnectée du fleuve en 1310 ap. J.-C (Klingebiel & Legigan, 1978). Le bassin versant de la Garonne alimente quant à lui le canyon du Cap-Ferret (Brocheray, 2015). L'estuaire de la Gironde est le plus important contributeur sédimentaire, car au moins 60 % des sédiments issus de celui-ci atteignent le golfe de Gascogne, bien qu'une partie infime reste cependant piégée dans des bancs de boue (Castaing, 1981). Une partie de la matière en suspension rejetée par l'estuaire de la Gironde et la Charente est déviée vers le nord par les

ruissellements fluviaux et des courants de densité où ils participent à la formation de vasières (Allen & Castaing, 1977 ; Castaing, 1981 ; Froidefond *et al.*, 1996 ; Jouanneau *et al.*, 1999).

Un modèle de suivi de particules a été développé (TrackMPD) pour suivre le transport des débris marins plastiques en milieu marin et côtier (Jalón-Rojas *et al.*, 2019). Ce modèle a été utilisé afin de déterminer quelle est la source majoritaire des grains de pollen retrouvés au niveau d'une carotte extraite dans le golfe de Gascogne (Durand, 2020). La trajectoire des grains de pollen est modélisée en deux dimensions depuis les embouchures des estuaires de la Loire et de la Gironde. Les résultats indiquent que les grains de pollen sortant de l'estuaire de la Loire se dirigent vers le sud après 3 mois et pourraient donc être retrouvés dans le golfe de Gascogne, tandis que ceux qui sortent de l'estuaire de la Gironde se dirigent vers le nord-ouest en un mois et semblent s'éloigner de la position de la carotte marine. Ces résultats sont néanmoins à confirmer en réalisant des simulations sur des durées plus importantes.

La moitié des petits bassins versants de la marge Cantabrique sont reliés à des petits canyons rectilignes, débouchant sur le canyon de Cap Breton, tandis que d'autres alimentent un réseau de canyons, convergeant pour former le canyon de Torrelavega (Brocheray, 2015).

1.2. En Méditerranée nord-occidentale

La morphologie du bassin méditerranéen est caractérisée par des plateaux continentaux étroits et une faible ouverture sur l'océan Atlantique au détroit de Gibraltar.

Dans la région Nord-Ouest de la Méditerranée où est prélevée la carotte MD99-2343, le Rhône et l'Èbre sont les principales sources d'apports fluviaux de sédiments (Frigola *et al.*, 2008). Le Rhône est un long fleuve d'environ 800 km qui draine une grande partie de l'est de la France, notamment les Alpes mais aussi le sud de la France avec la partie orientale du Massif Central. L'Èbre est le plus important fleuve espagnol, drainant la quasi-totalité du pays sur plus de 900 km. Il a été estimé que seulement 10 % des rejets fluviaux de ces fleuves atteignent le bassin profond (Martin *et al.*, 1989 ; Frigola *et al.*, 2008). Cependant la sédimentation hémipélagique du Rhône et de l'Èbre représente la majorité de la sédimentation profonde au nord de Minorque. Quelques flux gravitaires proviennent également de la marge ibérique orientale (*ibid.*). De ces deux principaux fleuves, l'Èbre a clairement un caractère méditerranéen plus prononcé c'est-à-dire une saisonnalité plus marquée (Frigola *et al.*, 2008). De plus, les flux de poussières sahariennes représentent entre 10 et 20 % des flux actuels dans la sédimentation

récente en eau profonde dans la Méditerranée occidentale (Loÿe-Pilot *et al.*, 1986 ; Zuo *et al.*, 1991 ; Guerzoni *et al.*, 1997). Cependant, cette contribution a pu varier au cours du temps (Moreno *et al.*, 2002).

2. Océanographie et courants marins

2.1. Masses d'eaux et circulations océaniques dans le Nord-Est de l'Océan Atlantique

L'Atlantique Nord est complexe en termes de structures de masse d'eau en raison du nombre d'eaux produites localement avec des caractéristiques très différentes (Talley, 1996). La plupart des masses d'eau du golfe de Gascogne sont d'origine Nord-Atlantique, y compris celles qui ont été transformées après avoir été mélangées avec les eaux méditerranéennes qui s'écoulent à travers le détroit de Gibraltar.

Le golfe de Gascogne est composé dans sa circulation océanique de quatre masses d'eau (Fig. 34; Durrieu de Madron *et al.*, 1999 ; Lavin *et al.*, 2006). La ENAW (*Eastern North Atlantic Water*) est localisée entre la surface et 500-600 m (Harvey, 1982). La ENAW est soumise à une forte variabilité saisonnière. Selon sa zone de formation, deux masses d'eau principales sont identifiables. Une eau de mode subpolaire est formée dans une zone située au sud du courant de l'Atlantique Nord (NAC – *North Atlantic Current*) qui se propage vers le sud (Pollard *et al.*, 1996) Une branche subtropicale est formée dans la marge nord du courant des Açores, qui se déplace vers le nord en direction de la côte ibérique (Pingree, 1997).

Les profondeurs intermédiaires (700 - 1300 m) sont dominées par la présence de la MOW (*Mediterranean Overflow Water*) et de la LSW (*Labrador Sea Water*) à environ 1500 m (van Aken, 2000b). Enfin, la BW (*Bottom Water*), située à plus de 1500 m est initiée par les courants profonds et froids de la NADW (*Northeast Atlantic Deep Water*) et de la ABW (*Antartic Bottom Water*) (van Aken, 2000a).

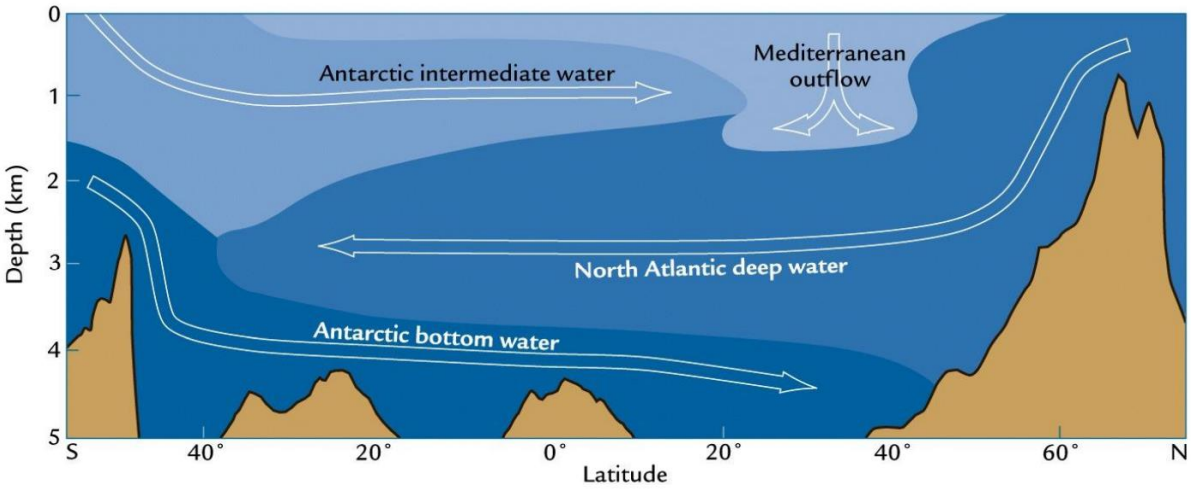


Fig. 34. Coupe transversale des masses d'eau de l'Océan Atlantique. (Ruddiman, 2001, p 45).

Le principal système de courants océaniques dans l'Atlantique est la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*). L'AMOC est également importante dans la modulation (amplitude et fréquence) du climat européen : vents d'ouest, sécheresses et périodes de tempêtes (*e.g.* Magny *et al.*, 2003 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014 ; Jackson *et al.*, 2015). Cette circulation à grande échelle se compose de la NAC (*North Atlantic Current*), qui apporte des masses chaudes et qui correspond dans le golfe de Gascogne à la ENACW. Elle compose également de la formation des eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW) aux hautes latitudes, formant la NEADW dans le golfe de Gascogne et d'un flux de retour vers le sud en profondeur. Ce courant a une forte influence sur le transport et la redistribution de la chaleur dans l'ensemble du bassin Atlantique (Hall & Bryden, 1982 ; Frajka-Williams *et al.*, 2019).

Dans le golfe de Gascogne, le principal courant de surface est le courant de pente européen (ESC - *European Slope Current*) qui circule vers le nord jusqu'aux côtes armoricaines (Fig. 35; Pingree and Cann, 1990). Ce courant, qui va vers le pôle nord, est appelé courant de pente ou courant « contour » car il circule le long des contours bathymétriques. En hiver, l'ESC atteint son intensité maximale par l'intrusion du fort courant polaire ibérique (IPC - *Iberian Poleward Current,* Peliz *et al.*, 2005). Ce courant apportant des eaux chaudes dans la partie sud-est du golfe de Gascogne est connu sous le nom de Navidad (Garcia-Soto, 2002 ; Le Cann & Serpette, 2009), qui conduit à l'apparition d'un front thermohalin[21] le long du plateau

[21] Mot utilisé en océanographie pour désigner ce qui concerne à la fois de la température et de la salinité. Les courants océaniques profonds sont alimentés par les différences de densité de l'eau, qui est contrôlée par la température (thermo) et la salinité (haline). Ce processus est connu sous le nom de circulation thermohaline (Wunsch, 2002 ; Rahmstorf, 2003).

(Castaing *et al.*, 1999). En hiver, le mélange de l'IPC et de l'ESC e forment l'EPC (*European Poleward Current*) et apporte des eaux chaudes et salines dans les mers du Nord (Garcia-Soto, 2002). Ce courant se ramifie en une autre branche formée dans le golfe et génère une circulation de cellules cycloniques localisée aux cordonnées 46°N, 6,5°W (Colas, 2003). La circulation peut s'inverser pendant l'été le long du plateau de pente, s'écoulant faiblement en direction du Sud-Ouest (Charria *et al.*, 2013). La NAC entre dans le golfe de Gascogne par le nord-ouest (*e.g.* Pingree, 2005). La faible variabilité de la NAC est déterminée par le régime des vents d'ouest (*ibid.*) et par conséquent par l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO – *North Atlantic Oscillation*), un des principaux modes de variabilité climatique dans cette région.

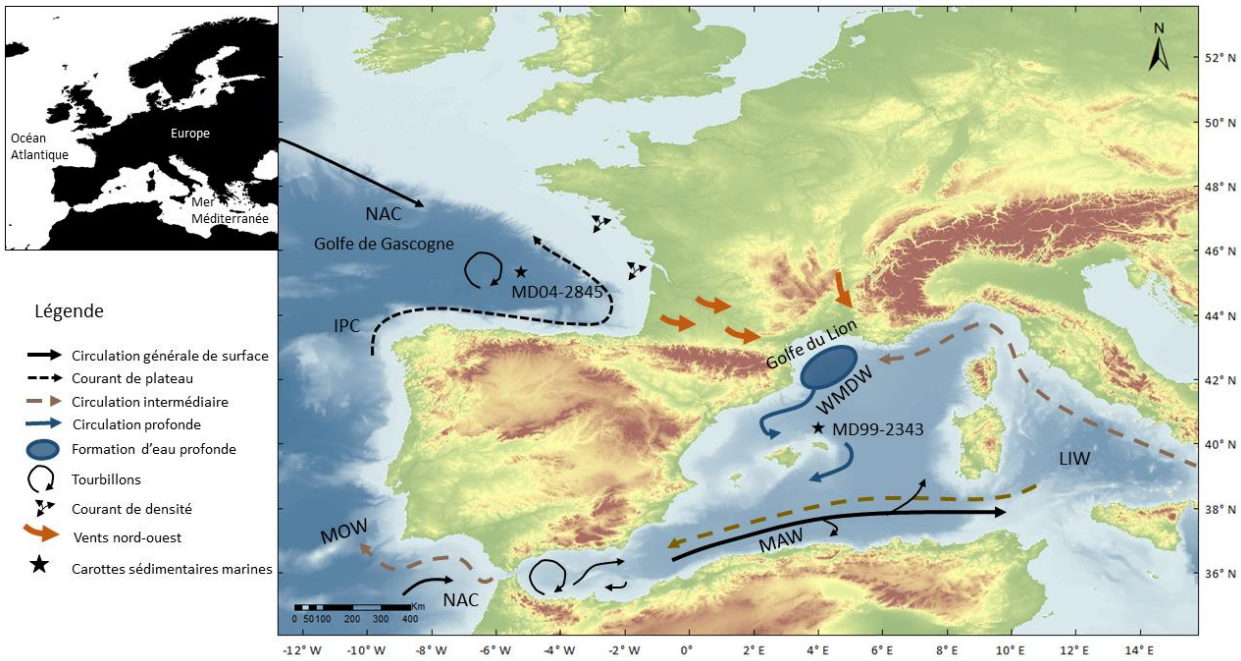


Fig. 35. Carte représentant les principaux courants océaniques, formation d'eau profonde (WMDW) et vents dans le golfe de Gascogne et dans le Nord-Ouest de la Méditerranée. Carte modifiée d'après Mary *et al.* (2017) et Torner *et al.* (2019).

2.2. En Méditerranée nord-occidentale

La Mer Méditerranée est un bassin semi-fermé où les apports d'eau douce par les précipitations et les apports fluviatiles sont dépassés par l'évaporation, conduisant à un bassin à forte salinité. La circulation est contrainte par les apports en eau douce des fleuves. Le plus gros apport a lieu dans le golfe du Lion, où se jette le Rhône avec un débit de 1 700 $m^3.s^{-1}$ en moyenne et pouvant dépasser 10 000 $m^3.s^{-1}$ lors de crues exceptionnelles (Pont, 1997). Les courants marins jouent un rôle très important dans le fonctionnement des écosystèmes. Par les mouvements horizontaux et verticaux associés, ils accompagnent l'exportation de la matière d'origine naturelle ou anthropique de la côte vers le large. Dans le bassin méditerranéen

occidental, les principaux courants cycloniques sont dus, d'une part, à l'intrusion d'eau moins saline Nord-Atlantique à travers le détroit de Gibraltar, qui compense les pertes par évaporation et d'autre part, au forçage du vent. La circulation ouest Méditerranéenne est principalement déterminée par trois masses d'eau (Fig. 36) : de surface, intermédiaire et profonde (e.g. Rohling *et al.*, 2009 ; Lionello, 2012 pour des reviews sur les climats et masses d'eau en Méditerranée). La masse d'eau atlantique (200-400 m) s'écoule vers l'est en augmentant progressivement sa température et salinité, créant l'eau Atlantique modifiée (MAW - *Modified Atlantic Water*).

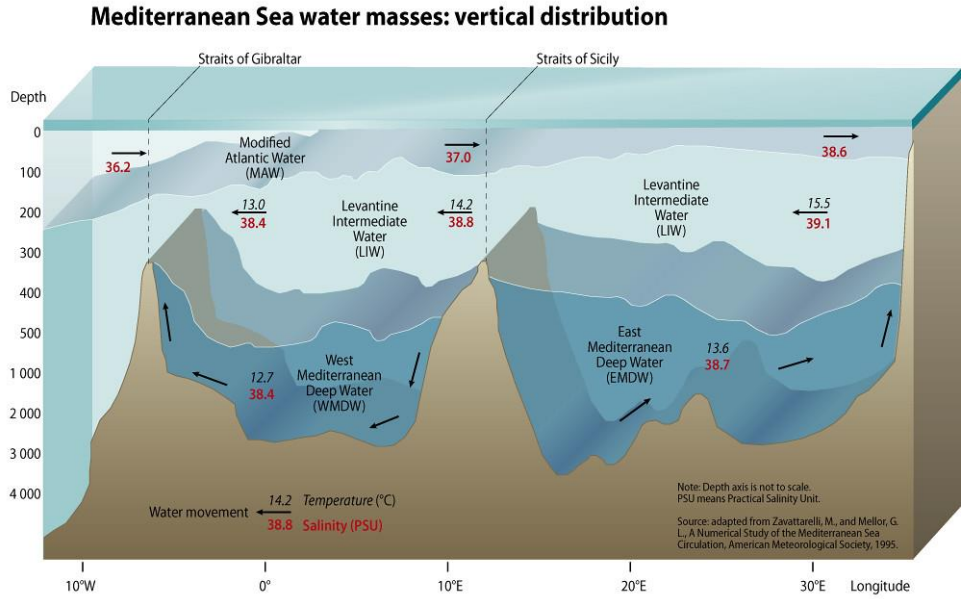


Fig. 36. Schéma transversal ouest-est des masses d'eau en Méditerranée. ©GRID-Arendal (https://www.grida.no/resources/5885).

L'eau intermédiaire méditerranéenne (MIW) s'étend vers l'ouest, tout en se mélangeant aux eaux régionales, - notamment la LIW (*Levantine Intermediate Water,* formée dans le bassin Levantin),- s'écoule finalement par le détroit de Gibraltar (Pinardi & Masetti, 2000).

La masse d'eau la plus profonde du bassin occidental est l'eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW) (Millot, 1999). L'eau profonde est formée au large du golfe du Lion sur une zone d'environ 50 à 100 km de diamètre et localisée vers 42°N, 5°E (Group, 1970). Pendant les hivers, les vents du nord et du nord-ouest (mistral et tramontane) provoquent un fort refroidissement et une évaporation des eaux de surface dans le golfe du Lion, ce qui augmente leur salinité (densité). Par conséquent, les eaux se mélangent avec l'eau méditerranéenne sous-jacente LIW, qui contribue à augmenter la salinité et ainsi sa densité. Lorsque le mélange des eaux atteint une densité élevée, celles-ci plongent à environ 2000 m au fond du bassin et une vitesse de 10 $cm.s^{-1}$ (Schott & Leaman, 1991 ; Millot, 1999) pour former

l’eau profonde (WMDW – *West Mediterranean Deep Water*). La densité de cette masse d'eau profonde est déterminée par la température et la salinité des eaux de surface locales, ainsi que par les caractéristiques du vent (Millot, 1999 ; Rohling & Hilgen, 2007). La circulation profonde de la MWDW accélère et bifurque vers l’est, longeant la base de la pente de Minorque vers le bassin ouvert (Mauffret *et al.*, 1982). Ce processus de convection hivernal joue un rôle clef puisqu’il renforce la circulation de surface et permet à l’eau dense de remplir le bassin profond en eau riche en oxygène et en même temps la remontée en surface d’eaux froides.

En été, des remontées d'eau se produisent également dans le golfe du Lion car les vents poussent les eaux chaudes de surface vers le large et les eaux froides profondes refroidissent la surface (Millot, 1979). La circulation à l'intérieur du golfe résultant de l'interaction non linéaire entre les upwellings et les courants de densité est extrêmement complexe. En effet, le vent présente une variabilité de haute fréquence au voisinage du golfe du Lion, son intensité et sa direction étant renforcées par la topographie environnante des reliefs (André *et al.*, 2005). Ces vents sont contrôlés comme dans le golfe de Gascogne par la NAO.

Chapitre 2 : Climat et végétation actuels

Introduction

Le deuxième chapitre de cette partie se focalise sur la présentation des climats qui affectent les régions du golfe de Gascogne et du Nord-Ouest de la Méditerranée. La végétation réagit et s'adapte aux différents climats et nous allons présenter les types de végétation qui colonisent les deux régions. Pour aider le lecteur à plus de clarification, des planches photographiques, comportant de photographies des pollen fossiles, ainsi que les essences associées et regroupés selon les types d'environnements sont disponibles en annexe 2.

1. Climats et vents en Europe occidentale

L'Europe occidentale est soumise à des perturbations atmosphériques telles que des tempêtes, qui sont plus fortes en hiver apportant des vents forts et des précipitations (Bertin *et al.*, 2012 ; Breilh *et al.*, 2014 ; Feser *et al.*, 2015) Une des circulations atmosphériques dans les latitudes moyennes de l'Atlantique Nord et sur l'Europe occidentale est régie principalement par l'existence de deux principaux centres d'activités. La première est une zone anticyclonique au sud de 40°N, centrée sur les Açores (anticyclone[22] des Açores). La seconde de basse pression est centrée vers 60°N près de l'Islande (dépression[23] islandaise). Ces configurations atmosphériques caractérisent la NAO (*North Atlantic Oscillation*) qui affecte donc la force et la direction des vents mais également les précipitations (Hurrell, 1995). L'index de la NAO est défini comme le gradient de pression atmosphériques entre ces deux régions. Entre ces deux zones, les vents dominants sont d'ouest à Sud-Ouest et sont plus froids en hiver et plus légers et moins réguliers en été (Feser *et al.*, 2015). Au printemps et en été, l'anticyclone s'étend en dorsale vers l'Islande et une zone dépressionnaire est présente à l'est des îles Britanniques. Des vents modérés et froids du nord-ouest soufflent en direction de l'est, sur le golfe de Gascogne (Lavin *et al.*, 2006).

[22] Un anticyclone est un phénomène atmosphérique porteur d'un temps sec et clair, accompagné d'une brise légère. En hiver, il peu amoindrir le refroidissement (Pédelaborde, 1953).

[23] En météorologie, une dépression (ou cyclone) est une région de l'atmosphère caractérisée par une pression atmosphérique plus basse que celle de l'ensemble des régions adjacentes situées à la même altitude. Les dépressions sont généralement accompagnées de mauvais temps (vents forts et précipitations). https://www.universalis.fr/encyclopedie/depression-meteorologie/

Dans les latitudes au-dessus de 45°N, qui correspondent à la localisation de notre carotte dans le golfe de Gascogne, le climat établi est humide pendant une grande partie de l'année avec des précipitations annuelles de l'ordre de 500 à 1000 mm et des températures en hiver comprises entre 0 et 8°C et en été entre 15°C et 22°C (Serryn, 1994).

Les côtes méditerranéennes sont soumises à des vents intenses qui se renforcent en hiver (Millot, 1990). Dans le golfe du Lion et dans la vallée du Rhône, les trois régimes de vents principaux sont le mistral, la tramontane et le vent de secteur est à sud (Pairaud *et al.*, 2012). Le mistral et la tramontane dérivent des vents d'ouest[24] (Jiang *et al.*, 2003 ; Monaco *et al.*, 2009) et donc de la NAO. Le mistral est un vent de nord à nord-ouest canalisé par la vallée du Rhône. La tramontane est un vent d'ouest à nord-ouest localisé dans la partie occidentale du golfe du Lion. Enfin, le vent de secteur est à sud-est amène nuages et pluies. En hiver, ces vents sont froids et secs.

La Méditerranée est située entre des régions désertiques au sud et des régions au climat tempérée au nord. Le climat de la partie nord-ouest de la Méditerranée est caractérisé par des hivers doux et humides avec des températures moyennes de 6°C et des étés chauds et secs avec des températures moyennes de 21°C (Lionello *et al.*, 2006). Les précipitations annuelles sont de moins de 700 mm (Curt *et al.*, 2016) Le climat dans les Pyrénées Orientales, la partie occidentale des Alpes et le Massif central est marqué par un climat plus froid et plus humide suivant un gradient altitudinal. En été, la sécheresse dans cette région est produite par le développement de grandes cellules anticycloniques dans l'Atlantique Nord produites par la migration vers le sud de la cellule de Hadley[25], et avec un lien possible avec la mousson asiatique (Alpert *et al.*, 2006). L'influence de la NAO sur les températures méditerranéennes hivernales est plus faible que celle sur les précipitations (Lionello *et al.*, 2006, Saenz et al., 2001; Frias et al., 2005).

[24] La tramontane est liée à la présence d'un anticyclone à l'ouest localisé sur l'Espagne et le Sud-Ouest de la France et d'une dépression à l'est vers le golfe de Gênes.
[25] Il s'agit d'une composante de la circulation atmosphérique participant en latitude au transfert d'énergie des basses latitudes vers les latitudes moyennes (*e.g.* Mitas & Clement, 2006).

2. Végétation actuelle en Europe occidentale

2.1. Végétation tempérée Atlantique

Les grains de pollen de la carotte MD04-2845 proviennent de la végétation colonisant les bassins de la Loire et la Garonne. Le climat tempéré et océanique permet le développement en Europe de l'Ouest de la forêt Atlantique tempérée caducifoliée (Fig. 37 ; Polunin & Walter, 1985).

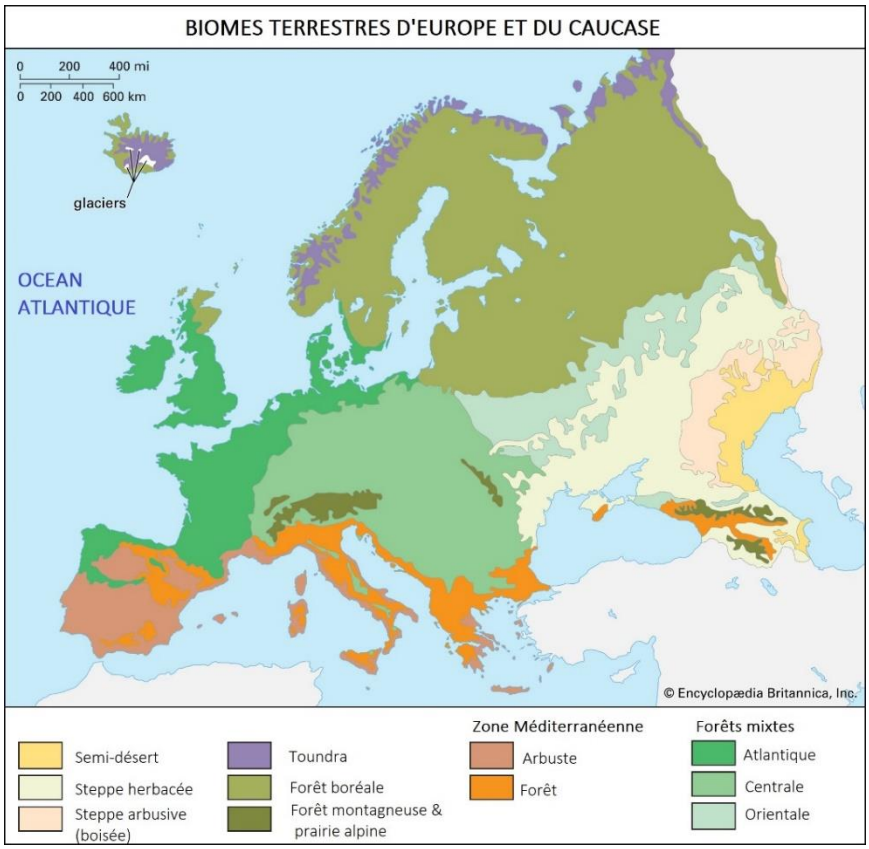


Fig. 37. Principales zones de végétation actuelles en Europe et dans le Caucase (modifiée d'après http://media.web.britannica.com/eb-media/14/106714-050-A26C9EDC.gif).

Cette forêt est de nos jours, composée dans les basses élévations de chênes à feuilles caducifoliés (*Quercus robur*), associés aux bouleaux (*Betula*) ou charmes (*Carpinus*). Le chêne se retrouve associé aux hêtres (*Fagus sylvatica*) dans les plus hautes élévations, où les précipitations sont plus importantes (900-1500 mm) et où les températures moyennes annuelles varient entre 8°C et 10°C. Dans les Vosges et le Massif central, les conifères dominants, le pin (*Pinus sylvestris)*, l'épicéa (*Picea alba*), et le sapin (*Abies alba)* colonisent les altitudes supérieures à 600 m. Plus précisément dans le Massif Central, la végétation montagnarde se

compose majoritairement de forêts mixtes à *Abies alba*, *Fagus sylvatica*, de prairies, de pâturages et de landes dominées par les callunes (*Calluna vulgaris*) et l'airelle (*Vaccinium*) (Schaminée & Meertens, 1991).

Dans les Pyrénées, la végétation est différente entre les versants français et espagnol (Fig. 38, Ozenda, 1982). Le versant français occidentale est soumis aux précipitations atlantiques, tandis que le versant espagnol, descendant progressivement vers le bassin de l'Èbre, est soumis à un climat méditerranéen (*ibid.*). Dans les hautes altitudes, supérieures à 1600 m, l'étage subalpin est composé du pin à crochet (*Pinus uncinata*), qui alterne avec des landes et des pelouses. Dans le versant nord, *Pinus uncinata* est accompagné par les Ericaceae, et par le Raisin d'ours (*Arctostaphylos*) en versant sud. A partir des 900 m d'altitude, *Fagus* et localement, *Abies* et *Pinus sylvestris* occupent l'étage montagnard dans les deux versants. Dans les Pyrénées orientales, un étage subméditerranéen à chêne pubescent colonise les altitudes supérieures à 700 m, tandis que le chêne vert (*Quercus ilex* à feuillage persistant) sur calcaire et le chêne liège (*Quercus suber*) sur massif siliceux colonisent l'étage méditerranéen. Dans les Pyrénées Occidentales en particulier dans le Pays Basque, un collinéen chaud et humide en basse altitude est composé du Chêne tauzin (*Quercus pyrenaica)* et du chêne liège relayés en altitudes par des landes à Ericacées et à fougère aigle (*Pteridium aquilinum*).

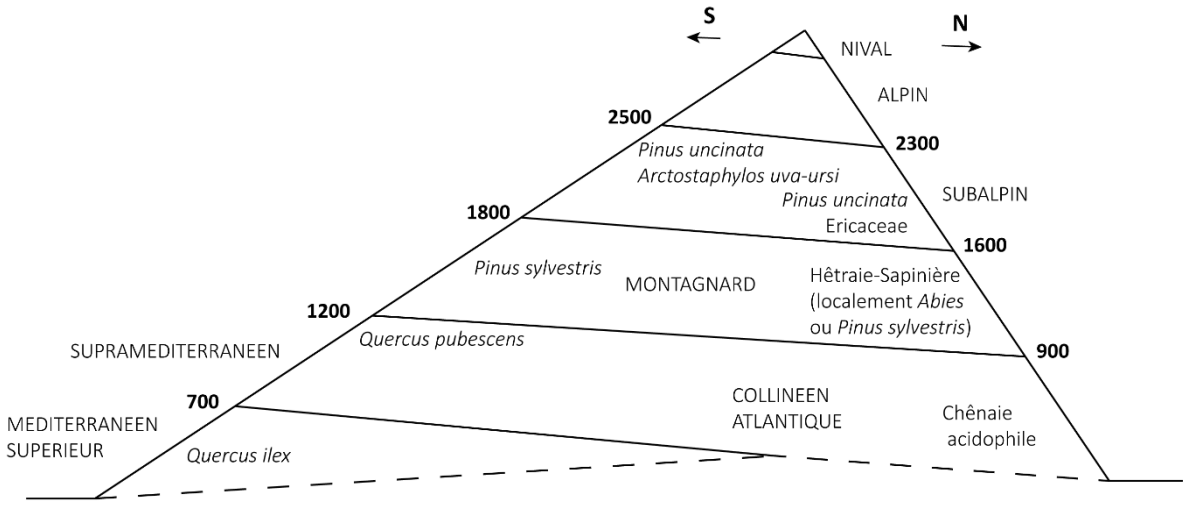


Fig. 38. Végétation de la chaîne pyrénéenne. Coupe schématique à travers la partie médiane de la chaîne : les limites d'étage sont environ 200 m plus hautes en exposition Sud (ou versant espagnol) qu'en versant Nord (versant français), modifié d'après Ozenda (1982).

2.2. Végétation nord-ouest Méditerranéenne

Les grains de pollen et spore préservés dans les sédiments de la carotte nord-ouest méditerranéenne proviennent de la végétation occupant les deux bassins du Rhône et de l'Èbre. Un mélange de végétation atlantique et méditerranéenne devrait être enregistré par la séquence sédimentaire. Dans la péninsule Ibérique, le bassin de l'Èbre se situe aujourd'hui à l'interface entre deux régions biogéographiques définies d'après la répartition des communautés végétales : euro-sibérienne et méditerranéenne (Rivas-Martínez *et al.*, 1987). La végétation méditerranéenne dans les basses terres est dominée par des arbres à feuilles persistantes (chênes à feuilles persistance et des pins), des arbustes (*Juniperus, Cistus*, oliviers (*Olea*) pistachiers (*Pistachia*) et filaires (*Phillyrea angustifolia*). Cette végétation peut survivre de longues périodes sans eau et de nombreuses plantes herbacées se développent annuellement. Au contraire d'autres régions d'Europe, la croissance des plantes a lieu principalement en automne et au printemps, au début et à la fin de la saison des pluies (Polunin & Walter, 1985). Les altitudes moyennes des régions montagneuses sont occupées par des feuillus tempérés à feuilles caduques tels que *Quercus robur, Q. pyrenaica* et *Corylus*. Les forêts de *Fagus* et de conifères (*Pinus, Abies alba* et *Picea*) dominent les altitudes plus élevées (Ozenda, 1982 ; Polunin & Walter, 1985).

Conclusion

Nous avons vu dans cette partie que le golfe de Gascogne et le golfe du Lion sont soumis à des sédimentations et masses d'eau différentes en Atlantique Nord et en Méditerranée nord-occidentale. Ces deux régions sont également soumises à des climats relativement différents, influençant les essences végétales à l'origine des grains de pollen conservés dans les carottes marines. Nous allons présenter dans la partie III, les deux carottes sédimentaires (MD04-2845 et MD99-2343) étudiées dans le cadre de ce travail, ainsi que les méthodes utilisées pour les analyses polliniques, chronologiques et archéologiques.

PARTIE III : METHODES APPLIQUÉES AUX CAROTTES MARINES

Chapitre 1 : Matériel d'étude : les carottes marines

Dans ce premier chapitre de la partie III, les deux carottes sédimentaires marines étudiées et leurs chronologies originales vont être brièvement présentées.

1. Carotte sédimentaire marine MD04-2845

La carotte sédimentaire marine MD04-2845 (45°21'N, 5°13'W, 4175 m de profondeur) a été prélevée dans le Dôme Gascogne situé dans le golfe de Gascogne (Fig. 39). La carotte a été prélevée durant la mission ALIENOR (Turon *et al.*, 2004) avec le bateau océanographique Marion Dufresne équipé d'un carottier Calypso à piston.

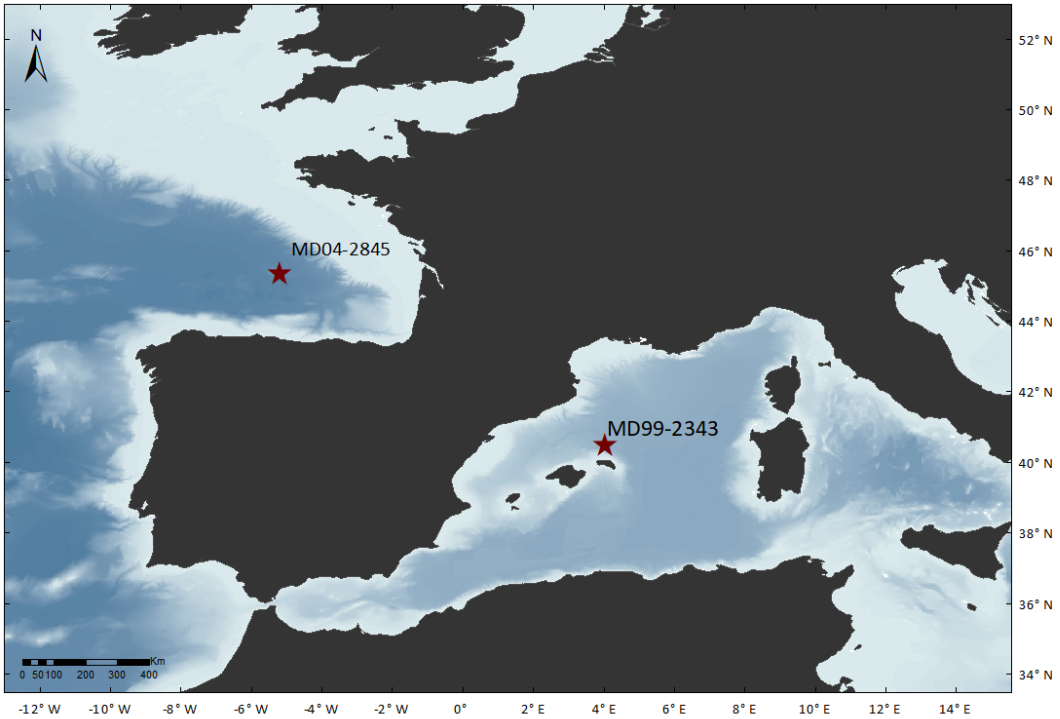


Fig. 39. Carte de localisation des deux carottes sédimentaires marines étudiées : MD04-2845 (golfe de Gascogne) et MD99-2343 (Nord-Ouest de la Méditerranée).

Cette carotte est principalement composée de sédiments argileux hémipélagiques[26] avec des strates silteuses éparses dont la teneur en carbonate varie de 10 à 65 % et dont la teneur en carbone organique est inférieure à 1 % (Daniau *et al.*, 2009). Elle présente une séquence sédimentaire continue bien préservée et n'est pas affectée par des turbidités.

La carotte a été prélevée à environ 300 km des côtes françaises. La zone est influencée par les eaux profondes (BW) coulant à plus de 1,5 km, composées du courant froid NADW et de l'ABW.

1.1. Chronologie

La chronologie initiale de la carotte MD04-2845, basée notamment de plusieurs datations numériques (Tableau 6), montre que celle-ci couvre les derniers 140 ka (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Daniau *et al.*, 2009 ; Toucanne *et al.*, 2009) Dans le chapitre 1 de la Partie IV, nous proposons une nouvelle révision de la chronologie proposée par Sánchez Goñi *et al.* (2008) avec l'ajout de 13 échantillons datés par IRSL et 29 échantillons datés par le radiocarbone.

Echantillon	Profondeur (cm)	Age ^{14}C brut (ka BP)	Erreur (± ka BP)	Références
SacA39093	5	3,97	0,03	Non publié
	30	3,11	0,03	Non publié
SacA39095	60	8,95	0,04	Non publié
SacA39096	85	9,88	0,04	Non publié
SacA39097	110	11,77	0,05	Non publié
SacA-002955	150	13,69	0,10	Toucanne *et al.* (2009)
	180	13,05	0,10	Non publié
SacA-002957	191	14,24	0,11	Toucanne *et al.* (2009)
SacA-002958	210	14,45	0,11	Toucanne *et al.* (2009)
SacA-002960	520	17,29	0,15	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002961	690	20,82	0,14	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002962	710	21,11	0,14	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002963	770	22,26	0,16	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002964	790	22,55	0,17	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002965	850	24,45	0,21	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002966	860	25,08	0,23	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002967	870	25,03	0,23	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002968	890	25,63	0,24	Daniau *et al.* (2009)
SacA-002969	900	25,27	0,24	Daniau *et al.* (2009)
Sac-002970	980	27,18	0,29	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Sac-002971	1020	29,08	0,35	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Sac-002972	1030	29,93	0,39	Sánchez Goñi *et al.* (2008)

[26] Est pélagique un dépôt sédimentaire marin constitué de particules détritiques fines et d'organismes marins.

Sac-002973	1045	29,96	0,39	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002977	1048	29.87	0.39	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002978	1060	30.67	0.42	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002976	1078	31.35	0.46	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Beta-491854	1164	33.92	0.22	Fourcade *et al.* (2022)
Beta-491855	1191	33.39	0.20	Fourcade *et al.* (2022)
Beta-491856	1226	34.14	0.24	Fourcade *et al.* (2022)

Tableau 6. Liste des datations principalement ^{14}C de la carotte MD04-2845

2. Carotte sédimentaire marine MD99-2343

La carotte sédimentaire marine MD99-2343 (40°29'N, 4°01'E, 2391 m de profondeur) a été prélevée au large du nord de Minorque (Îles Baléares, Fig. 39). La carotte a été prélevée durant la mission IMAGES (*International Marine Past Global Changes Study*) (Labeyrie, 1999) avec le bateau océanographique Marion Dufresne équipé d'un carottier Calypso à piston. Cette carotte a été prélevée dans une position appropriée pour renseigner sur les changements régionaux passés à la fois dans la dynamique marine, en particulier la formation d'eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW), et atmosphérique.

En particulier, la carotte est localisée sur une dérive contouritique[27] sédimentaire N-NE de Minorque, liée à l'écoulement vers le sud de la WMDW (Velasco *et al.*, 1996). Les sédiments et les grains de pollen proviennent des bassins du Rhône et de l'Ebre, comme mentionnées précédemment (Sierro *et al.*, 2005 ; Frigola *et al.*, 2008). Les sédiments sont principalement composées de matériaux argileux limoneux grisâtres et brunâtres riches en nannofossiles et foraminifères, modérément laminés et bioturbés, avec présence de fins niveaux de pyrite (Torner *et al.*, 2019).

2.1. Chronologie

La chronologie initiale de la carotte marine MD99-2343 montre que cette séquence couvre les derniers 115 ka (Torner *et al.*, 2019). Elle a cependant été très peu datée par le radiocarbone (Tableau 7 ; Sierro *et al.*, 2005 ; Frigola *et al.*, 2008). Une chronologie a été produite pour la période comprise entre 115 et 65 ka (Torner *et al.*, 2019) par alignement de

[27] Les contourites sont produites par les courants de fond en eau profonde, induit par la thermohaline. Elles peuvent être influencées par les forces du vent ou des marées (Hollister, 1993).

l'enregistrement du $\delta^{18}O$ du foraminifère *G. bulloïdes* avec l'enregistrement de glace NGRIP2 (Rasmussen *et al.*, 2014 ; Seierstad *et al.*, 2014).

Profondeur (cm)	Age ^{14}C brut (ka BP)	Erreur (± ka BP)	Age calendaire (ka)	Erreur* (± ka)	Références
28	0,790	0,04			Sierro *et al.* (2005)
88	3,110	0,03			Frigola *et al.* (2008)
118	3,390	0,05			Sierro *et al.* (2005)
208	5,720	0,04			Frigola *et al.* (2008)
238	6,210	0,05			Sierro *et al.* (2005)
308	7,700	0,04			Frigola *et al.* (2008)
398	10,650	0,05			Frigola *et al.* (2008)
418	11,200	0,05			Frigola *et al.* (2008)
568	13,850	0,04			Frigola *et al.* (2008)
604	14,550	0,11			Frigola *et al.* (2008)
2020			63,80 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2154			69,50 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2210			72,00 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2274			76,30 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2360			77,95 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2470			84,60 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2594			87,65 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2834			103,90 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2900			105,80 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
2950			108,05 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
3064			110,65 [a,*]		Torner *et al.* (2019)
3140			115,17[b]	1,52	Torner *et al.* (2019)

Tableau 7. Datations et ponts de contrôle de la carotte MD99-2343. Les âges ([a]) ont été obtenus par la corrélation entre l'enregistrement du $\delta^{18}O$ de la carotte avec l'enregistrement glaciaire NGRIP2 (Rasmussen *et al.*, 2014) ou ([b]) du $\delta^{18}O$ de la carotte marine ODP 975 (Marino *et al.*, 2015). Les * sont associés à des âges pour lesquels les incertitudes chronologiques ont été considérées comme négligeables par les auteurs (Torner *et al.*, 2019).

Cependant, les âges obtenus par alignement sont dépourvus d'incertitudes dans la carotte MD99-2343, considérés par les auteurs comme négligeables. Ceci est un problème, car bien que la chronologie de l'enregistrement de glace est bien calée chronologiquement, tout âge obtenu par une méthode de datation numérique doit avoir un écart-type, en raison des erreurs associées aux instruments pour dater. Dans la plupart des cas, les écart-types sont donnés pour les âges ^{14}C mais dans le cas de séquences marines non datées au radiocarbone, les incertitudes sont souvent non discutées (*e.g.* Shackleton *et al.*, 2000). En synchronisant deux enregistrements de glace, marin ou terrestre ($\delta^{18}O$ atmosphérique, $\delta^{18}O$ benthique, pollen…), les phénomènes climatiques, qui servent de points d'ajustement notamment les GIs, conduit systématiquement à une incertitude dans cet alignement chrono-stratigraphique. Certains auteurs pourraient argumenter que les GIs et GSs sont synchrones avec les changements

climatiques révélés pat d'autres enregistrements marins et atmosphériques (Shackleton *et al.*, 2000). Cependant, le changement du $\delta^{18}O$ benthique n'est pas globalement synchrone sur des échelles de temps millénaire pendant les périodes de changements climatiques rapides. Par exemple, les modèles d'âge radiocarbone révèlent des décalages de 4 ans pendant la transition MIS 2 à 1, entre les fonds de l'Atlantique Nord et le Pacifique équatorial (Skinner & Shackleton, 2005). Ces décalages sont probablement associés à une réorganisation des masses d'eau et à des réponses hémisphériques asynchrones et pas seulement à des temps de mélanges plus lents (Ganopolski & Roche, 2009). Ainsi, l'alignement global du $\delta^{18}O$ benthique n'est pas suffisamment précis pour étudier les terminaisons glaciaires ou les changements climatiques à l'échelle millénaire (Lisiecki *et al.*, 2022).

Une des solutions pour s'affranchir de ces problèmes marins sur la construction des chronologies des séquences marines serait d'utiliser des méthodes de datation numériques, par exemple la datation par luminescence. La méthodologie employée pour la datation des sédiments marins de la carotte MD04-2845 sera présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 2 : Méthodes chronologiques et modèles d'âges

Introduction

Pour améliorer les chronologies des changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques, nous avons daté par IRSL la carotte MD04-2845. Nous allons donc présenter la méthodologie employée du prélèvement jusqu'au traitement des âges. L'amélioration des chronologies a été également menée par la mise au point d'un nouveau modèle d'âge-profondeur utilisant des statistiques bayésiennes, appliqué aux deux carottes marines MD04-2845 et MD99-2343.

1. Méthodes de datations par luminescence des séquences sédimentaires marines

1.1. Hypothèses pour dater les feldspaths des carottes marines

La stratégie initiale pour dater la carotte sédimentaire marine MD04-2845 était d'échantillonner les profondeurs contenant des IRD. Nous avons formulé deux hypothèses pour la remise à zéro du signal de luminescence des IRD comme d'autres auteurs avant nous (Wintle & Huntley, 1979 ; Wintle & Huntley, 1980 ; Bateman *et al.*, 2012 ; Smedley *et al.*, 2016 ; Bateman *et al.*, 2018) .Les IRD auraient été soit exposés à la lumière solaire avant d'être recouverts par les calottes glaciaires ou bien le signal de luminescence aurait été remis à zéro par pression issue du glissement des calottes (Bateman *et al.*, 2012 ; Bateman *et al.*, 2018). Les débâcles ont permis par le rejet d'icebergs dont la durée est estimée entre 50 et 1500 ans (Roche *et al.*, 2004 ; Ziemen *et al.*, 2019), un apport supplémentaire de sédiments et une granulométrie plus importante par l'ajout de grains plus gros que 150 µm, qui correspond à la taille inférieure des IRD. Nous avons présumé que ces grains, potentiellement des IRD pouvaient être mesurés par *single-grain*, permettant ainsi de dater directement le processus de débâcles d'icebergs. Cet apport permettrait ainsi d'optimiser la quantité et la qualité des échantillons prélevés.

1.2. Échantillonnage

La carotte MD04-2845 est stockée au laboratoire EPOC (Université de Bordeaux) dans un environnement réfrigéré et sombre, empêchant la dessiccation et le rétrécissement, ce qui signifie que seule la face de la carotte coupée est exposée à la lumière du laboratoire. Ces conditions sont idéales pour la datation par luminescence. La perte de signal due à l'exposition à la lumière pendant le stockage devrait être la plus importante sur la face de la carotte, et diminuer jusqu'à un niveau négligeable avec la profondeur. Du fait des contraintes inhérentes à la méthode (exposition à la lumière), nous avons travaillé sur la partie archive, dont la surface n'a été exposée à la lumière que lors du carottage. Nous avons prélevé treize échantillons compris entre les profondeurs 900 et 2200 cm. Parmi ces treize échantillons, 10 contiennent des IRD permettant de dater les HSs et 2 n'en contiennent pas.

Les échantillons ont été prélevés selon les protocoles décrits par Armitage & Pinder (2017) et Nelson *et al.* (2019). Les prélèvements ont été effectués dans une pièce non éclairée. Les premiers centimètres de la carotte, qui ont pu être exposés à la lumière dans le passé, lors de la découpe de la carotte et jusqu'à son stockage, ont été récupérés pour les mesures de la dose annuelle (Fig. 40). Le sédiment sous ces premiers centimètres en théorie non exposé à la lumière naturelle depuis le dépôt, a été prélevé pour les mesures de D_e.

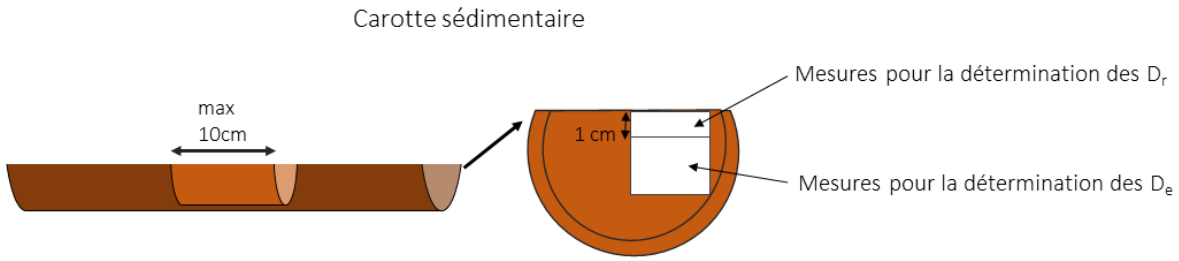


Fig. 40. Schéma d'échantillonnage idéal pour récupérer le sédiment d'une carotte marine afin de déterminer les D_e et D_r.

Les échantillons ont été tamisés à différentes fractions granulométriques (20-41 µm, 41-60 µm, 100-140 µm et 180-250 µm). Malgré notre hypothèse d'une plus grande quantité de grains dans les profondeurs correspondant aux IRD, les échantillons contiennent peu de grains à dater. C'est pourquoi la fraction granulométrique 41 – 60 µm ou 100 – 140 µm a été

privilégiée dans la plupart des cas pour les mesures sur grains polyminéraux. Ces fractions sont celles où les grains étaient présents en plus grandes quantités. Les sédiments ont été successivement traités par HCl (10 %) et par H_2O_2 (30 %) pendant 24 h pour supprimer respectivement les carbonates et la matière organique. Les feldspaths potassiques de la fraction granulométrique 180 – 250 µm servant pour les mesures pIR-IR_{290} en *single grain* ont été récupérés par séparation densimétrique à l'aide de solutions aqueuses d'hétéropolytungstate de sodium (à 2,72 et 2,58 g/cm^3). Une densité de 2,58 g/cm^{-3} permet à une fraction de feldspath riche en potassium de flotter tandis que 2,62 g/cm^{-3} fait flotter la plupart des autres feldspaths (en particulier les feldspaths riches en sodium). Une densité de 2,72 g/cm^{-3} fait flotter les grains riches en quartz, permettant aux minéraux lourds de couler. Les grains de feldspaths et de quartz ont été ensuite nettoyés avec un bain d'eau distillée et séchés dans une étude à 50°C.

Après cette étape, la fraction polyminérale a été déposée sur des coupelles en acier inoxydable préalablement recouvertes d'huile de silicone à l'aide d'un tampon de 1mm. Chaque aliquote contient approximativement 1 mg de matière. Il est possible d'estimer le nombre de grains approximatif contenus dans une aliquote d'un cm de diamètre. Cette estimation peut être faite à l'aide de la « calc_AliquoteSize » dans le package Luminescence (v. 0.9.10, Kreutzer et al., 2020) intégré dans RStudio. La fraction polyminérale 41 - 60 µm contient en moyenne 250 grains, tandis que celle 100 – 140 µm en contient 45 (Tableau 8).

Fraction granulométrique	**Nombre de grain dans une aliquote**
20 – 41 µm	700
41 - 60 µm	250
100 - 140 µm	45
180 - 250 µm (SG)	100

Tableau 8. Nombre théorique moyen de grains dans une aliquote d'un centimètre de diamètre pour les fractions polyminérales et pour une aliquote en *single grain*.

1.3. Détermination des doses équivalentes (D_e)

1.3.1. Mesures de pIR-IR_{290}

Les signaux de pIR-IR_{290} (Tableau 9) ont été mesurés au laboratoire Archéosciences Bordeaux (Université Bordeaux Montaigne) en utilisant un lecteur Freiberg Instruments Lexsyg SMART avec une source interne beta $^{90}Sr/^{90}Y$ délivrant pendant les mesures un débit de dose à la fraction polyminérale de 0.171 ± 0.004 Gy. s^{-1} (quartz de calibration Risø, batch 113, Hansen *et al.*, 2015). La fraction a été stimulée avec des diodes proche de l'infrarouge émettant à 850 nm. Les signaux pIR-IR_{290} ont été détectés dans la région du bleu-violet (410 nm) avec un détecteur H7360-02 Photon Counting Head à travers la combinaison de filtres optiques (Schott BG3, 3 mm et Semrock 414/46 BrightLine HC interference filter). Ces filtres sont placés devant un tube photomultiplicateur Hamamatsu H7360-02 (PMT).

Les mesures PIR-IR_{290} sur les feldspaths en *single-grain* (SG) ont été faites avec un lecteur Risø TL/OSL DA 20 (Bøtter-Jensen *et al.*, 2003), avec une source délivrant aux grains pendant les mesures un débit de dose de 0.101 ± 0.003 Gy.s^{-1} (quartz de calibration batch 113, Hansen *et al.*, 2015). Les grains ont été stimulés avec des diodes IR (Vishay TSFF5210) émettant à 870 nm. Les signaux pIR-IR_{290} ont été détectés avec un tube photomultiplicateur EMI 9235 QA à travers une combinaison de filtres optiques.

Les doses équivalentes (D_e) ont été déterminées pour les fractions polyminérales et *single grain* en utilisant le protocole SAR (Murray & Wintle, 2003) adapté pour le protocole pIR-IR_{290} (Tableau x) avec une température de stimulation de 50°C suivie par une mesure à haute température de 290°C (pIR-IR_{290}) (Thiel *et al.*, 2011a). L'analyse des données a été effectuée avec le logiciel Analyst (Duller, 2015). Pour chaque aliquote, les mesures pIR-IR_{290} ont passé les critères d'acceptation du SAR. Pour tous les échantillons, le taux de recyclage est proche de 1 et le taux de récupération est inférieur à 5 %. Nous avons également choisi de fixer une erreur de la paléodose maximale inférieure à 10 %.

Etape	pIR-IR^{290}
1	Irradiation
2	Préchauffe, 60 s à 320°C
3	IRSL, 280 s à 50°C
4	IRSL, 280 s à 290°C
5	Dose test
6	Préchauffe (TL) 60 s à 320°C
7	IRSL, 280 s à 50°C
8	IRSL, 280 s at 290°C
9	IRSL, 280 s à 325°C
10	Retour à l'étape 1

Tableau 9. Protocole de dose régénérative par aliquote simple (SAR) utilisé pour les mesures de D_e sur les feldspaths (pIR-IR_{290})

La distribution des D_e des échantillons dont tous les grains ont été suffisamment exposés à la lumière du soleil pour vider leur signal avant le dépôt final sera étroitement regroupée autour d'une seule valeur (en supposant que les variations du débit de dose environnemental d'un grain à l'autre soient minimes ou nulles). Les échantillons dont de nombreux grains contiennent un signal résiduel non blanchi, présenteront en revanche, une distribution de D_e beaucoup plus large ou asymétrique (Galbraith & Roberts, 2012). Dans ce dernier cas, un âge moyen calculé surestimera l'âge réel (ou le moment du dépôt final) du dépôt.

Les valeurs de D_e ont été calculées à l'aide du modèle de l'âge central (CAM, *Central Age Model*) (Galbraith et al., 1999). Le CAM suppose que les paramètres de la distribution des doses équivalentes sont « l'âge central », qui est la moyenne géométrique de la distribution des D_e et « l'overdispersion », qui est l'écart-type relatif à cette distribution.

D'autres modèles existent pour calculer les D_e tels que le modèle d'âge moyen (ADM, *Average Dose Model,* (Guérin *et al.,* 2017a)) mais aussi le modèle d'âge minimum (MAM-Minimum Age Model). Le MAM (Galbraith et al., 1999) est appliqué pour des échantillons qui n'ont pas reçu suffisamment d'exposition solaire pour blanchir le signal dans tous les grains. L'ADM utilise une overdispersion intrinsèque au grain, alors que toute l'overdispersion

(comprenant l'overdispersion intrinsèque) est utilisée comme une incertitude de mesure par le CAM, une des faiblesses de ce dernier modèle (Guérin *et al.*, 2017a).

1.3.2. Doses résiduelles

Les mesures de doses résiduelles ont été faites sur plusieurs aliquotes de deux échantillons (BDX24931 et BDX24938). Les aliquotes de ces deux échantillons ont été blanchies avec un simulateur solaire Hönle SOL500 (800W.m^{-2} et à 80 cm de distance entre la lampe et l'échantillon). Chaque aliquote a été soumise à un blanchiment artificiel pour des durées de 15 min à 11 jours (16000 min). Les mesures de D_e ont été ensuite déterminées pour chaque aliquote, utilisant le même protocole utilisé (SAR) pour les mesures pour la détermination des D_e en pIR-IR$_{290}$.

1.4. Détermination des débits de dose (D_r)

Les débits de dose externes alpha, bêta et gamma reçus par les grains de feldspath ont été déduits des mesures par spectrométrie gamma BEGe à bas bruit de fond (Guibert & Schvoerer, 1991). Le débit de dose interne des feldspaths a été dérivé de la teneur en K interne, choisie à 10,0 ± 2,5 % (Huntley & Hancock, 2001). Une *a-value* de 0,08 ± 0,02 a été supposée (Rees-Jones, 1995). Pour tenir compte de la différence des coefficients d'absorption de masse entre l'eau et les éléments sédimentaires, nous avons utilisé les facteurs de conversions tirés de Guérin *et al.*, (2011) et Guérin *et al.* (2012b). Compte tenu de la profondeur élevée de la carotte (>4000 m) et par conséquent des échantillons, nous avons également estimé que les doses cosmiques reçues étaient négligeables (Prescott & Hutton, 1994).

Le problème le plus important est la teneur en eau, qui pourrait conduire à une sous-estimation ou une surestimation significative de l'âge obtenu (Aitken, 1998). Il existe une grande variabilité dans les valeurs de teneur en eau considérées pour les sédiments marins dans les études précédentes (Annexe 5). Par exemple, elles ont été estimées de 20 ± 5 % (Chivas *et al.*, 2001 ; Reeves *et al.*, 2008 ; Yi *et al.*, 2014) jusqu'à 100 ± 2 % (Berger, 2006b). Nous l'avons précédemment vu dans le chapitre 3 de la partie I, la teneur en eau ne peut excéder la

saturation. Même si lors du dépôt, les sédiments sont dans un milieu saturé en eau, au cours du temps et par compaction lors de la diagénèse, la teneur en eau diminue. Nous avons donc estimé les teneurs en eau des échantillons de la carotte MD04-2845. Les sédiments ont été pesés humides après échantillonnage et pesés une seconde fois après le séchage. Les teneurs en eau ont donc été calculées à partir des masses de sédiment humide et sec (Aitken, 1998) . Une valeur d'incertitude de 10 % a été attribuée pour couvrir toutes les incertitudes réalistes.

2. Modèles d'âge profondeur

Deux nouveaux modèles d'âge-profondeur ont été développés pour les carottes MD04-2845 et MD99-2343. Ces nouveaux modèles d'âge utilisent les âges numériques déjà disponibles, mais également des points de contrôle isotopiques et les nouveaux âges IRSL pour la carotte MD04-2845.

Notre modélisation bayésienne utilisée ne considère pas le taux de sédimentation comme un *a priori* (comme c'est le cas d'autres modèles bayésiens). Pour cette raison, nous avons utilisé le logiciel ChronoModel v. 2.0 (Lanos & Dufresne, 2019) pour construire le modèle chronologique le plus fiable pour les carottes sédimentaires marines MD04-2845 et MD99-2343. L'information *a priori* incluse dans le modèle est d'ordre stratigraphique selon la profondeur des échantillons datés. Pour une description détaillée du modèle bayésien, le lecteur peut se référer à la publication de Lanos & Philippe (2018). La calibration des âges ^{14}C a été réalisée à l'aide de Marine20 (Heaton *et al.*, 2020). Nous avons choisi de garder la correction de l'effet réservoir donnée par Marine20, qui est d'environ 500 ans (*ibid.*). Pour comparaison, nous avons déterminé l'âge réservoir régional actuel à partir de 10 stations localisées de la Bretagne jusqu'au bassin d'Arcachon (Broecker & Olson, 1961 ; Mangerud *et al.*, 2006 ; Tisnérat-Laborde *et al.*, 2010). Les données sont disponibles en ligne dans la base de données des âges réservoirs marins (Reimer & Reimer, 2001). L'âge réservoir régional calculé est de 383 ± 53 ans, qui est plus jeune que celui déterminé par Marine20, qui est global et moyenné.

La distribution *a posteriori* des dates/âges échantillonnés a été estimée à l'aide d'échantillons simulés par des algorithmes de Monte Carlo par chaines de Markov (MCMC). Ensuite, les échantillons MCMC de la distribution postérieure conjointe ont été analysés dans le R-package ArchaeoPhases v. 1.4.5 (Philippe & Vibet, 2020). Dans un premier temps, nous

représentons l'intervalle de crédibilité à 95% pour chaque échantillon daté de notre collection. L'intervalle de crédibilité a été calculé à partir de la distribution *a posteriori* de chaque échantillon daté. Il s'agit de l'intervalle le plus court contenant la date de l'échantillon avec une probabilité *a posteriori* de 95 %. En d'autres termes, il existe une probabilité de 95 % que la date inconnue de l'échantillon se trouve dans cet intervalle. Ensuite, nous avons estimé la courbe âge-profondeur à partir de cette séquence d'âges et de leur profondeur. La courbe a été estimée par la régression locale classique (LOESS), qui est appliquée pour exprimer l'âge en fonction de la profondeur. L'estimation de la courbe dépend de l'ensemble des âges, qui sont inconnus mais dont la distribution *a posteriori* est fournie par le modèle chronologique. Grâce à l'échantillon MCMC, nous avons facilement pu estimer la distribution *a posteriori* de la courbe profondeur-âge à chaque valeur de la profondeur. Par conséquent, nous avons prédit l'âge des niveaux non datés. Pour chaque valeur de profondeur, nous résumons la distribution *a posteriori* de l'âge par sa valeur médiane et les intervalles de crédibilité à 68 % et 95 %.

Conclusion

Nous venons de voir que l'amélioration des chronologies des carottes sédimentaires marines MD04-2845 et MD99-2343 relèvent de méthodes chronologiques. L'ajout de 13 échantillons IRSL pour la carotte MD04-2845 va permettre d'obtenir des âges numériques pour la partie la plus ancienne de la carotte qui correspond à la période d'étude de la fin du Paléolithique moyen. La comparaison de certains échantillons datés par IRSL et d'autres par ^{14}C va permettre de vérifier notre méthodologie de datation. Enfin, l'utilisation d'un nouveau type de modèle d'âge appliqué à ces deux carottes, et utilisant des statistiques bayésiennes et des contraintes stratigraphiques va permettre de mieux contraindre les âges. Cette contrainte va améliorer les chronologies des changements paléoclimatiques et paléoenvironnementaux qu'ont connu les Néandertaliens et HAM en Europe occidentale.

Chapitre 3 : Paléopalynologie dans les carottes sédimentaires marines

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter la méthodologie employée dans l'extraction des grains de pollen jusqu'à l'interprétation des résultats polliniques en termes de végétation et climat. Nous nous focaliserons sur le protocole d'extraction des grains de pollen et de spores et les critères utilisés pour leur identification. Les outils d'interprétation et méthodes statistiques utilisés pour remonter aux évolutions de végétation et climatique seront également présentés.

1. Le pollen et le cycle du végétal

Les pollen et spores sont des cellules vivantes nécessaires à la reproduction des plantes. Un grain de pollen est constitué de plusieurs cellules mâles. Il se forme dans les anthères des étamines d'une plante (Fig. 41). Ils sont dispersés par les vents, les fleuves ou les animaux (insectes, chauve-souris…). Une spore est la cellule reproductrice des bactéries et de différentes plantes tels que les algues, les champignons ou les fougères. Les spores et pollen ont des tailles variées comprises entre 10 et 150 µm dans les biomes végétaux des latitudes tempérées.

La paroi externe des grains de pollen et spore est composée d'une molécule, la sporopollénine. Cette substance confère au grain et à son enveloppe externe une résistance physique, une inertie chimique et une résistance aux attaques biologiques (Lézine, 2008). Elle comporte de fortes teneurs en carbone et en azote. Lors du processus d'oxydation, les composés organiques constituant le pollen sont détruits par les micro-organismes (Lézine, 2008 ; Lebreton *et al.*, 2017). De plus, d'autres altérations peuvent survenir face à des changements de températures et d'humidité brusques (alternance entre précipitations et sécheresses).

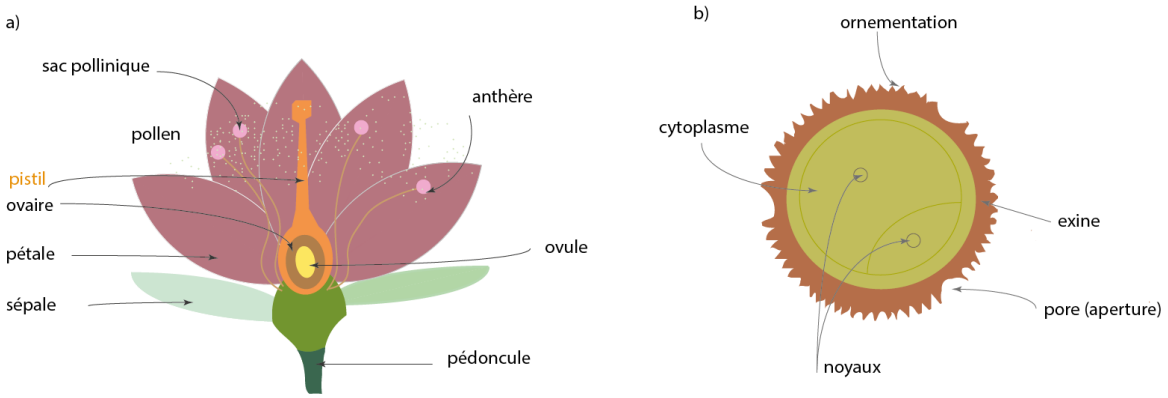


Fig. 41. a) Schéma représentant les éléments constituant une fleur et le lieu de production des grains de pollen, b) schéma d'un grain de pollen.

La qualité de la séquence pollinique est directement liée à l'état de conservation des grains de pollen et sores dans les séquences sédimentaires. Les séquences sédimentaires des lacs et des tourbières ont un contenu bas en oxygène et les palynomorphes sont bien conservés. Les séquences archéologiques, au contraire sont soumises à des périodes d'aérobie et la sporopollénine est dégradée entrainant bien souvent des hiatus dans les séquences polliniques (Moore *et al.*, 1991 ; Girard & Bui Thi, 2002 ; Lézine, 2008). De plus, ces séquences peuvent être soumises à des perturbations en raison de phases d'érosion ou de processus taphonomiques, amenant également à des séquences polliniques fragmentaires ((Sánchez Goñi, 1996 ; Lebreton *et al.*, 2017)). Au contraire, le pollen conservé en contexte marin présente des avantages non négligeables pour l'étude de la végétation et des climats passés. Les grains de pollen et spores sont transportés jusqu'aux fonds marins où ils se déposent très rapidement avec les sédiments et les foraminifères en milieu anoxique (Hooghiemstra *et al.*, 1992). Les pollens des séquences sédimentaires prélevées au fond des océans mais proches des côtes montrent des évolutions végétales et climatiques continues et de bonnes qualités.

L'analyse pollinique en milieu marin est basée sur des hypothèses (Reille, 1990) initialement définies pour l'analyse des séquences terrestres :

- La pluie pollinique, c'est-à-dire les pollens et spores déposés au point de prélèvement représente fidèlement la végétation,
- leur dépôt et conservation ne modifient pas l'image de la pluie pollinique,
- l'extraction, le comptage et la détermination des grains de pollen et spores ne modifient pas non plus l'image de la pluie pollinique.

2. De l'échantillonnage de la carotte sédimentaire à la lame au microscope

2.1. Echantillonnage de la carotte

Les échantillons pour les analyses polliniques ont été prélevés dans la partie travail des carottes marines, celles non utilisées pour le prélèvement des échantillons pour la datation par luminescence.

Une étude pollinique sur la carotte MD04-2845 a déjà été effectuée (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Cette étude a été réalisée avec une résolution entre chaque échantillon de l'ordre de 5-10 cm, correspondant à une résolution temporelle estimée entre 0,5 et 1,0 ka en moyenne. Dans le cadre de ce travail de thèse, 84 échantillons compris entre 1130 et 1710 cm de profondeur ont été rajoutés afin d'augmenter la résolution temporelle et ainsi cerner plus précisément les changements de végétation et climatiques.

L'analyse pollinique de la carotte MD99-2343 constitue une première étude pollinique. 126 échantillons compris entre 1122 et 2048 cm de profondeur ont été analysés avec une résolution comprise 6 et 10 cm de profondeur. Parmi ces 126 échantillons, 8 ont été étudiés par Jonathan Lesven lors de son master 1 (Université de Brest)[28] et 6 par Maria F. Sànchez-Goñi.

2.2. Protocole chimique

Le protocole d'extraction des grains de pollen et spores des sédiments marins utilisé au laboratoire EPOC[29] est constitué de plusieurs étapes (voir en annexe 1 pour sa description complète). Une première étape vise à un tamisage humide des sédiments marins (entre 2 à 5 cc). L'estimation du volume de sédiment est obtenue par l'ajout d'une quantité de sédiment (~5 g) dans une éprouvette graduée contenant 15 ml d'eau distillée. Le volume de sédiment est la différence du volume d'eau avant et après l'ajout du sédiment. Le tamisage réalisé avec un tamis de maille 150 µm permet de séparer les différents proxies climatiques selon leur taille.

[28] Jonathan Lesven, « Impact de l'évènement d'Heinrich 5, ~47 – 50 ka, sur les îles Baléares », mémoire de stage de Master 1, soutenu en juin 2019.
[29] Le protocole d'extraction des grains de pollen est également accessible en ligne sur le site du laboratoire EPOC à cette adresse : https://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_paleo_pollens

Deux fractions sont ainsi obtenues : la fraction fine (<150 µm) contenant les grains de pollen et spores et la fraction supérieur (>150 µm), composée de foraminifères et de sédiments grossiers *i.e.* les IRD.

La fraction fine est attaquée chimiquement avec de l'acide chlorhydrique (HCl) à froid (10 %, 25 % et 75 %) pour supprimer tous les organismes et particules calcaires. La suppression des silices et silicates (SiO_2) est effectuée par une attaque à l'acide fluorhydrique (HF) également à froid (45 % et 70 %). La concentration des pollen et spores dans un résidu dit pollinique s'effectue par un filtrage au moyen d'ultrasons au travers d'un filtre en nylon de 10 µm. Ce résidu une fois centrifugé est mélangé avec de la glycérine bidistillée ou glycérol ($HOH_2C–CHOH–CH_2OH$) qui est un milieu liquide permettant la mobilité des grains de pollen et spores.

2.3. Montage des lames

Le résidu pollinique est introduit entre une lame et une lamelle pour son observation au microscope optique. La mobilité des grains de pollen et spores permet de les regarder en vues polaire et équatoriale aidant ainsi fortement à leur identification. La conservation de ce résidu pour une réutilisation éventuelle se fait par l'ajout de quelques gouttes de phénol (1 % de phénol dans 1 L de glycérol).

2.4. Identification des grains de pollen et spores au microscope optique

L'identification d'un grain de pollen ou d'une spore réside dans une combinaison de plusieurs éléments morphologiques qui constituent une carte d'identité du pollen : taille, formes, apertures et ornementations (Fig. 42). Le principe même de la discipline propose que la morphologie n'a pas varié au cours du temps. Deux formes générales de grains se distinguent : sphérique ou elliptique. Certains grains possèdent des ballonnets, notamment chez les conifères (*Picea*, *Pinus*, *Cedrus* et *Abies*), ou des plis dans la longueurs appelés polyplicaturés chez le genre *Ephedra*. Pour les spores, une « cicatrice » rectiligne ou triradiée arbore la paroi. Un autre critère est le nombre d'apertures, qui est une zone de faible résistance de la paroi permettant la sortie du tube pollinique contenant le matériel génétique (Fig. 42). Ces apertures peuvent être des pores, des sillons, une combinaison de pores et sillons ou aucune

aperture. Le nombre d'apertures varie aussi d'une espèce à une autre. Le dernier critère est l'ornementation. Il s'agit de la structure et de la sculpture de la paroi du grain. Celle-ci peut être sans sculpture ou ornée de sculptures de formes variées : épines, granules…

Tous ces critères morphologiques combinés font partie de clés de détermination permettant d'identifier le grain de pollen/spore et les relier à la plante émettrice (Erdtman, 1943 ; Turon, 1984).

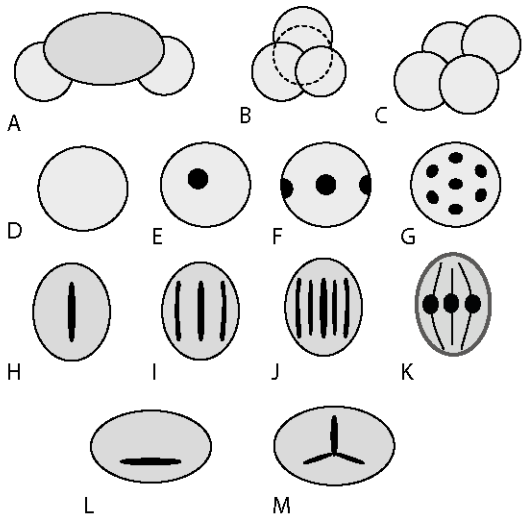


Fig. 42. Exemple de caractères morphologiques des grains de pollen et spores. Pollen (A à K) : A), pollen à ballonnets (conifères), B) pollen tétraédrique, C) tétrade plane, D) inaperturé, E) monoporé, F) triporé, G) périporé, H) monocolpé, I) tricolpé, J) polyplicaturé, K) tricolporé. Spores L) monolète et M) trilète. (modifié d'après Moore *et al.*, 1991).

Cette reconnaissance se fait à l'aide de photographie de pollen et spores modernes issus d'atlas photographiques (Moore *et al.*, 1991 ; Reille, 1992) mais également de lames microscopiques de collections contenant de grains de pollen d'espèces actuelles.
L'identification et le comptage de chaque grain de pollen et spores par lame microscopique a été effectué avec un microscope optique Zeiss Axioscope Imager A1 avec des grossissements optiques de x400 pour le repérage et de x1000 (avec de l'huile à immersion).

3. Calcul des pourcentages et concentrations polliniques

3.1. Pourcentages polliniques

Afin d'obtenir une image fiable du type et de la composition floristique de la végétation source à partir de l'assemblage pollinique obtenu, plusieurs travaux ont montré la nécessité d'identifier au moins 100 grains de pollen et 20 morphotypes polliniques (taxons) (Janssen,

1981 ; Mc Andrews & King, 1976). Considérant que les échantillons des sédiments marins ont une surreprésentation de pollen de Pinus (Heusser & Balsam, 1977), nous comptons un minimum de 100 grains de pollen en dehors de *Pinus*.

Nous avons voulu vérifier que ce nombre de 100 grains de pollen identifiés était suffisant pour obtenir des pourcentages polliniques statistiquement fiables. Un test statistique a été réalisé en vue de cette vérification. Le test, intégré dans un programme développé (non publié) par S. Desprat (EPHE, EPOC) est réalisé sous R. La méthode se base sur un test non-paramétrique, le test de Kolmogorov-Smirnov (K-S). Il s'agit d'un test d'hypothèse pour déterminer si un échantillon suit bien une loi donnée par sa fonction de répartition connue ou bien si deux échantillons suivent la même loi. Le test peut être aussi modifié pour servir de test d'ajustement, ce qui est notre cas ici. Dans le cas du test de normalité de la distribution, les échantillons sont normalisés et comparés à une distribution normale standard. Cela revient à définir la moyenne et la variance de la distribution de référence, égales aux estimations de l'échantillon. Le test est basé sur le comptage brut c'est-à-dire le nombre total de grains de pollen identifié pour chaque échantillon. Le programme simule 10 000 échantillonnages aléatoires pour un seuil du nombre total de pollen donné (n = 10, 20, 30 … 100, …). Le test a été effectué avec trois échantillons différents de la carotte MD99-2343, dont le nombre total de pollen compté diffère (Fig. 43) : 1252 cm (n=209), 1330 cm (n=101) et 1460 cm (n=120).

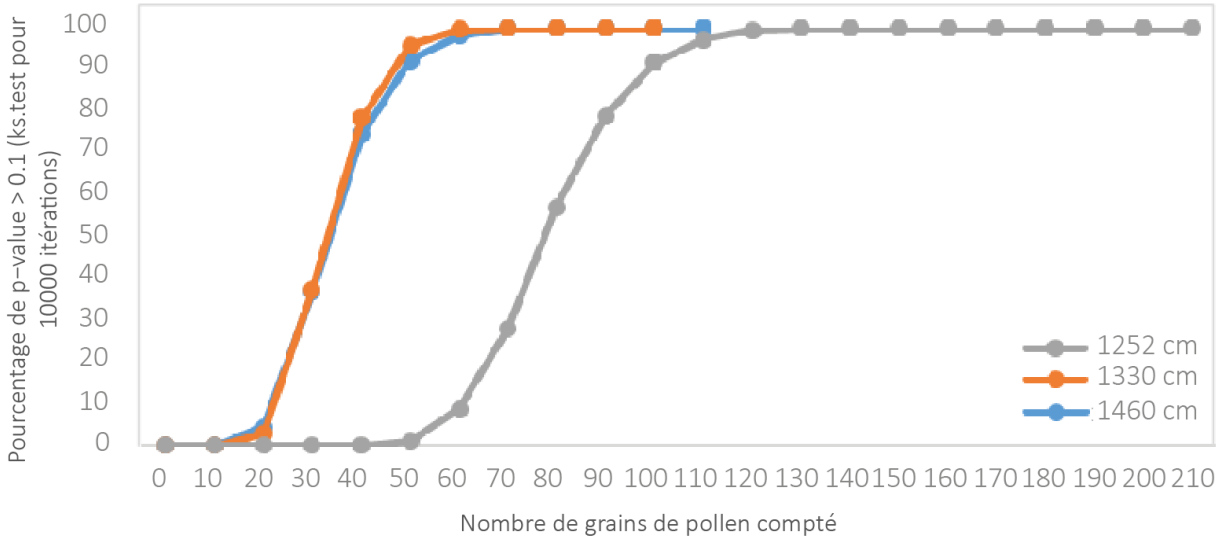


Fig. 43. Seuils de représentativité minimale du comptage pollinique

Pour atteindre un seuil de plus de 98 %, le nombre de pollen comptés doit être compris entre 65 et 110 grains de pollen. Ce seuil est atteint plus tôt dans les deux échantillons des profondeurs 1330 et 1460 cm à partir de 60 pollen comptés. Pour l'échantillon de la profondeur 1252 cm, celle-ci est atteinte à partir de 110 grains de pollen.

Dans le cadre de cette thèse, le nombre minimal de grains de pollen à identifier était de 100 pollen. Néanmoins, nous avons considéré qu'une valeur de 65 grains de pollen minimum était acceptable pour des échantillons pauvres en pollen. Nous avons choisi cette valeur car pour au moins deux échantillons, les pourcentages de p-value > 0,1 atteignent près 100 %. Cependant, nous voyons que pour ces deux échantillons, le nombre de pollen compté est de 100 environ. Pour l'autre échantillon, la p-value se rapproche de 100 % à partir de 120 pollen tandis que 210 pollen ont été compté. Le décalage entre les échantillons montre que la méthode statistique est sensible au nombre de pollen compté. Les échantillons dont le nombre total n'atteint pas cette valeur de 65 pollen n'ont pas été intégrés dans le calcul des pourcentages et donc dans les diagrammes polliniques.

Les pourcentages polliniques des différents types de pollen des plantes terrestres ont été calculés sur la base de la « somme totale » ou « *total sum* », c'est-à-dire tous les grains de pollen identifiés, excluant le *Pinus*, les plantes aquatiques, les spores et les grains de pollen non identifiables. Les pourcentages de *Pinus* a été calculé sur la base de la somme principale plus le pollen de *Pinus*. Les pourcentages des autres grains de pollen et spores ont été calculés par rapport à la « somme totale » (pollen des plantes terrestres et aquatiques, spores et morphotypes non identifiables).

3.2. Concentrations polliniques

Pour calculer les concentrations des différents grains de pollen et spores identifiés, l'ajout d'une espèce de spore exogène à la région européenne au début du traitement d'extraction des grains de pollen est effectué (Stockmarr, 1971). Cette spore de *Lycopodium* (Fig. 44), conservée dans des pastilles de quantités connues (n = 20848, 19332, ou 18407) et ajoutée dans le sédiment, est comptée en même temps que les grains de pollen et spores dans la lame microscopique. En connaissant

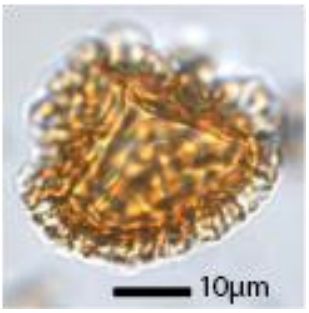


Fig. 44. Spore de *Lycopodium* utilisée pour le calcul des concentrations polliniques

le nombre total ajouté et le nombre compté de *Lycopodium* dans une lame microscopique, les concentrations par unité de volume de chaque taxon ou de groupes écologiques peuvent être calculées d'après cette équation suivante. Cette valeur est une sorte de traceur qui donne une idée du rendement au sein du sédiment.

$$\frac{\left(\text{nombre de pollen du taxon A x}\frac{\text{total lycopodes}}{\text{lycopodes comptés}}\right)}{\text{volume de sédiment traité}}$$

Exemple : $\frac{\left(100 \text{ pollen dans la lame x}\frac{20848 \text{ lycopodes ajoutés}}{460 \text{ lycopodes comptés}}\right)}{3 \text{ mL}}$) = 378 pollen et spores dans le sédiment.

Pour que le résidu compté soit représentatif de l'échantillon analysé, un minimum de 200 individus (incluant *Lycopodium* et les grains de pollen) sont comptés dans chaque échantillon (Finsinger & Tinner, 2005). Des concentrations polliniques ont été calculées aussi pour les échantillons qui n'ont pas atteint les 65 grains de pollen. La courbe de concentrations polliniques totales dans les sédiments permettra de visualiser les variations dans l'abondance des grains de pollen atteignant les fonds marins. Une concentration pollinique faible peut être interprétée comme liée à une période de changements climatiques impactant la quantité de végétation, la production pollinique et transport des grains de pollen par les fleuves ou les vents. Elle peut être également liée à une augmentation ou diminution du niveau marin faisant varier la distance entre le site carotté et la végétation source.

3.3. Incertitude associée aux pourcentages polliniques

L'estimation de l'intervalle de confiance des pourcentages polliniques a été déterminée d'après le méthode de Clopper-Pearson (Clopper & Pearson, 1934). Cette méthode est basée sur les probabilités cumulatives d'une distribution binomiale.

Cette méthode a été utilisée par Suchéras-Marx *et al.* (2019) et le lecteur peut se référer à cette référence pour la méthodologie statistique complète de l'approche. Les auteurs ont calculé les intervalles de confiance à 95 % pour une étude paléoclimatique basée sur

l'abondance de coccolithophores[30]. Leurs résultats montrent que les taxa les plus abondants et les intervalles de confiance (estimés pour chaque échantillon) des variations significatives et des tendances à long terme sont observables. En revanche, très peu de variation sont distinguables pour les taxons les moins abondants.

Nous avons estimé l'intervalle de confiance des pourcentages des groupes écologiques les plus importants, considérant qu'ils sont suffisamment significatifs, dès lors qu'ils permettent d'identifier les changements climatiques millénaires. Ces derniers seront utilisés dans la suite de cette thèse pour déterminer les changements environnementaux et climatiques, par exemple, les variations des pourcentages de la forêt tempérée pour identifier les évènements de Dansgaard-Oeschger. Il apparait judicieux de calculer les incertitudes des pourcentages polliniques pour chaque échantillon.

Les intervalles ont été déterminés avec la fonction «*exactci*» dans le package PropCIs v. 0.3.0 (Scherer, 2018) dans R Studio. Pour chaque profondeur, le programme détermine les intervalles de confiance minimaux « CI-l » et maximaux « CI-u » (Annexe 4). Les valeurs quantitatives des incertitudes ont été déterminées par la valeur comprise entre les deux valeurs minimales et maximales, données par les intervalles de confiance.

Pour ce test, tous les pourcentages ont été intégrés, même les échantillons « non représentatifs » pour vérifier l'hypothèse d'une sensibilité au nombre de pollen total identifié, considérant que cette variable est prise en compte dans le calcul.

4. Outils dans l'aide à l'interprétation

4.1. Les diagrammes polliniques

Les diagrammes polliniques représentent l'évolution de chaque taxon en fonction de la profondeur ou du temps. Les diagrammes polliniques détaillés issus de l'analyse des deux carottes sédimentaires marines sont présentés en annexe 3. Les diagrammes polliniques

[30] Les coccolithophores sont une classe comprenant des espèces d'algues exclusivement marines. Dans le chapitre 2 de la partie IV, une de ces espèces, *Emiliania huxleyi* va nous servir d'indicateur de la température des eaux de surface et nous permettre d'identifier les périodes froides (notamment les HSs).

détaillés comportant tous les taxons peuvent être réduits en un diagramme synthétique incluant seulement les taxa les plus représentatifs.

De plus, dans les enregistrements des carottes MD04-2845 et MD99-2343, nous avons établi 5 groupes écologiques majeurs. Ces groupes rassemblent des plantes avec des affinités écologiques semblables, qui sont les plus informatives d'un point de vue climatique.

- Le premier groupe écologique est constitué des arbres et arbustes de la forêt tempérée : *Acer* (Erable), *Betula* (Bouleau), *Castanea* (Châtaigner), *Hedera* (Lierre), *Quercus* deciduous-type (Chêne caducifolié), *Alnus* (Aulne), *Corylus* (Noisietier), *Carpinus* (Charme), *Fagus* (Hêtre), *Ilex* (Houx), *Buxus* (Buis), *Juglans* (Noyer), *Platanus* (Platane), *Populus* (Peuplier), *Salix* (Saule), *Taxus* (if), *Daphne* (Laurier des bois), *Tilia* (Tilleul), *Ulmus* (Orme). Certains de ces taxa sont considérés comme des arbres pionniers, c'est-à-dire les premiers à se redévelopper : *Betula*, Cuppressaceae, *Hippophae*.

- La forêt boréale est composée des pollen à ballonnets : *Abies* (Sapin) et de *Picea* (Epicéa).

- Un groupe nommé plantes semi-désertiques dominées par les Amaranthaceae (*e.g*. salicorne), *Artemisia* (Armoise), *Ephedra distachya* et *fragilis* types.

- Le groupe des bruyères est composé de la famille des Ericaceae incluant notamment l'espèce *Calluna* (Callune).

- Enfin, le dernier groupe contient les herbacées ubiquistes, nommé « prairies » composé principalement de : Apiaceae (*e.g.* Persil), *Taraxacum*-type (*e.g.* Pissenlit), Brassicaceae (*e.g.* Navet), Caryophyllaceae (*e.g.* Œillet), *Helianthemum* (*e.g.* Hélianthème), Cyperaceae (*e.g.* Scirpe), Fabaceae (*e.g.* Fèves), Lamiaceae (*e.g.* Lavande), *Mentha*-type (*e.g*. Menthe), *Plantago* (*e.g.* Plantain), Poaceae (*e.g.* Graminées), Rosaceae (*e.g.* Roses), Urticaceae (*e.g.* Ortie)…

Dans l'enregistrement de la carotte MD99-2343, nous avons rajouté un autre groupe, à ces 5 groupes écologiques, les arbres et arbustes méditerranéens (sclérophylles). Ce groupe est constitué de *Pistacia* (Pistachier), *Cistus* (Ciste), *Quercus* « evergreen » (Chêne à feuillage persistant), *Olea* (Olivier), *Phillyrea* (Filaire).

Les diagrammes polliniques sont obtenus à partir des pourcentages de chaque taxons et sont ensuite tracés à l'aide du programme psimpoll (Bennett, 2008).

La description et interprétation paléoécologique et paléoclimatique des diagrammes polliniques est facilitée par l'établissement des zones polliniques. Ces zones polliniques sont définies comme étant une masse de sédiment ayant une teneur constante et homogène en pollen et spores fossiles, qui se distingue des masses de sédiments adjacentes par des différences dans le type et la fréquences des grains de pollen et fossiles (Gordon & Birks, 1972). Nous avons réalisé une analyse par cluster avec contrainte stratigraphique, qui est une méthode multivariée de définition statistique de zones stratigraphiques, afin d'établir les zones polliniques. Nous avons utilisé le programme CONISS (Grimm, 1987). L'algorithme opère une matrice de dissimilarités des distances euclidiennes au carré. Un dendrogramme est généré, illustrant les relations hiérarchiques des clusters définis par l'analyse. Les zones polliniques peuvent être délimitées en coupant le dendrogramme à une hauteur de dissimilarité donnée. L'analyse par cluster et le dendrogramme pour les deux carottes sédimentaires marines (MD04-2845 et MD99-2343) ont été effectuées utilisant le programme chclust dans le package *rioja* (*Analysis of Quaternary Science Data*) v.0.9.26 (Juggins, 2019) dans RStudio (v. 1.2.5019). Le nombre de zones polliniques significatives a été déterminé en utilisant un partitionnement optimal avec une somme des carrés minimale et une méthode à bâtons rompus utilisant le package vegan v. 2.5-7 (Oksanen *et al.*, 2020).

4.2. Analyses par composantes principales (ACP)

Plusieurs utilisations d'analyses par composantes principales ont permis d'interpréter les résultats paléoenvironnementaux et paléoclimatiques des deux carottes marines.

L'analyse en composantes principales (ACP) a été appliquée aux pourcentages de pollen afin de réduire la dimensionnalité et de détecter les fluctuations climatiques et environnementales. Sur les cent vingt-cinq taxons d'Europe occidentale (excluant *Pinus*, les spores, aquatiques et les grains de pollen non identifiés), les soixante-douze taxons au moins une fois présents dans la séquence, ont été retenus pour créer l'ACP sans normalisation. Avant l'analyse, une transformation de Hellinger a été utilisée (Legendre & Gallagher, 2001). Cette

transformation a été utilisée pour normaliser la variance des différents taxons et la rendre ainsi plus adaptée aux méthodes d'ordination basées sur les distances euclidiennes telles que l'ACP. La transformation de Hellinger a été effectuée à l'aide du paquet R-vegan (Oksanen *et al.*, 2020). Cependant, une réduction a été appliquée pour ne retenir que les taxons contribuant le plus sur l'ACP avec la fonction « filter.p » du package paleoMAS (Correa-Metrio *et al.*, 2012). Elle réduit les données polliniques sur la base de filtres pour un seuil d'abondance minimale des taxons et pour un nombre d'échantillons donné. Un filtrage avec un seuil de 5 % d'abondance pour au moins 5 échantillons a été choisi. Les principaux taxons ont été déterminés par la variance et représentés sur les ACP.

Les analyses ont été réalisées dans l'environnement RStudio avec trois packages, factoMineR v. 2.3 (Husson *et al.*, 2017), factoextra v. 1.0.7 (Kassambara & Mundt, 2020) et paleoMAS v. 2.0.1 (Correa-Metrio *et al.*, 2012) pour extraire et visualiser les résultats des données multivariées.

Conclusion

Nous venons de voir dans ce chapitre, que la palynologie permet de reconstruire les environnements et climats passés. Il est ainsi possible de documenter des changements de végétation à partir des pourcentages des taxons, mais aussi de groupes écologiques, regroupant certains taxons selon des besoins écologiques et climatiques similaires. Les enregistrements polliniques des deux carottes marins pourront être comparés avec l'enregistrements archéologiques des TCLs. La méthode utilisée dans l'établissement de ces enregistrements sera présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 4 : Bases de données et modélisations chronologiques

Introduction

Pour comparer les chronologies des changements climatiques et environnementaux avec celles archéologiques, il est nécessaire que ces dernières soient fiables. Ainsi, dans ce chapitre, nous présentons la méthodologie que nous avons appliquée pour l'élaboration de nouvelles bases de données chronologiques pour les sites archéologiques du Sud-Ouest de la France et la Méditerranée nord-occidentale. Dans les deux dernières sections, nous aborderons les choix et méthodes que nous avons appliqués dans les modèles chronologiques pour pouvoir évaluer les durées des TCLs.

1. Pour des chronologies archéologiques fiables des expressions technologiques et culturelles

1.1. Bases de données chronologiques

Replacer les changements technologiques et culturels dans leur contexte temporel, c'est-à-dire leur émergence, durée et déclin demande des chronologies fiables, fondées sur des bases de données chronologiques.

Actuellement, peu de base de données chronologiques, qui recensent toutes les méthodes de datation et englobent à la fois le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur sont disponibles. Quand elles existent (*e.g.* Vermeersch, 2021[31]), elle ne sont pas « critiquées », c'est-à-dire que les âges ne sont plus replacés dans leurs contextes archéologiques, taphonomiques ou géologiques. D'autres bases de données existent pour le Paléolithique supérieur, surtout daté par ^{14}C et dont certaines sont accessibles (Jöris *et al.*, 2011 ; d'Errico *et al.*, 2011). Cependant, des mises à jour de ces bases de données chronologiques sont nécessaires

[31] Il s'agit actuellement de la version 28. Ce travail de base de données a été commencé en 1995 à la suite du congrès INQUA (Berlin) et fait partie du projet *European Late Pleistocene Isotopic Stages 2 & 3: Humans, Their Ecology & Cultural Adaptations* (dir. J.-R. Miskovsky). La première version a été disponible en 2002.

à mesure que de nouvelles datations et nouvelles méthodologies sont disponibles. Sans une évaluation des âges et de leur contexte, les interprétations relatives aux chronologies des évènements archéologiques (biologiques, culturels) peuvent être trompeuses ou incorrectes (Guibert *et al.*, 2008 ; Pettitt & Zilhão, 2015).

Nous avons vu dans le chapitre 3 de la partie I de ce travail, qu'un certain nombre de conditions doit être validé pour que les chronologiques archéologiques soient les plus fiables possibles (*i.e.* os datés témoins d'activités humaines, méthodes de prétraitement, échantillons bien situés dans leur contexte archéologique ou taphonomique…). Ainsi, les âges radiométriques et paléodosimétriques doivent être évalués avant d'être intégrés dans les modèles.

1.2. Sélection des âges dans les nouvelles bases de données archéologiques

Les nouvelles bases de données archéologiques sont constituées d'âges recensés à partir de la littérature scientifique de ces dernières années. Nous avons associé aux âges, des critères de qualité tels que mis en œuvre par Guibert *et al.* (2008). Les auteurs classaient les âges selon quatre indices de qualité (numérotés de 0 à 3). Dans ce travail de thèse, le but est de reprendre ce système de classification pour avoir des bases de données commentées et fiables, qui pourront être réutilisées et mises à jour pour de futurs travaux.

L'indice 0 est le critère le moins fiable et indique qu'aucune garantie sur la fiabilité de la datation n'est disponible. Retirer ce type de données aurait été ambigu et pourrait être interprété comme une omission volontaire de ces âges dans les bases de données.

L'indice 1 indique que seul l'ordre de grandeur de la datation peut être retenu. Il s'agit de jalons chronologiques dont les auteurs ont révélé l'incertitude qualitative pour lesquels nous avons considérés que l'évolution des méthodes ces dernières années/décennies empêchait une prise en compte suffisamment sure des résultats. Dans nos bases de données, cet indice est par exemple appliqué pour des âges ^{14}C proches de la limite temporelle de la méthode et des données sans incertitudes (*e.g.* > 45 BP).

L'indice 2 indique que des datations ont été obtenues selon des méthodologies à une époque donnée et depuis, des progrès méthodologiques ont été réalisés.

L'indice 3 est attribué à des datations présentant actuellement le plus de fiabilité sur le point de vue méthodologique et contextuel.

Nous n'avons pas retenu de nombreux sites pour de maintes raisons. Ces raisons sont référencées en note dans les deux bases de données. Ces exclusions sont le plus souvent liées à des âges qui ont été réalisés sur des matériaux provenant de niveaux archéologiques remaniés. D'autres sont liées à des unités archéologiques qui combinent deux ou plusieurs techno-complexes, rendant difficile une attribution fiable d'un âge à un TCL ou une culture spécifique. Certains sites n'ont pas été intégrés, car l'attribution technologique des assemblages reste incertaine, bien que les âges ont été considérés comme fiables.

Pour les techno-complexes, en particulier ceux du Paléolithique moyen, nous avons repris la définition celle proposé par Faivre *et al.* (2017), basée principalement sur les systèmes de production lithique qui peuvent faire l'objet de comparaisons régionales (Vaissié *et al.*, 2017 ; Eixea, 2018 ; Banks *et al.*, 2021).

L'affectation des indices de qualité sur les âges dans les bases de données est provisoire. Des résultats peuvent être reclassés ou déclassés à l'avenir, par exemple en raison de progrès méthodologiques ou d'études archéologiques plus approfondies. Les âges d'indices les plus élevés ont été intégrés dans un modèle chronologique utilisant des statistiques bayésiennes prenant en compte les contraintes stratigraphiques appliquées aux niveaux archéologiques. De plus, nous pourrons vérifier si ces expressions technologiques et culturelles sont diachroniques ou non pour le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur.

2. Modélisations chronologiques bayésiennes

2.1. Réflexions et choix méthodologiques : définition de la phase

L'élaboration du modèle chronologique et l'interprétation qui en découle dépend de la problématique archéologique. Pour étudier la fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur, un modèle adapté devait être proposé. En effet, bien qu'il soit reconnu que les cultures archéologiques du Paléolithique supérieur sont bien contraintes et se succèdent de façon stricte (sans contemporanéité possible) dans l'espace et le temps (Discamps *et al.*, 2011 ; Banks *et al.*, 2013 ; Banks *et al.*, 2019), il n'en est pas de même pour celles du Paléolithique moyen (Guibert *et al.*, 2008 ; Vieillevigne *et al.*, 2008 ; Lahaye & Guérin, 2016).

Dans le modèle chronologique, c'est la définition de la phase qui va impacter l'interprétation archéologique. La phase peut être définie comme un niveau archéologique,

constitué d'évènements ou comme une culture à l'échelle régionale (Banks et al., 2019). Dans notre étude, nous avons défini la phase comme étant l'unité archéologique, constituée d'une ou de plusieurs datations. Ces datations constituent des évènements, ordonnés de manière hiérarchique sur la base de la stratigraphie. Ainsi, pour chaque site, plusieurs phases ont été également ordonnées. Nous avons fait le choix de ne pas faire un « multiphasage » basé sur un deuxième niveau d'information, qui est la culture archéologique à l'échelle régionale/continentale comme cela est proposé par d'auteurs comme Banks *et al.* (2019). Nous avons fait ce choix, car bien que leur proposition de modèle soit valide pour les techno-complexes du Paléolithique supérieur, relativement contraints chronologiquement, il n'en est pas de même pour ceux du Paléolithique moyen. Nous avons vu dans le chapitre 1 de ce manuscrit, qu'il existe une variabilité des TCLs du Paléolithique moyen, ce qui ne nous permet pas de faire ce deuxième niveau d'information. De plus, en considérant une phase culturelle, ce qu'on recherche c'est une durée des phénomènes culturels à l'échelle inter-sites, régionale ou continentale. Le but de ce travail de thèse est d'interroger à l'échelle d'une région le positionnement chronologique des TCLs. Nous considérons que, bien que les données stratigraphiques montrent qu'un TCL A est antérieur à un TCL B dans un site et que seul le TCL B est présent dans un second, rien n'indique une contemporanéité, à part quand elles existent, les données chronologiques. Ainsi, intégrer une phase supplémentaire telle que définie par ces auteurs, c'est imposer une contemporanéité pas forcement réelle chronologiquement à l'échelle d'une région, d'un continent.

2.2. Base de données et intégration dans les modèles chronologiques

Deux bases de données régionales ont été créés, une pour le Sud-Ouest de la France et la région cantabrique et l'autre pour la vallée du Rhône et le nord-est de la péninsule Ibérique. Celle du Sud-Ouest de la France est actualisée à partir de celle de Guibert *et al.* (2008). Les régions d'étude ont été déterminées par la provenance des grains de pollen conservées dans les deux carottes marines, qui nous renseignent sur les environnements de ces deux régions. La base de données pour le Sud-Ouest de la France et la région cantabrique contient initialement 95 sites et plus de 1300 âges déjà publiés. La base de données pour la région Méditerranéenne contient initialement 34 sites et plus de 500 âges (Tableau 10). Les bases de données sont disponibles sur un fichier Excel, qui sera prochainement en libre accès.

Sites	Références principales
Sud-Ouest de la France	
Abri Blanchard	Bourrillon *et al.* (2018)
Abri Bourgeois-Delauney	Couchoud (2006)
Abri Cellier	White *et al.* (2018)
Abri Dubalen	Henry-Gambier *et al.* (2004)
Abri Pataud	Higham *et al.* (2011)
Abri Peyrony	Soressi *et al.* (2013)
Abri Suard	Blackwell *et al.* (1983)
Arcy-sur-Cure	Higham *et al.* (2010) ; Hublin *et al.* (2012) ; Welker *et al.* (2016)
Artenac	Frouin (2014)
Barbas I et **III**	Valladas *et al.* (1999)
Bois clair	Bernard-Guelle *et al.* (2017)
Bordes-Fitte	Aubry *et al.* (2012 ; 2014) ; Thomsen *et al.* (2016)
Camiac	Discamps *et al.* (2012)
Caminade	Lenoble (2006)
Canolle La Ferme	Bourguignon *et al.* (2018) non publié dans Mathias & Bourguignon, (2020)
Cantalouette	Guibert *et al.* (2008)
Cassenade	Discamps *et al.* (2019)
Castanet	White *et al.* (2012)
Chemin de Jupiter	Colonge *et al.* (2015) ; Deschamps *et al.* (2016) ; Brenet *et al.* (2017)
Chez Pinaud	Richter *et al.* (2013)
Combe Brune 2	Frouin (2014)
Combe Capelle Bas	Valladas *et al.* (2003)
Combe Grenal	Guibert *et al.* (2008)
Combe Saunière	Ajas *et al.* (2013)
Coudoulous	Jaubert *et al.* (2005)
Croix de Canard	Lahaye (2005)
Duclos	Hernandez *et al.* (2012)
Espagnac	Falguères & Jaubert (2001)
Le Flageolet	Evin *et al.* (1985) ; Rigaud *et al.* (2016)
Fonseigner	Valladas *et al.* (1987)
Gatzarria	Barshay-Szmidt *et al.* (2012)
Grotte des Fées	Gravina *et al.* (2005) ; Zilhão (2008)
Grotte des Hyènes (Brassempouy)	Buisson (1996) ; Henry-Gambier *et al.* (2004)
Grotte du Mas Vieil	Turq *et al.* (2020) non publié
Grotte Vaufrey	Hernandez *et al.* (2014)
Grotte XVI	Zilhão & d'Errico (1999) ; Lucas *et al.* (2007)
Igue des Rameaux	Guibert *et al.* (2008)
Isturitz	Zilhão & d'Errico (1999) ; Barshay-Szmidt *et al.* (2018)
La Berbie	Balter *et al.* (2002)
La Chauverie	Discamps *et al.* (2012) ;
La Ferrrassie	Higham *et al.* (2014) ; Guérin *et al.* (2015) ; Frouin *et al.* (2017) ; Talamo *et al.* (2020)
La Folie	Guibert *et al.* (2008)
La Quina station amont	Debénath *et al.* (1998) ; Higham *et al.* (2014) ; Frouin *et al.* (2017)
La Quina aval	Verna *et al.* (2012) ; Higham *et al.* (2014)
La Roche à Pierrot	Valladas *et al.* (1999) ; Higham *et al.* (2014)

La Rochette	Vogel & Waterbolk (1967) ; Soressi (2002)
La Tour Fondue	Pasty *et al.* (2012)
Le Moustier	Valladas *et al.* (1986) ; Soressi (2002) ; Higham *et al.* (2014)
Le Noisetier	Mourre *et al.* (2008)
Le Regourdou	Lebrun (2017) non publié dans Lahaye (2019)
Le Rescondudou	Jaubert *et al.* (1992)
Les Cottés	Talamo *et al.* (2012) ; Jacobs *et al.* (2015)
Les Forêts	Duttine *et al.* (2005)
Les Pradelles	Maureille (2008) ; Frouin *et al.* (2017)
Les Rochers de Villeuneuve	Beauval *et al.* (2002)
Les Rois	Verna *et al.* (2008)
Pech de l'Azé I	Schwarcz & Blackwell, (1983) ; Soressi (2002) ; Jacobs *et al.* (2016)
Pech de l'Azé II	Schwarcz & Blackwell (1983) ; Grün *et al.* (1991) ; Jacobs *et al.* (2016)
Pech de l'Azé IV	McPherron *et al.* (2012) ; Richter *et al.* (2013) ; Jacobs *et al.* (2016)
Quinçay	Evin *et al.* (1976)
Roc de Combe	Bordes (2002) ; Lorenzo Martinez *et al.* (2014)
Roc de Marsal	Guérin *et al.* (2012) ; Frouin (2014); Guérin *et al.* (2017)
Vieux Coutets	(Bourguignon *et al.*, 2004 ; Mathias & Bourguignon, 2020)
Sous les Vignes	Valladas *et al.* (1999)
Cantabrie	
Amalda	Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Arantbaltza II	Rios-Garaizar *et al.* (2022)
Axlor	Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Cobrante	Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Covajelos	Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Cueva Morin	Arrizabalaga *et al.* (2009) ; Maroto *et al.* (2012) ; Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Ekain	Higham *et al.*, (2014) ; Marín-Arroyo *et al.* (2018)
El Castillo	Wood *et al.* (2014)
El Cuco	Gutiérrez-Zugasti *et al.* (2018)
El Esquilleu	Baena *et al.* (2012)
Labeko-Koba	Wood *et al.* (2014)
La Vina	Wood *et al.* (2014) ; Marín-Arroyo *et al.* (2018)
Sud-Est de la France	
Abri des Pêcheurs	(Masaoudi *et al.* (1994) ; Valladas *et al.* (1999)
Abri du Maras	Richard *et al.* (2015) ; Richard *et al.* (2021)
Baume Flandin	Richard *et al.* (2021)
Bérigoule	Richter *et al.* (2007)
Brignole	Anderson *et al.* (2018)
Esquicho-Grapaou	Barshay-Szmidt *et al.* (2020)
Grotte des Barasses II	Richard *et al.* (2015) ; Richard *et al.* (2021)
Grotte du Figuier	Richard *et al.* (2015) ; Richard *et al.* (2021)
Grotte Mandrin	Slimak *et al.* (2022)
Grotte Tournal	Yokohama *et al.* (1987)
Jiboui	Duttine *et al.* (2005)
Ioton	Valladas *et al.* (1987)
La Baume Moula-Guercy	Willmes *et al.* (2016)
La Crouzade	Saos *et al.* (2020)

Le Portel Ouest	Tissoux (2004)
Les Auzières II	Marchal *et al.* (2009)
Les Canalettes	Valladas *et al.* (1987)
Mas-d'Azil	Jarry *et al.* (2017) ; Pallier *et al.* (2018)
Ramandils	Rusch *et al.* (2019)
Ranc-Pointu 2	Richard *et al.* (2021)
Régismont-le-Haut	Barshay-Szmidt *et al.* (2018)
Saint-Marcel	Szmidt *et al.* (2010)
Trou de la Mère Clochette	Szmidt *et al.* (2010)
Verpillière I	Floss *et al.* (2015)
Nord-Est de la péninsule Ibérique	
Abric Romaní	Bischoff *et al.*, (1994) ; Camps & Higham (2012) ; Vaquero *et al.* (2013) ; Sharp *et al.* (2016)
Coll Verdaguer	Daura *et al.* (2017)
Cova de Mollet	Maroto *et al.* (1996)
Estret de Tragó	Martinez-Moreno *et al.* (2004)
Foradada	Morales *et al.* (2019)
Fuentes de San Cristóbal	Maroto *et al.* (2012)
L'Arbreda	Birschoff (1989) ; Wood *et al.* (2014) ; Higham *et al.* (2014)
Roca Bous	Montes *et al.* (2001)
Reclau Viver	Maroto *et al.* (1996)
Teixoneres	Tissoux et al. (2006) ; Talamo *et al.* (2016) ; Ochando *et al.* (2020)

Tableau 10. Liste des sites présents dans les bases de données et les principales références associées. Les sites en gras sont ceux intégrés et discutés dans la suite de ce manuscrit.

Les critères méthodologiques, taphonomiques et d'échantillonnages préalablement expliqués (*ibid.*) ont été appliqués à ces bases de données. Les âges les plus fiables avec l'indice de qualité le plus élevé (*i.e.* 3) ont été intégrés dans les modèles bayésiens pour estimer les durées temporelles de chaque TCL dans chaque site archéologique.

Les modèles chronologiques ont été effectués avec ChronoModel v. 2.0.18 (Lanos & Dufresne, 2019) en prenant en compte l'archéostratigraphie entre les différentes couches archéologiques datées. Comme pour le modèle d'âge-profondeur de la carotte MD04-2845, ChronoModel a l'avantage d'intégrer plusieurs âges pour le même évènement/échantillon. La calibration des âges ^{14}C bruts se base sur la courbe de calibration la plus récente IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020). Les évènements (individuels ou regroupés) sont organisés dans les phases, que nous avons définies comme les couches archéologiques, associées aux TCLs. Le seul *a priori* que nous donnons est la stratigraphie dans chaque site entre les évènements datés et les couches archéologiques. Cet *a priori* est une donnée stratigraphique factuelle, en dehors de cas particuliers de problèmes taphonomiques importants. Nous avons choisi de ne pas imposer d'*a priori* sur la succession des différents TCLs, car bien qu'ils puissent être stratifiés dans le même site, ils ne sont pas forcément contemporains à l'échelle de la région. Les âges

des niveaux archéologiques au-dessus et au-dessous des niveaux archéologiques ciblés ont servi de bornes temporelles. Cependant, pour certains sites, cela n'a pas été possible et dans ce cas de larges intervalles de crédibilité ont été estimés.

Le modèle de ChronoModel permet de pénaliser automatiquement et statistiquement les mesures chronométriques dont les âges calibrés sont éloignés de la date d'évènement cible ou en contradiction avec la stratigraphie (*i.e. outliers*). Une méthode de détection des valeurs aberrantes dans ChronoModel n'est pas nécessaire (Lanos & Philippe, 2018). On peut cependant évaluer la présence d'une valeur aberrante en consultant la distribution postérieure de la variance individuelle (σ^2) associée à la date calibrée (t) et à la date de l'événement (θ). Le modèle d'évènement permet une robustesse lorsqu'il est confronté à des mesures aberrantes ou à des contradictions stratigraphiques.

La distribution *a posteriori* des âges/phases a été estimée à l'aide d'échantillons simulés par des algorithmes de Monte Carlo par chaînes de Markov (MCMC). Les distributions *a posteriori* et les intervalles de confiance à 68,2 % et 95,5 % ont été estimées pour chaque évènement et chaque phase (Annexe 6). Nous avons donc effectué la modélisation pour 22 sites du Sud-Ouest de la France et de la Cantabrie et 21 sites pour la région Méditerranéenne nord-occidentale.

Pour vérifier la robustesse des modèles Bayésiens, nous avons testé la convergence des chaines de Markov et l'absence de corrélation entre les valeurs successives. Nous avons vérifié si les chaines ont atteint leur équilibre pour calculer une estimation appropriée de la distribution a posteriori. Pour cela, le graphique de l'historique des chaînes (dates et variances), intégré dans ChronoModel a été vérifié pour rechercher des signes de convergence. Pour tous les échantillons modélisés, toutes les chaînes ont convergé.

Conclusion

A travers ce chapitre, nous avons vu les méthodes employées pour construire la chronologie des TCL en Europe occidentale. Pour que ces chronologies soient les plus fiables, des bases de données actualisées sont nécessaire. L'utilisation de modèles chronologiques, utilisant des statistiques bayésiennes permet également de modéliser les comportements technologiques et culturels, c'est-à-dire l'émergence, développement et déclin des TCLs des Néandertaliens et HAM. Une fois les chronologies archéologiques et paléoenvironnements

améliorées, à partir des méthodes mentionnées tout au long de cette partie IV du manuscrit, celles-ci pourront être confrontées. La comparaison permettra de mieux cerner les possibles synchronies entre changements environnementaux, climatiques et technologiques. Les deux chapitres suivants se focaliseront sur les résultats de ce travail de thèse pour les deux régions : le Sud-Ouest de la France et le Nord-Ouest de la Méditerranée.

PARTIE IV : CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX, CLIMATIQUES & TECHNOLOGIQUES ET CULTURELS EN EUROPE OCCIDENTALE

Chapitre 1 : Changements environnementaux, climatiques et technologiques/culturels dans le Sud-Ouest de la France

Introduction

Dans ce premier chapitre des résultats, nous allons présenter les changements environnementaux et climatiques reconstruits pour le Sud-Ouest de la France. Cette reconstruction est basée sur l'étude pollinique de la carotte marine MD04-2845 et la comparaison directe avec les proxies océaniques préservés dans les mêmes sédiments. Nous allons également présenter les nouvelles datations IRSL sur la carotte et un nouveau modèle d'âge-profondeur afin d'améliorer la chronologie de ces changements environnementaux. Cette approche a permis de mieux comprendre les dynamiques océaniques et atmosphériques lors des différents évènements climatiques. Les deux dernières sections se focaliserons sur les résultats de la modélisation chronologique des TCLs et leur comparaison avec le nouvel enregistrement paléoclimatique.

1. Les changements de végétation dans le Sud-Ouest de la France

Une étude pollinique sur la carotte MD04-2845 (golfe de Gascogne) a déjà été effectuée (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Pour les 84 nouveaux échantillons comptés de la carotte MD04-2845, la somme des grains de pollen excluant *Pinus* va de 48 à 151. Deux échantillons (1151 et 1683 cm) ont des sommes totales respectivement de 48 et 59 pollen. Ces deux échantillons n'ont pas été intégrés dans l'interprétation. 15 échantillons ont un nombre compris entre 66 et 93 pollen, tandis que 67 échantillons ont au moins 100 pollen.

Les résultats estimant les erreurs associées aux pourcentages polliniques montrent qu'entre 1130 et 1710 cm de profondeur, ces erreurs sont comprises entre ± 3 et ± 23 % pour la forêt Atlantique (Annexe 4). La valeur moyenne estimée de ces erreurs est de 8 % environ. Les intervalles de confiance les plus élevés sont corrélés avec des *main sum* (somme totale) faibles

(Annexe 4). Par exemple, le plus grand intervalle de confiance (23 %) correspond à l'échantillon 1690 cm (dont la *main sum* est de 9 pollen et 75 en incluant *Pinus*). Cet échantillon et les échantillons ayant un faible nombre de pollen compté n'ont pas été intégrés dans le calcul des pourcentages polliniques. Ils ont été uniquement intégrés dans le calcul des incertitudes polliniques pour déterminer l'influence du nombre de pollen compté sur les incertitudes. Pour une carotte sédimentaire marine de la marge Ibérique (MD95-2043), Fletcher & Sánchez Goñi (2008) ont estimé que les intervalles de confiance à 95 % varient entre 3 et 25 % (avec une valeur moyenne de 8 %). Néanmoins, en traçant les courbes polliniques de la carotte MD04-2845 avec les intervalles de confiance à 95% (Fig. 45), il est évident que les erreurs estimées suivent les changements dans les pourcentages polliniques.

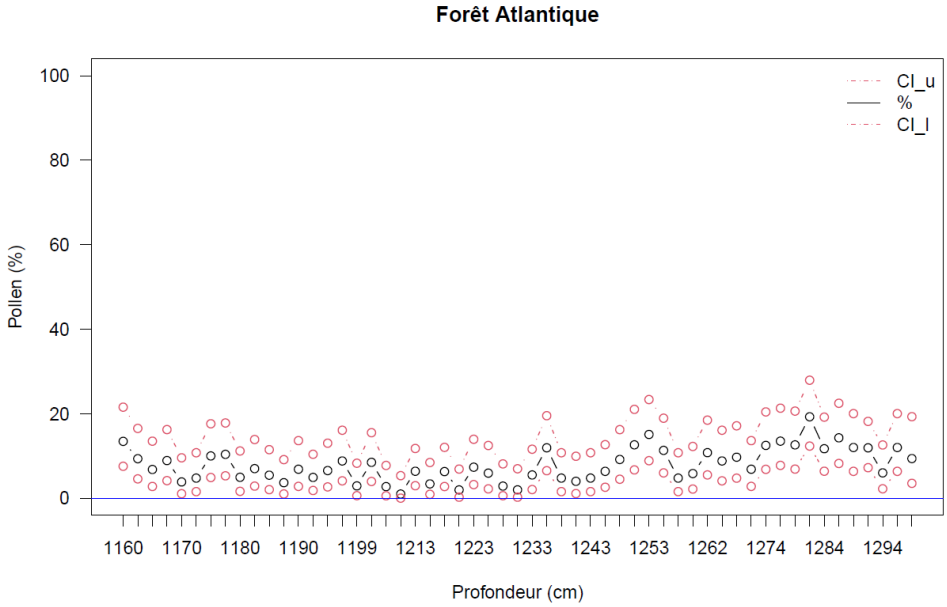


Fig. 45. Schéma des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt Atlantique pour une partie de la séquence de la carotte MD04-2845 entre 1160 et 1300 cm. « CI-u » et « CI-l » représentent les valeurs minimales et maximales d'un intervalle de confiance. Ces valeurs représentent donc des incertitudes à la valeur médiane, qui est le pourcentage du groupe écologique.

L'analyse pollinique des échantillons de la carotte MD04-2845 a montré des variations dans la végétation entre 1130 et 1710 cm. Trois zones polliniques ont été définies à partir de l'analyse statistique (Fig. 46). Parmi les zones polliniques, la zone 2 a une composante arborée importante avec des arbres et arbustes typiques des forêts Atlantiques. Les autres zones (1 et 3) sont constituées par des spectres nettement herbacés. Dans les zones 1 et 2, les pourcentages de forêt Atlantique sont surtout déterminés par ceux de *Quercus* caducifolié, mais *Betula*, et *Carpinus*

ont aussi des valeurs relativement importantes. Les taxa boréaux sont également bien représentés dans la séquence grâce à la présence régulière de *Picea* et d*'Abies*, mais ils sont plus abondants dans la zone 1. Dans les zones 2 et 3, les pourcentages des plantes semi-désertiques sont surtout déterminés par ceux de *Artemisia* et d'Amaranthaceae. La zone 1 est également caractérisée par la présence de *Sphagnum*, une mousse présente dans les tourbières. Les tourbières à sphaignes constituent un important stock de carbone organique (Parish *et al.*, 2008 ; Charman *et al.*, 2013). *Sphagnum* est régulièrement présent et atteint ses valeurs les plus élevées jusqu'à 39 %.

Cependant, la détermination statistique des trois zones polliniques ne reflète pas la variabilité climatique millénaire. Dans cette séquence MD04-2845, les études paléocéanographiques précédentes ont identifié plusieurs changements climatiques qui ont été corrélés aux HS 6 à 4 et aux 12 cycles de D-O pour la période comprise entre 70 et 30 ka. Les variations de la forêt tempérée miment les augmentations et diminutions de la température des eaux de surface (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Ces variations montrent une plus grande variabilité que celle définie par les trois zones polliniques. Nous avons donc subdivisé les 3 zones polliniques en 10 sous-zones qui coïncident néanmoins avec des clusters non significatifs établis par notre analyse statistique (a à j).

- **Zone 1 (1710-1546 cm)**

La première zone pollinique (1a, 1b et 1c), comprise entre 1710 et 1546 cm comprend 26 échantillons.

Dans la sous-zone 1a (1710 – 1680 cm), la forêt tempérée est présente avec des pourcentages en moyenne de 11% grâce aux pourcentages de *Quercus* deciduous type (4 %) *et Carpinus* (3 %). Les pourcentages de la forêt boréale (22 %) représentés par *Abies* (10 %) et *Picea* (12 %) sont élevés mais en diminution. Les bruyères sont également présentes (21 %), représentées par Ericeaceae (8 %) et *Calluna* (13 %). On observe une diminution des pourcentages de *Sphagnum* (30 %). Parmi les formations herbacées, les taxons semi-désertiques (*Artemisia*, Amaranthaceae et *Ephedra*, 24 %) et ceux constituant la prairie (notamment Poaceae, Cyperaceae et Asteraceae, 41 %) sont moyennement présents.

La sous-zone 1b (1680 – 1612 cm) est caractérisée par une légère expansion des arbres notamment la forêt tempérée (12 %) et la forêt boréale (8 %). Au contraire, les herbacées dominent (24-52 %) par notamment *Taraxacum* type (11 %), *Artemisia* (16 %), Poaceae (14 %) et Cyperaceae (18 %). Le diagramme pollinique montre une différence qualitative et quantitative entre les deux sous-zones avec une dominance respectivement d'arbres et d'herbacées.

Dans la troisième et dernière sous-zone 1c (1612 – 1546 cm), le semi-désert et prairies dominent (45-46 %). La forêt tempérée est peu présente (9 %) mais augmente rapidement vers 1583 cm (44 %) grâce à l'augmentation de *Quercus* caducifolié (32 %) et de *Corylus* (5 %). La forêt boréale est représentée par *Picea* (7 %) et *Abies* (2 %). Les fréquences d'arbres diminuent aux dépens des herbacées (46-45 %). *Artemisia* atteint sa valeur maximale de la zone 1 et de la séquence pollinique (39 %). Cependant, les taxons semi-désertiques, qui ont atteint leur valeur maximale (50 %) chutent brusquement de 39 % à cause de la diminution de 30 % d'*Artemisia.*

- **Zone 2 (1546-1314 cm)**

La deuxième zone pollinique comprise entre 1546 et 1314 cm est constituée de 45 échantillons et subdivisée en quatre sous-zones (2d, 2e, 2f et 2g).

La sous-zone 2d (1546-1457 cm) est dominée par les arbres. *Betula* (5 %) et *Quercus* caducifolié (7 %-30 %) dominent pour la forêt tempérée (26 %), tandis que la forêt boréale (4 %) est peu présente malgré la présence de *Picea* (3 %). *Quercus* caducifolié atteint sa valeur maximale de la zone 2 (30 %). Quant aux herbacées, les prairies restent présentes (51 %) mais les plantes semi-désertiques chutent (8 %). Les pourcentages d'*Artemisia* (5 %), *Ephedra fragilis* type (1 %) diminuent. Les bruyères sont représentées (7 %) grâce aux pourcentages d'Ericaceae (4 %) et de *Calluna* (3 %). *Calluna* et *Sphagnum* sont cependant virtuellement absents en début de cette sous-zone.

La sous-zone 2e (1457-1383 cm) est marqué par la présence de la forêt tempérée (19 %), grâce à *Betula* (15 %) et *Quercus* caducifolié (4 %). *Carpinus* est virtuellement absent de cette sous-zone. Hormis la forêt tempérée, les arbres sont peu présents avec une faible présence des taxons de la forêt boréale (2 %). Les herbacées et notamment les taxons semi-désertiques sont

en retrait (8 %). *Artemisia* et Amaranthaceae sont faiblement représentés avec respectivement 6 % et 2 %. Les prairies restent dominantes (56 %). Les bruyères se développent légèrement (14 %) comme indiqué par l'augmentation d'Ericaceae (8 %) et de *Calluna* (6 %).

Un développement des bruyères domine la sous-zone 2f (1383-1353 cm). *Calluna* atteint sa valeur maximale de la zone 2 (21%). Les taxons semi-désertiques (11 %) et les prairies (62 %) dominent. La forêt tempérée présente des valeurs plus faibles (6 %) que la phase précédente, ce qui est dû aux faibles valeurs de *Quercus* caducifolié (2 %), *Betula* (2 %). *Alnus* et *Carpinus* sont peu représentés (respectivement 0,2 % et 0,3 %). Quant à la forêt boréale, celle-ci est également peu représentée (4%), ainsi que *Sphagnum* (2 %).

La sous-zone 2g (1353- 1315 cm) se distingue par une légère augmentation de la forêt tempérée (18 %) grâce à *Betula* (7 %) et *Quercus* deciduous type (8 %) et des faibles valeurs de forêt boréale (3 %). Les herbacées et notamment les taxons semi-désertiques sont en diminution (5 %) malgré la présence d'*Artemisia* (4 %) et d'Amaranthaceae (1 %). *Ephedra fragilis* type est virtuellement absent de cette sous-zone. Les prairies sont dominantes (59%) et les bruyères sont représentées par des faibles valeurs (13 %).

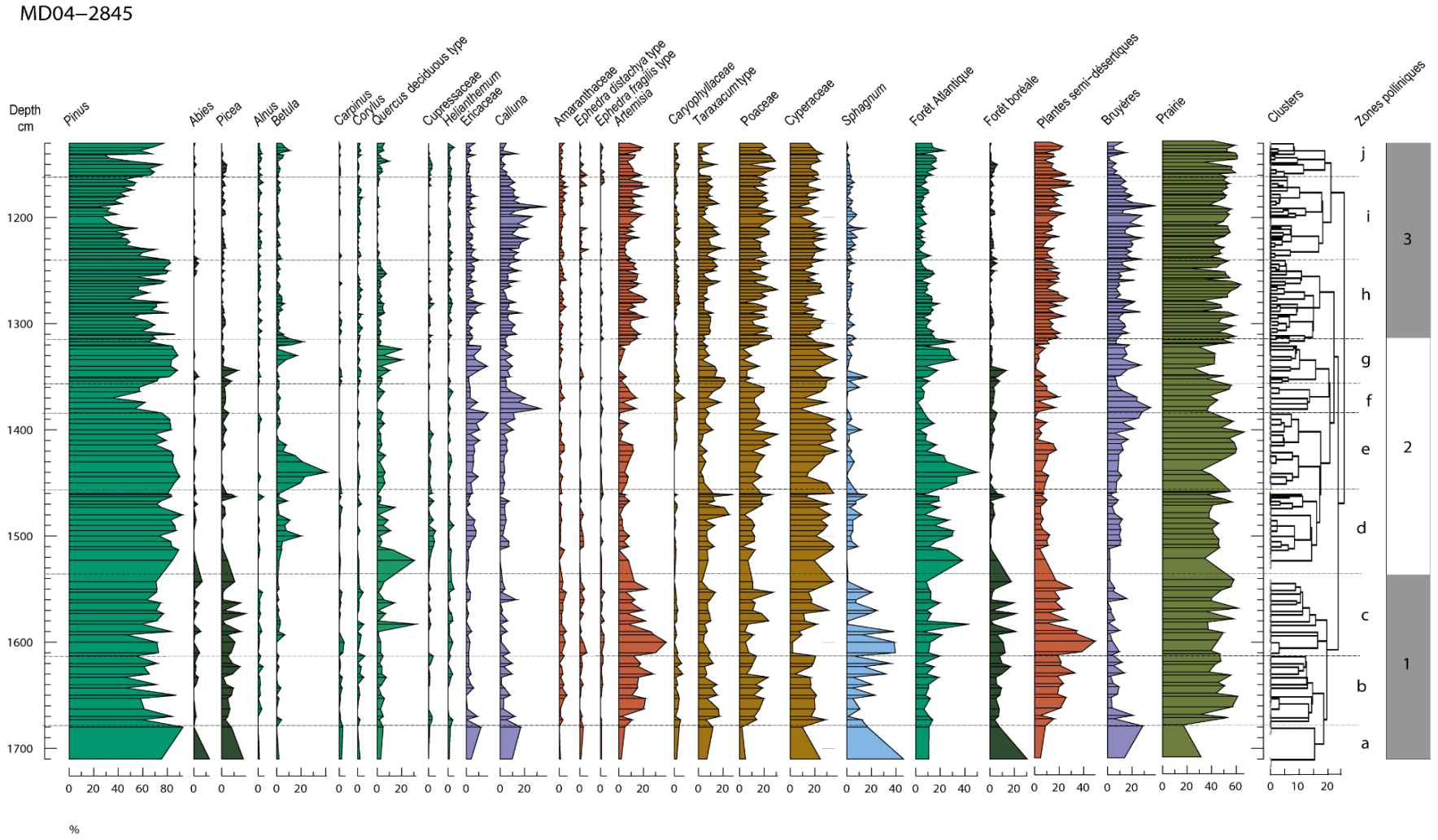


Fig. 46. Diagramme pollinique simplifié de la carotte MD04-2845 représentant les pourcentages polliniques des différents taxons en fonction de la profondeur. Les groupes écologiques sont représentés à droite

- **Zone 3 (1314-1130 cm)**

La troisième zone pollinique comprise entre 1314 et 1130 cm, comprenant 70 échantillons, est subdivisée en trois sous-zones (3h, 3i et 3j). La sous-zone 3h n'est pas incluse dans la zone 2, bien que le cluster montre une similarité des échantillons. Au contraire, le cluster par partitionnement assimile les échantillons de cette sous-zone au sein de la zone 3 et montre que les échantillons sont statistiquement plus proches de la zone 3.

Un développement d'herbacées caractérise la sous-zone 3h (1314 - 1241 cm). Les taxons semi-désertiques ont des valeurs plus élevées (17 %) que dans la phase précédente grâce à *Artemisia* (14 %). Les pourcentages des prairies restent dominants (57 %). Au contraire de la phase précédente, la forêt Atlantique diminue (11 %). Les pourcentages de *Quercus* caducifolié (3 %), *Betula* (1 %), *Corylus* (1 %) et *Carpinus* (1 %) sont faibles. Les bruyères (13 %) ont des valeurs relativement faibles (*Calluna* 8% et Ericaceae, 5 %). Quant à la forêt boréale, celle-ci est peu représentée (1,3 %) car *Abies* (0,3 %) et *Picea* (1 %) sont faiblement enregistrés.

La deuxième sous-zone 3i (1241 - 1161 cm) ne s'individualise de la sous-zone précédente que par les fortes valeurs de *Calluna*, valeurs qui sont les plus fortes de toute la séquence (24 %). Les taxons semi-désertiques (16 %) diminuent.

La troisième et dernière sous-zone 3j (1161 - 1130 cm) se démarque des deux précédentes par l'augmentation des pourcentages de la forêt tempérée (14 %). *Alnus* (2 %), *Betula* (4 %), et *Quercus* caducifolié (4 %) sont ceux qui dominent. *Picea* (1,3 %) et *Abies* (0,5 %) restent peu représentés. Les fréquences d'arbres augmentent aux dépends des herbacées (16 - 61 %) et des bruyères (7 %). *Calluna, Taraxacum* type (4 %) et *Sphagnum* (1 %) diminuent. Cependant, les taxons semi-désertiques, qui ont atteint leur valeur maximal (60 %) chutent brusquement de 29 % en fin de zone à cause notamment de la diminution d'*Artemisia* (12 %) et d'Amaranthaceae (9 %).

L'ACP (Fig. 47) identifie une première composante principale qui exprime 23,8 % de la variance. Elle est caractérisée par *Quercus* caducifolié, *Betula*, *Cyperaceae*, Ericaceae et *Taraxacum* type avec des valeurs positives et Poaceae, *Artemisia* et *Calluna* avec des valeurs négatives. La deuxième composante principale explique 20,3 % de la variance. Elle est caractérisée par des valeurs positives d'herbacées telles que *Calluna*, Ericaceae et *Taraxacum*

type, tandis qu'un mélange d'arbres (*Quercus* deciduous type et *Betula*) et d'herbacées (*Artemisia* et Poaceae) se situent dans les valeurs négatives. Les variations de l'axe 1 sont utilisées dans cette étude comme un index chaud/froid et l'axe 2 comme un proxy d'environnements océaniques/continentaux.

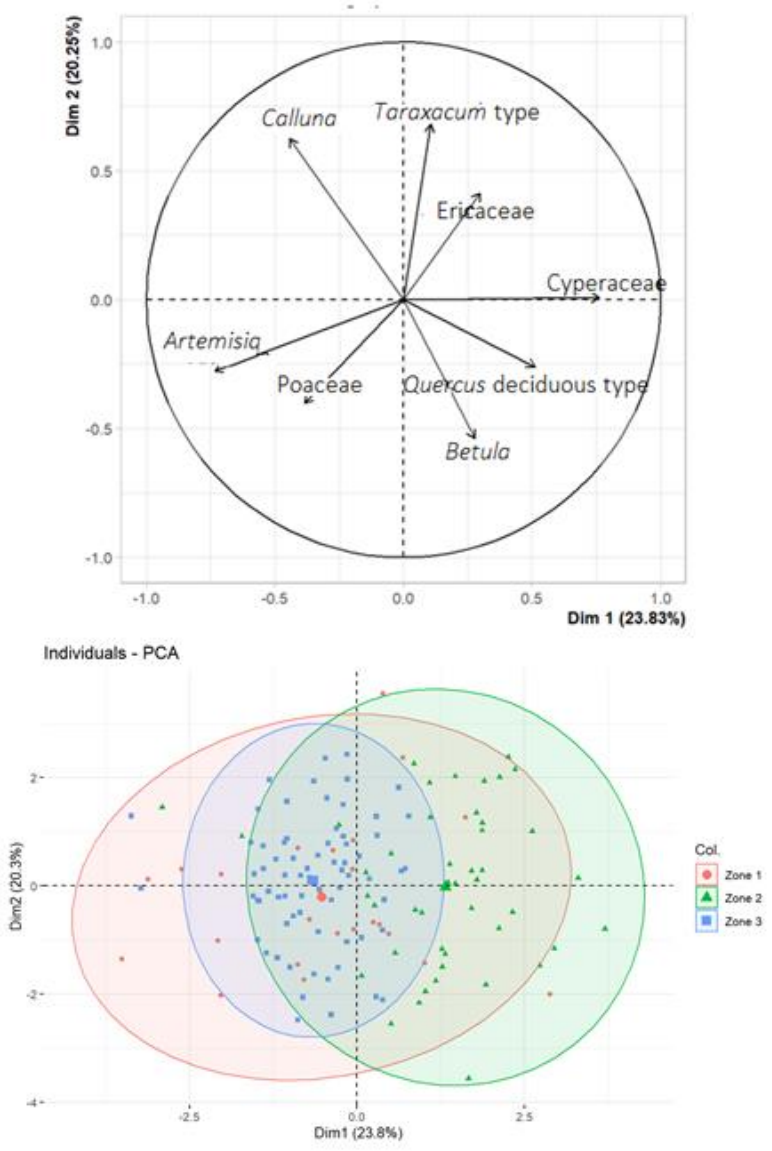


Fig. 47. En haut : Analyse en composantes principales utilisant les taxons représentés par des pourcentages d'au moins 5 % dans au moins 5 échantillons. En bas : ellipses de confiance basées sur les zones polliniques, définies statistiquement.

Par conséquent, la zone 1 dominée par *Artemisia* et Poaceae représente un climat relativement froid et sec et des environnements ouverts. La zone 2 dominée par Cyperaceae,

Quercus caducifolié et *Betula* est plus chaude et humide avec des environnements semi-ouverts. La zone 3 dominée par *Calluna*, représente un climat intermédiaire, un peu plus froid et humide.

La variabilité de végétation et climatique suggérée par les 10 clusters (sous-zones) identifiés par la technique de Gordon & Birks (1972), établis au sein de ces zones polliniques coïncident avec des changements de températures des eaux de surfacez dans le golfe de Gascogne. Par conséquent, nous considérons que ces changements de végétation et du climat sont réels mêmes s'ils ne sont pas statistiquement significatifs.

2. Nouveaux apports chronologiques dans la construction des chronologies marines

2.1. Datations IRSL

Nous avons vu plus en détail dans le 2.3.5 (Chapitre 3, Partie I) un bref historique de l'application des méthodes de la luminescence sur les séquences marines. Certaines contraintes, liées au milieu d'enfouissement des sédiments auraient pu entraver l'obtention des résultats. Ces contraintes sont notamment un blanchiment incomplet, qui se produit bien souvent dans le cas de sédiments fluviatiles. En sachant cela, nous allons voir si les feldspaths ont été blanchis complètement et dans le cas d'un blanchiment incomplet comment cela va se traduire sur les âges ?

La question que l'on peut se poser est quel est l'évènement daté ? Nous avons fait le choix de dater en majorité des profondeurs contenant des IRD, issus de débâcles d'icebergs nord-américaines. Nous avons donc plusieurs évènements qui peuvent être datés. Nous rappelons que le blanchiment est la remise au zéro du signal par une exposition solaire. Il a été également proposé que ce blanchiment ait pu se produire par friction entre la croute continentale, produisant des IRD et la calotte glaciaire (Bateman *et al.*, 2012). Dans ce dernier cas, on pourrait dater le processus de débâcle donc un HSs. Si le blanchiment est optique alors ont daterait soit le recouvrement de la calotte dans le cas de grains issus des IRD, soit le dernier dépôt de sédiments fluviatiles. Nous allons également essayer de déterminer comment les grains ont pu être blanchis.

2.1.1. Détermination des doses équivalentes

Dans la plupart des cas, la D_e d'un échantillon est calculée à partir d'une distribution de valeurs de D_e mesurées à partir de plusieurs aliquotes ou de plusieurs grains du même échantillon.

Parallèlement, nous avons mesuré les doses résiduelles pour déterminer si nous devions enlever une éventuelle dose résiduelle, pouvant entrainer une sous-estimation des D_e et donc la surestimation des âges de nos échantillons. Ces doses résiduelles quand elles sont significatives, sont généralement soustraites à la D_e. 12 aliquotes pour deux échantillons contenant des IRD (BDX24931 et BDX24938) ont été donc blanchies au laboratoire pendant des durées de 15 min à 11 jours. Les D_e, ensuite mesurées selon la procédure SAR pIR-IR_{290} et l'évolution de ces D_e en fonction des durées de blanchiment est représentée en Fig. 48.

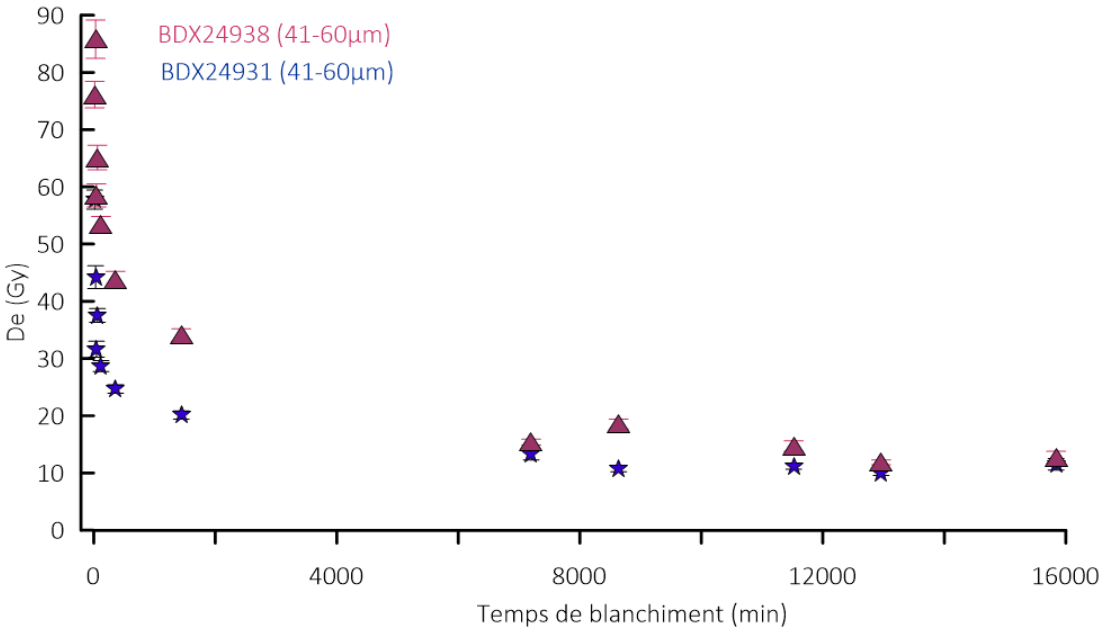


Fig. 48. Évolution de la dose mesurée des échantillons BDX24931 et BDX25938 en fonction du temps de blanchiment initial en vue de la détermination de la dose résiduelle.

Les signaux pIR-IR_{290} selon les différents temps de blanchiment dans la détermination de la dose non blanchissable, présentent une décroissance monotone. Comme déjà observé par

Kars *et al.* (2014), aucun niveau résiduel fixe et non blanchissable n'est atteint même après 11 jours de blanchiment. La dose résiduelle des échantillons de la carotte MD04-2845 atteint des valeurs basses à partir de 4-5 jours. La dose résiduelle dans les deux échantillons est estimée à 10 ± 1 Gy (BDX24931) et 12 ± 1 Gy (BDX24938). Ces valeurs représentent environ 6 % des valeurs mesurées de D_e des échantillons. En conséquence, et suivant Kars *et al.* (2014), nous avons décidé de ne soustraire aucune dose résiduelle pour le calcul de l'âge. Il est cependant possible que les âges soient légèrement surestimés au maximum de 6 %.

Les D_e ont été déterminées en exploitant les signaux pIR-IR_{290} pour l'ensemble des échantillons à partir d'une série d'environ 10 aliquotes multi-grains pour la majorité des échantillons. Les doses équivalentes ont été déterminés avec le modèle d'âge central (CAM, Galbraith *et al.*, 1999).

Le plus petit nombre d'aliquotes mesurées concernent deux échantillons (BDX25468 et BDX25469) pour lesquels 4 ou 5 aliquotes ont été mesurées. Nous avons également mesuré les doses équivalentes en *single-grain* en exploitant les signaux pIR-IR_{290} pour deux échantillons (Tableau 11). 8 et 9 aliquotes contenant chacune jusqu'à 100 grains de 180 – 250 µm ont été mesurées. Un faible nombre de feldspaths sont responsables d'un signal IRSL en *single-grain*, qui représente jusqu'à 16 % des grains mesurés.

La distribution des D_e nous permet d'évaluer un certain nombre de critères, comme le fait que tous les grains ont été suffisamment exposés à la lumière du soleil avant l'enfouissement le plus récent, ou s'il y a eu un mélange entre deux ou plusieurs unités sédimentaires d'âges différents. Nous traçons généralement la distribution des D_e dans un graphique radial. Cela nous permet de voir l'ampleur de chaque valeur D_e, ainsi que son erreur (Fig. 49).

Dans l'ensemble, les résultats obtenus sont peu dispersés (Tableau 11, Fig. 49 et annexe 5). Plusieurs études ont reporté une overdispersion pouvant dépasser 20 % pour des mesures de doses équivalentes sur des feldspaths (multi-grains) ayant été suffisamment blanchis (Blomdin et al., 2012 ; Neudorf et al., 2012). Les pourcentages d'overdispersion calculés avec le CAM pour les signaux pIR-IR_{290} sont compris dans cette étude entre 3 ± 2 % (BDX25670) et 24 ± 5 % (BDX24935). En *single-grain*, les pourcentages sont de 59± 4 % (BDX24934) et 50 ± 3 % (BDX24935). Les pourcentages d'overdispersion sont plus faibles en multigrain, en raison des effets de moyenne des signaux de luminescence des aliquotes multi-grains.

Echantillon	Prof. (cm)	Eau (%)*	n	De (Gy) CAM			OD (%) CAM	Age (ka)		
				41-60 µm	100-140 µm	180-250 µm (SG)		41-60 µm	100-140 µm	180-250 µm (SG)
BDX24931	1540	40	20, 10	156 ± 3	159 ± 7		7 ± 1 13 ± 3	54 ± 3	54 ± 4	
BDX24932	959	37	10		102 ± 4		16 ± 3		32 ± 2	
BDX24933	1095	42	10		111 ± 7		21 ± 5		33 ± 3	
BDX24934	1211	34	10 112/800		285 ± 14	116 ± 7	15 ± 4 59 ± 4		103 ± 8	38 ± 3
BDX24935	1372	39	10 142/900		251 ± 19	158 ± 7	24 ± 5 50 ± 3		97 ± 9	54 ± 4
BDX24936	1176	25	10		149 ± 6		13 ± 3	44 ± 3		
BDX24937	1605	38	10	163 ± 4			3 ± 2	59 ± 4		
BDX24938	1695	35	10	197 ± 4			*n.d.*	66 ± 4		
BDX24939	1395	33	10	194 ± 4			*n.d.*	59 ± 4		
BDX25467	1845	34	10	185 ± 4			6 ± 2	81 ± 5		
BDX25468	1145	45	10 4	105 ± 4	111 ± 5		10± 3 8 ± 3	37 ± 3	38 ± 3	
BDX25469	1345	49	9 5	134 ± 4	139 ± 5		7 ± 2 7 ± 3	45 ± 3	46 ± 4	
BDX25470	2405	47	10 8	381 ± 8	352 ± 15		3 ± 2 12 ± 3	136 ±10	124 ± 10	

Tableau 11. Synthèse des âges calculés ainsi que les teneurs en eau associées, le nombre d'aliquote et D_e mesurés. *Une incertitude de ±10% a été associée aux teneurs en eau pour prendre en compte toutes incertitudes réalistes. n.d. : les overdispersions des deux échantillons ne sont pas indiquées, car les pourcentages calculés sont extrêmement faibles.

Les overdispersions les plus importantes pourraient être expliquées en partie par un mauvais blanchiment comme c'est le cas par exemple des sédiments fluviatiles (*e.g.* Murray *et al.*, 1995 ; Olley *et al.*, 1999 ; Wallinga, 2002 ; Chamberlain & Wallinga, 2019) . En raison du milieu marin, dans lequel se sont déposés les sédiments, nous pouvons émettre certaines hypothèses pour essayer d'expliquer la cause de ces dispersions. Un courant de turbidité aurait pu remobiliser des sédiments déjà déposés sur le fond marin (et blanchis antérieurement) en apportant les sédiments. Cependant, l'emplacement de la carotte n'est pas soumis à ce processus sédimentaire (Daniau *et al.*, 2009). Considérant ceci, la dispersion des D_e pourrait être expliquée soit par un blanchiment incomplet, ou soit par un apport de sédiments plus anciens lors du transport. Néanmoins, la dispersion des D_e n'est pas très élevée et conforme à ce que l'on peut attendre d'une telle étude.

La distribution des D_e des échantillons BDX2D4938 et BDX24939 ne montre quasiment pas de dispersion, ce qui est également suggéré par le CAM, qui ne donne pas de valeur quantitative tant la dispersion est faible. Pour ces deux échantillons, les feldspaths auraient été

suffisamment bien blanchis et il n'y aurait eu aucun mélange de sédiments. Les faibles pourcentages d'overdispersion des échantillons BDX 24937 (3 ± 2 %), BDX25467 (6 ± 2 %) et BDX25470 (3 ± 2 %) montrent également un bon blanchiment des feldspaths et *a priori* aucun mélange de grains.

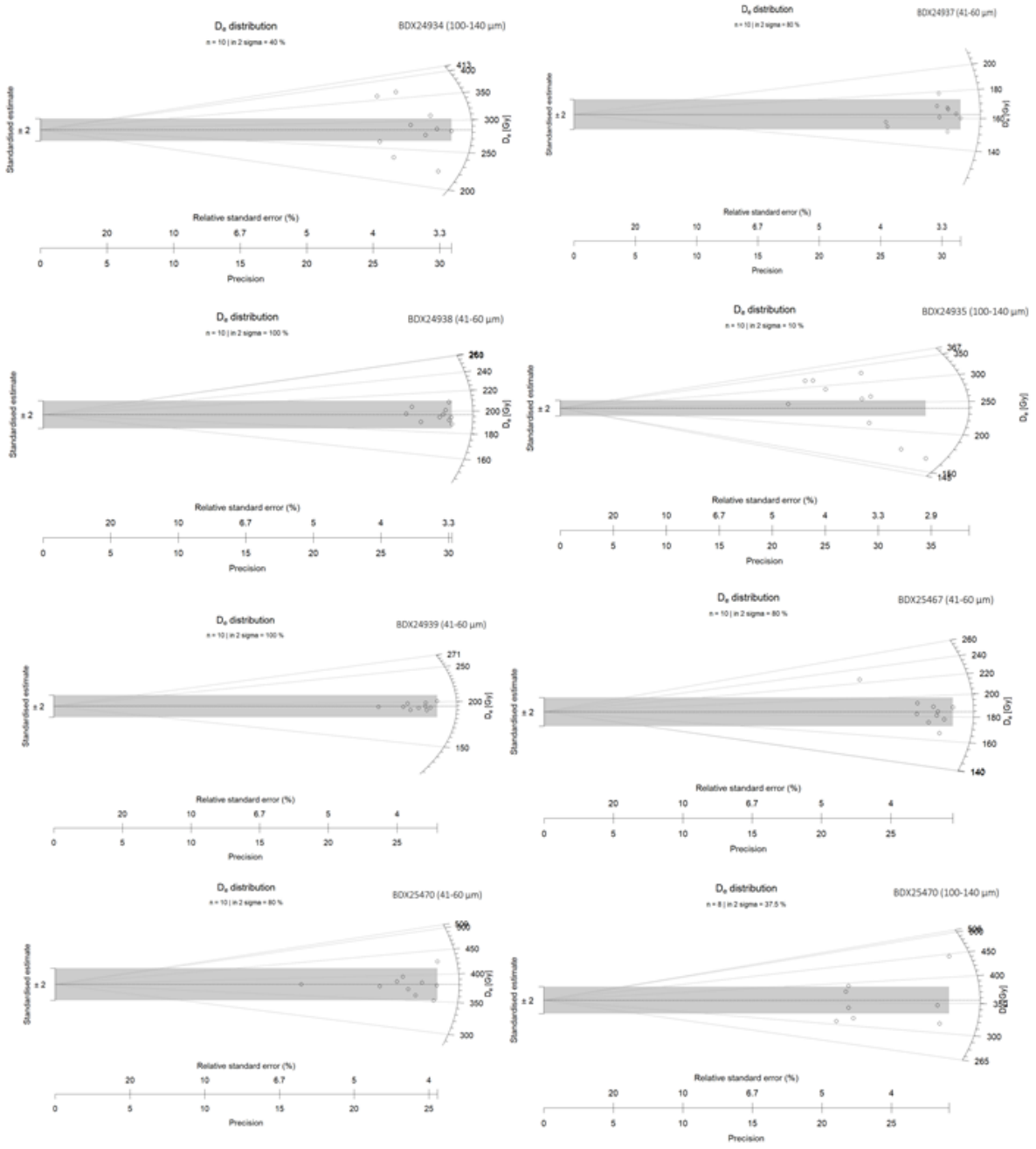


Fig. 49. Distribution des D_e mesurées pour chaque aliquotes des échantillons cités dans le texte. L'erreur standard relative est indiquée en % (c'est-à-dire comme étant l'erreur standard divisée par la dose équivalente, multipliée par 100), et la "précision" est l'inverse de l'erreur standard relative.

Deux échantillons (BDX24934 et BDX24935) ont des D_e très élevées considérant la stratigraphie. Ces D_e très élevées sont respectivement de 285 ± 19 Gy et de 251 ± 19 Gy et les échantillons en question ont des overdispersions de 15 ± 4 % et de 24 ± 5 %. Ces pourcentages semblent peu élevés mais c'est en raison de l'effet de moyenne des mesures des aliquotes en mode multi-grain, mais cela reste des valeurs significativement plus élevées que pour les autres échantillons mesurés dans les mêmes conditions.

Cependant, la représentation graphique des D_e, montre une disparité de celles-ci pour les aliquotes multi-grains. Les D_e de l'échantillon BDX24935 varient entre 165 ± 5 Gy et 330 ± 12 Gy. La distribution des D_e (Fig. 49 et Annexe 5) pourrait révéler deux composantes : une, caractérisée par 5 aliquotes autour de 290 ± 12 Gy[32] et une autre, plus faible vers 169 ± 4 Gy, déterminée par seulement deux aliquotes. Cette deuxième composante serait proche de la D_e estimée par la mesure de la fraction 180 – 250 µm en *single grain*, qui est de 158 ± 7 Gy.

Plusieurs fractions granulométriques au sein d'un même échantillon ont été mesurées et ainsi datées deux fois pour voir si nous avons des différences d'âges selon la granulométrie. Il a été également question d'évaluer quelle fraction granulométrique était le plus susceptible de blanchir. Nous avons supposé que les grains fins pouvaient avoir été bien blanchis lors de leur transport jusqu'à la carotte, qui se situe à plus de 300 km des côtes françaises.

L'échantillon BDX27470 a été daté deux fois. Les D_e de la fraction 41 – 60 µm ont montré une faible overdispersion reflétant un bon blanchiment, tandis que pour la fraction 100 – 140 µm, les D_e sont plus dispersées (12 ± 3 %). Cependant, cette différence de dispersion peut s'expliquer par un effet de moyenne différent, car il n'y a pas le même nombre d'aliquotes et donc de grains mesurés. La D_e moyennée est estimée à 381 ± 7 Gy en 41 – 60 µm et 352 ± 15 Gy en 100-140 µm. Nous remarquons que la D_e est plus faible pour une granulométrie plus élevée. Cette valeur moyenne plus faible est produite par deux aliquotes ayant des D_e plus faibles, conduisant à une diminution de la D_e.

[32] Les D_e ont été recalculées utilisant le CAM, en prenant en compte les aliquotes de ces deux composantes.

Pour les échantillons BDX24931, BDX25468 et BDX25469, qui ont été mesurés deux fois, les valeurs de D_e des deux fractions granulométriques sont équivalentes aux incertitudes près, ce qui donnera des âges relativement similaires. Cependant, les valeurs de D_r peuvent être légèrement différentes, dans la mesure qu'elles dépendent en partie de la taille des grains.

Vus les résultats des De et des pourcentages d'overdispersion, nous pouvons identifier deux comportements de blanchiment dans les échantillons. Des échantillons sont très bien blanchis et d'autres le sont moins. Est-ce que les grains bien blanchis l'ont été lors du transport éolien ? Les feldspaths montrent un très bon blanchiment dans cinq échantillons (BDX 24937, BDX24938, BDX24939, BDX25467 et BDX25470). Des grains qui ont très bien blanchis font partis de la fraction granulométrique entre 41 et 60 µm (Fig. 49), mais d'autres grains bien blanchis proviennent d'autres fractions granulométriques. (Annexe 5). Fuller *et al.* (1994) ont suggéré que les grains fins sont plus susceptibles d'être exposés à la lumière et donc mieux blanchis. Cependant, d'autres études ont montré que les doses équivalentes obtenues sur les quartz grossiers sont plus faibles que pour des grains plus fins (Olley *et al.*, 1998). Dans le cadre de ce travail, nous ne pouvons pas déterminer si une fraction granulométrique en particulier, a tendance à être soumise à un blanchiment complet.

L'échantillon BDX24937 correspond au HS 6, les échantillons BDX24938 et BDX25470 à des profondeurs marquées par des quantités d'IRD. Les échantillons BDX24939 et BDX25467 correspondent à des niveaux sans IRD. Pour ces derniers, nous savons que les grains bien blanchis proviennent du continent, et non pas des débâcles d'icebergs, puisqu'il n'y a pas d'IRD dans les sédiments. Ces résultats montrent également que les feldspaths, apportés depuis le continent soit par transport éolien, soit par transport fluviatile ou peut-être les deux peuvent être blanchis complètement et permettre une datation.

Néanmoins, dans le cas d'échantillons contenant des IRD, il est difficile d'identifier la nature et les mécanismes qui dictent le degré de blanchiment des sédiments. Au sein des échantillons, nous ne savons pas si le blanchiment complet des différents grains s'est produit pendant le transport éolien ou fluviatile, ou peut-être les deux. Nous savons que les sédiments fluviatiles peuvent être sujets à un blanchiment moins efficace par rapport aux sédiments éoliens (Wallinga, 2002 ; Chamberlain & Wallinga, 2019). Il est également difficile de déterminer ce qui est daté, c'est-à-dire des IRD de plus petites tailles que 150 µm (érodés) ou

les sédiments continentaux. Nous avons la certitude de l'origine « continentale » uniquement pour des échantillons qui ne contiennent pas d'IRD.

2.1.2. Détermination du débit de dose

Nous avons aussi souligné en 2.3.5 (Chapitre 3, Partie I), que certaines contraintes spécifiques existent pour la datation des carottes sédimentaires marines et concernent aussi la détermination du débit de dose. Pour chaque échantillon, les débits de dose ont été uniquement estimés à partir de la mesure des radioéléments présents dans les sédiments prélevés (Tableau 12). La détermination des débits de doses gamma et cosmique, qui peuvent être mesurées *in situ*, n'est pas possible en milieu marin.

En raison de la profondeur élevée de la carotte, nous avons considéré que le débit de dose cosmique est négligeable, basé sur les données de Prescott & Hutton (1994). En effet, une dose cosmique peut être reçue par les sédiments, mais ceux-ci, une fois déposés à plus de 4000 m de profondeur, ne reçoivent aucune dose cosmique.

Ech.		Débit de dose (Gy/ka^{-1})							
	Eau (%)	^{40}K (%)	U (^{238}U) (ppm)	U (^{236}Ra) (ppm)	Th (ppm)	alpha	beta (ext+int)	gamma	total
BDX24931	40	2.37±0.04	2.96±0.04	2.71±0.15	10.35±0.12	0.19±0.03	1.81±0.04	0.95±0.08	2.91±0.05
		-	-	-	-	0.10±0.02	1.91±0.09	0.95±0.08	2.96±0.10
BDX24932	37	2.30±0.03	3.43±0.04	3.05±0.18	11.07±0.13	0.12±0.02	2.04±0.08	1.05±0.08	3.21±0.10
BDX24933	42	2.38±0.04	4.05±0.05	4.60±0.52	11.60±0.13	0.14±0.02	2.09±0.08	1.29±0.08	3.35±0.10
BDX24934	34	2.04±0.03	2.77±0.03	2.51±0.13	9.33±0.09	0.11±0.02	1.85±0.08	0.09±0.07	2.89±0.09
		-	-	-	-	0.05±0.09	1.81±0.04	0.88±0.06	2.74±0.05
BDX24935	39	1.97±0.03	2.68±0.03	2.44±0.12	9.03±0.09	0.09±0.02	1.69±0.08	0.84±0.06	2.62±0.08
		-	-	-	-	0.05±0.08	2.04±0.04	0.86±0.06	2.92±0.05
BDX24936	25	2.13±0.03	3.49±0.04	2.93±0.17	10.09±0.12	0.26±0.04	2.03±0.05	1.13±0.07	3.42±0.08
BDX24937	38	2.09±0.03	3.43±0.04	2.89±0.17	9.91±0.11	0.19±0.04	1.66±0.05	0.91±0.02	2.77±0.07
BDX24938	35	2.20±0.03	3.03±0.04	1.97±0.16	10.66±0.12	0.21±0.04	1.79±0.05	0.10±0.08	2.99±0.07
BDX24939	33	2.40±0.04	2.97±0.04	2.85±0.18	11.16±0.13	0.22±0.04	1.97±0.05	1.07±0.08	3.27±0.08
BDX25467	34	1.23±0.02	3.36±0.05	2.32±0.18	5.87±0.11	0.29±0.05	1.34±0.03	0.80±0.01	2.44±0.08
BDX25468	45	2.24±0.03	3.83±0.04	3.35±0.19	10.78±0.13	0.20±0.04	1.71±0.05	0.95±0.02	2.86±0.07
		-	-	-	-	0.11±0.02	1.84±0.09	0.95±0.02	2.90±0.09
BDX25469	49	2.43±0.04	4.38±0.04	3.34±0.18	11.80±0.12	0.20±0.04	1.76±0.05	0.98±0.02	2.95±0.07
		-	-	-	-	0.11±0.02	1.90±0.09	1.00±0.02	2.99±0.07
BDX25470	47	2.32±0.03	3.27±0.04	2.84±0.18	11.19±0.13	0.19±0.03	1.68±0.05	0.92±0.02	2.80±0.07
		-	-	-	-	0.10±0.02	1.82±0.08	0.92±0.02	2.85±0.09

Tableau 12. Débit de dose des 13 échantillons mesurés. Les teneurs en K, U et Th ont été déterminées par spectrométrie gamma BEGe à haute résolution et à bas bruit de fond.(Guibert & Schvoerer, 1991). Les graphiques des teneurs en K, U et Th et leurs incertitudes associées sont présentés en annexes (Annexe 5). Pour certains échantillons, deux débits de dose sont indiqués, représentant ceux des fractions granulométriques mesurées.

Le taux d'humidité moyen des sédiments au cours du temps, nous l'avons vu, est un élément essentiel dans la détermination du débit de dose. En raison même du milieu de dépôt des sédiments, il paraissait nécessaire de déterminer de manière fiable ces teneurs en eau. Les résultats montrent des taux d'humidité compris entre 25 ± 10 % et 49 ± 10% (Tableau 12, Fig. 50). Ces résultats ne montrent pas de tendance générale de la diminution du taux d'humidité selon la profondeur. Cependant, à partir de 15 m, les teneurs en eaux diminuent sauf pour l'échantillon BDX25470 qui présente une teneur de 47 ± 10 %. Ces valeurs ne tiennent pas en compte de la compaction. Cependant, nous allons voir dans la section suivante, que ces valeurs contribuant au débit de dose permettent d'obtenir des âges satisfaisants.

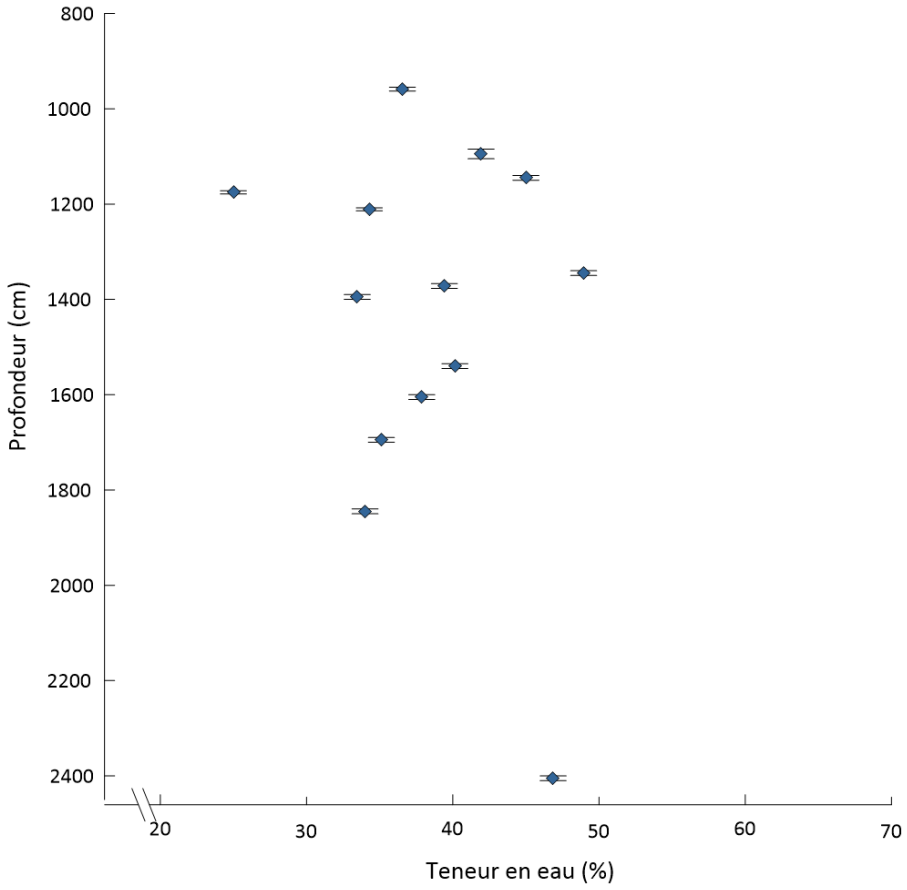


Fig. 50. Évolution des teneurs en eau selon la profondeur. Une incertitude sur la profondeur a été intégrée considérant que plusieurs centimètres ont été prélevés pour les datations.

2.1.3. Interprétation chronostratigraphique

Les âges IRSL vont de 32 ± 2 à 136 ± 10 ka (Tableau 11) et datent donc la carotte de la fin du MIS 6 au MIS 3 (Fig. 51). Dans la partie supérieure de la carotte (plus jeune que 40 ka), qui est également datée par ^{14}C, les âges IRSL obtenus à partir des signaux pIR-IR_{290} montrent une bonne concordance avec les âges ^{14}C. Les âges IRSL donnés à 1 sigma sont égaux aux incertitudes près aux âges ^{14}C, donnés eux à 1 et à 2 sigmas. Ces résultats révèlent que la correction de l'âge réservoir de la courbe de calibration des ^{14}C Marine20 (Heaton *et al.*, 2020) est correcte dans le golfe de Gascogne.

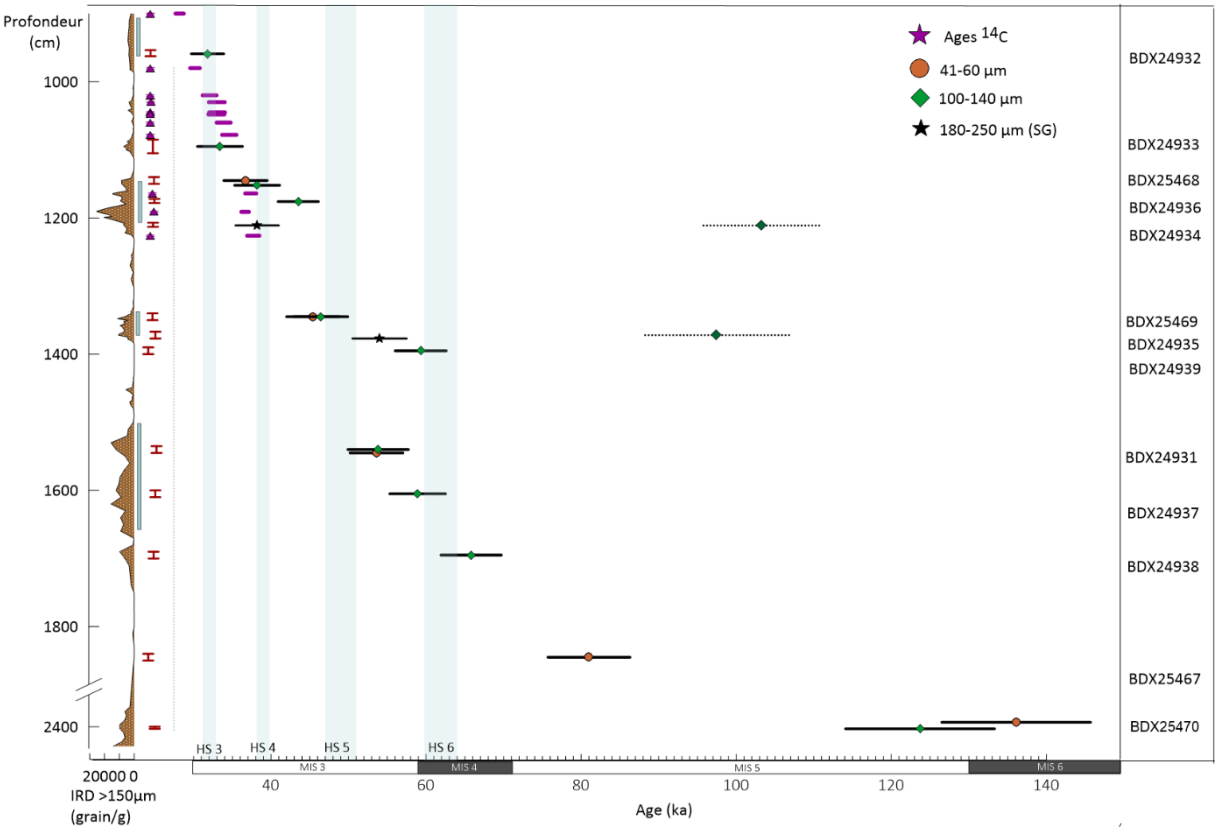


Fig. 51. Synthèse des datations par IRSL des feldspaths à partir du signal pIR-IR_{290} et des âges ^{14}C en fonction de la profondeur. L'intervalle 1900-2300 cm de profondeur n'est pas représenté et ce hiatus est indiqué une interruption de l'axe des profondeurs.

Les mesures des grains de granulométrie comprise entre 100 et 140 µm de la fraction polyminérale des échantillons BDX24934 et BDX24935 révèlent des âges apparents incohérents, plus vieux qu'attendu si on considère la stratigraphie et la quantité d'IRD, les positionnant dans le HS 4 et le HS 5. Nous avons vu dans la section des résultats des D_e, que

les âges les plus anciens (103 ± 8 ka et 97 ± 9 ka) sont dus à des D_e très élevées (285 ± 19 Gy et 251 ± 19 Gy). Les mesures sur les feldspaths potassiques en mode *single grain* (180 - 250 µm) de ces deux échantillons conduisent à des âges plus jeunes et parfaitement cohérents avec la stratigraphie : 38 ± 3 ka (BDX24934) et 54 ± 4 ka (BDX24935). Les pourcentages d'overdispersion de ces échantillons mesurés en mode *single-grain* sont de 59 ± 4 % (BDX24934) et 50 ± 3 % (BDX24935). Par conséquent, ces deux âges plus anciens n'ont pas été intégrés dans le modèle d'âge-profondeur. La valeur de D_e, autour de 169 ± 4 Gy de la deuxième composante de l'échantillon BDX24935 serait proche de celle estimée par la mesure de D_e la fraction 180 – 250 µm en *single grain*, qui est de 158 ± 7 Gy. L'âge obtenu est de 54 ±4 ka et l'âge de cette deuxième composante serait proche, si l'on considère que les coefficient d'absorption (qui varient selon la granulométrie des grains) ne font pas grandement varier le débit de dose. Tout ceci reste hypothétique dans la mesure où seulement deux aliquotes caractériseraient cette composante, il s'agit seulement ici d'observer une tendance apparente du comportement de cet échantillon.

Si l'on en croit la stratigraphie et l'enregistrement de la quantité d'IRD, l'échantillon BDX25469 a été prélevé dans des profondeurs correspondant à la fin du HS 5. Deux âges ont été obtenus sur deux fractions différentes : 45 ± 3 ka et 46 ± 4 ka. Les deux âges sont égaux aux incertitudes près. Ils coïncident également avec l'intervalle de temps estimé pour le HS 5 (50 – 47 ka) par Sánchez Goñi & Harrison (2010). Les âges des HSs ont été déterminés sur la base de la combinaison de la stratigraphie des événements ^{14}C et isotopiques (Sánchez Goñi *et al.*, 2013). Cependant, pour l'âge le plus vieux, seulement 5 aliquotes ont permis la détermination des D_e et ainsi calculer un âge. Si l'on tient compte de la stratigraphie, la fin du HS 5 serait estimée à 45 ± 3 ka. Mais peut-on vraiment dire que nous pouvons « borner » chronologiquement ce HS 5, considérant qu'il y a une incertitude de plusieurs centimètres sur la profondeur prélevée et sur les âges ? De plus, l'âge obtenu pour la granulométrie 100 – 140 µm recouvre en grande partie la durée estimée du HS 5. L'estimation précise du début et de la fin de ces évènements, basée sur les IRD dépend aussi de la résolution et de la précision des échantillons analysés.

Deux âges similaires (54 ± 3 ka) ont été obtenus par les mesures des deux fractions granulométriques 41 – 60 µm et 100 – 140 µm de l'échantillon BDX24931. Ces âges sont légèrement plus jeunes qu'attendu pour le HS 6, à 1 sigma, si l'on suppose que le HS 6 est bien daté partout. Néanmoins, les âges et leurs écarts-types à 2σ sont égaux à l'âge donné par Sánchez Goñi & Harrison (2010) pour le HS 6 (63 – 60 ka). Avec une moins bonne résolution temporelle, la datation des spéléothèmes de la grotte de Villars (Dordogne) permet de donner un intervalle de temps au HS 6 compris entre 63 ± 1 ka et 61 ± 0.8 ka (Genty *et al.*, 2010). Les âges de début et de fin du HS 6 ne seraient pas les mêmes partout. De plus, les deux autres échantillons prélevés proches du HS 6 (basé sur la quantité d'IRD) produisent dans notre étude des âges de 59 ± 4 ka (BDX24937) et 66 ± 4 (BDX24938). Ces âges, même à 1 sigma sont en parfaite accord avec les âges supposés du HS 6 tel qu'estimé par les études précédentes.

L'échantillon le plus profond (BDX25470) fournit deux âges relativement différents : 136 ± 10 ka et 124 ± 10 ka. Nous avons vu que cette différence est liée à la dispersion des D_e et l'effet de moyenne sur un nombre de grain mesurés différents. Dans cette carotte, la profondeur 2200 cm a été datée de 135 ka, en ajustant la chronologie de la carotte MD95-2043 avec l'enregistrement du foraminifère *Globigerina bulloïdes* (E. Cortijo, données non publiées, cité dans Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Bien que 200 cm séparent ces deux profondeurs, l'âge IRSL est plus ancien aux incertitudes près et cohérent avec la stratigraphie.

Au travers de la lecture des résultats, nous venons de voir que bien qu'il existe des contraintes liées à la datation des carottes marines, le protocole de datation IRSL (SAR pIR-IR_{290}), que nous avons appliqué permet tout à fait de dater des échantillons de la carotte MD04-2845. Pour la partie la plus récente de la carotte, les âges ^{14}C, comparés avec des âges IRSL qui ne sont pas affectés par les changements dans le cycle du carbone, révèlent que le réajustement de l'âge réservoir marin est correct dans le golfe de Gascogne. Cette bonne concordance aux incertitudes près entre les âges ^{14}C et les âges IRSL, permet a priori de valider notre protocole mis en œuvre pour la datation d'une carotte sédimentaire marine de l'Atlantique Nord. Pour la période d'étude comprise entre 30 et 135 ka, nous en concluons que les âges ^{14}C et IRSL sont fiables sauf quelques échantillons dans lesquels ont été identifiés des problèmes de blanchiment partiel ou de possibles « mélanges sédimentaires ».

Il est ainsi possible de dater toutes les profondeurs de la carotte marine, y compris celles associées aux évènements d'Heinrich. La datation par IRSL utilisant le protocole pIR-IR_{290} pourrait donc d'être utilisée pour dater de longues séquences marines. Dans le cas des séquences marines où la correction de l'âge réservoir n'est pas correcte, la datation par IRSL pourra être une solution pour obtenir des âges au-delà de la portée chronologique du ^{14}C et établir ou améliorer la chronologie de ces archives.

2.2. Modèles d'âge et statistiques bayésiennes

Un modèle d'âge pour la carotte MD04-2845 a été publié par Sánchez Goñi *et al.*(2008) et plus récemment pour la période entre 52 et 35 ka par Fourcade *et al.* (2022). Nous avons développé une courbe d'âge-profondeur alternative au modèle proposé par Sánchez Goñi *et al.* (2008) en y ajoutant les nouvelles datations IRSL et en adoptant une approche différente basée sur les statistiques bayésiennes.

Dans la présente étude, un premier modèle d'âge-profondeur de toute la séquence sédimentaire a été construit incluant les 27 âges ^{14}C et 17 âges IRSL (Tableau 13). Les âges ^{14}C vont de 8,9 ± 0,03 ^{14}C BP à 34,7 ^{14}C BP.

Dans ce travail de thèse, l'intervalle d'étude de cette carotte marine étant compris entre 900 et 1700 cm, nous avons sélectionné les points de contrôle dans cet intervalle pour construire un modèle d'âge-profondeur plus réduit. En raison des grandes incertitudes et malgré l'*a priori* stratigraphique imposé, le modèle d'âge-profondeur le plus satisfaisant pour cet intervalle inclut des points de contrôle isotopiques (Tableau 13).

Le seul HS daté par le ^{14}C dans cette carotte est le HS 4. Les âges ^{14}C vont de 33,9 ± 0,2 à 34,1 ± 0,2 ^{14}C BP. L'intervalle de temps correspondant à HS 4 dans plusieurs carottes de l'Atlantique Nord (Elliot *et al.*, 1998 ; Elliot *et al.*, 2001 ; Elliot *et al.*, 2002) est estimé entre 33,9 ± 0,7 et 34,9 ± 1,1 ^{14}C BP, tandis que plus au sud, sur la marge Ibérique, il est daté entre 33,7 et 34,7 ^{14}C BP (Naughton *et al.*, 2009). Les âges ^{14}C bruts sont similaires aux incertitudes près avec ceux d'autres carottes de l'Atlantique Nord.

Echantillon	Profondeur (cm)	Age ^{14}C brut (ka BP)	Erreur (± ka BP)	Age calendaire (ka)	Erreur* (± ka)	Références
SacA39095	60	8,95	0,04			
SacA39096	85	9,87	0,04			
SacA39097	110	11,77	0,05			
SacA-002955	150	13,69	0,10			Toucanne *et al.* (2009)
	180	13,05	0,10			Non publié
SacA-002957	191	14,24	0,11			Toucanne *et al.* (2009)
SacA-002958	210	14,45	0,11			Toucanne *et al.* (2009)
SacA-002960	520	17,29	0,15			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002961	690	20,82	0,14			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002962	710	21,11	0,14			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002963	770	22,26	0,16			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002964	790	22,55	0,17			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002965	850	24,45	0,21			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002966	860	25,08	0,23			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002967	870	25,03	0,23			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002968	890	25,63	0,24			Daniau *et al.* (2009)
SacA-002969	900	25,27	0,24			Daniau *et al.* (2009)
BDX24932	959			31,8	2,1	Cette étude
Sac-002970	980	27,18	0,29			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Sac-002971	1020	29,08	0,35			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Sac-002972	1030	29,93	0,39			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
Sac-002973	1045	29,96	0,39			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002977	1048	29.87	0.39			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002978	**1060**	30.67	0.42			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
SacA-002976	**1078**	31.35	0.46			Sánchez Goñi *et al.* (2008)
BDX24933	**1095**			33,4	2,9	Cette étude
BDX25468	**1145**			36,7*	2,8	Cette étude
				38,2*	2,9	
Beta-491854	**1164**	33.92	0.22			Fourcade *et al.* (2022)
BDX24936	1176			43,5	2,6	Cette étude
Beta-491855	**1191**	33.39	0.20			Fourcade *et al.* (2022)
BDX24934	**1211**			38,2	2,8	Cette étude
Beta-491856	**1226**	34.14	0.24			Fourcade *et al.* (2022)
D-O 10	**1260**			41.41	0.82	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
D-O 11	**1290**			43.29	0.87	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
BDX25469	**1345**			45,4*	3,4	Cette étude
				46,4*	3,5	
BDX24935	**1372**			54,0	3,5	Cette étude
BDX24939	**1395**			59,3	3,5	Cette étude
D-O 14	**1450**			54.17	1.15	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
D-O 17	**1510**			59.39	1.29	Sánchez Goñi *et al.* (2008)
BDX24931	**1540**			53.60*	3.4	Cette étude, Fourcade *et al.*
				53,80*	3,9	(2022)
BDX24937	**1605**			58,9	3,6	Cette étude
BDX24938	**1695**			65,8	4,0	Cette étude
BDX25467	**1845**			81,0	5,3	Cette étude
BDX25470	2405			123,7*	9,6	Cette étude
				136,1*	9,7	

Tableau 13. Points de contrôle utilisés dans la construction du modèle d'âge-profondeur de la carotte MD04-2845. Les astérisques désignent les échantillons pour lesquels deux fractions granulométriques ont été datées par IRSL. Les échantillons dont les profondeurs sont en gras sont celles utilisées dans la construction du deuxième modèle d'âge-profondeur.

Les incertitudes chronologiques des âges ^{14}C AMS de la carotte MD04-2845 varient entre 0,2 et 0,4 ka (erreur à 2 σ), et celles basées sur les événements isotopiques marins ont des

incertitudes entre 0,8 et 1,3 ka (Wolff *et al.*, 2010 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2017). Ces âges ^{14}C semblent être statistiquement indiscernables en termes d'incertitudes. Les âges IRSL vont de 33 ± 3 ka à 136 ± 10 ka. Certains âges IRSL considérés à 1 sigma sont plus jeunes que d'autres âges provenant d'archives marins et de spéléothèmes. C'est le cas des HS 6 et 5, dont les âges ont été estimés sur la base de la combinaison des âges ^{14}C et des évènements isotopiques (Sánchez Goñi *et al.*, 2013). Cependant, dans ce travail, certains âges ont été exclus en raison de problème de blanchiment ou de mélanges sédimentaires. Pour les âges correspondant aux HS 5 et 6, il n'y a aucune preuve que les grains n'ont pas été complètement blanchis.

Entre le nouveau modèle d'âge et celui de Sánchez Goñi *et al.* (2008), les différences chronologiques sont faibles. Par exemple, en utilisant un « point » à 1335 cm (~47 ka), la différence chronologique est de moins de 1 ka, précisément de 0,9 ± 0,5 ka. Vers 53 ka, la différence entre les deux modèles est de 1,4 ± 1 ka. Cette plus grande différence est liée à l'absence d'âges ^{14}C et une augmentation des écart-types des âges IRSL ou isotopiques à mesure que l'on remonte dans le temps.

La courbe du modèle d'âge-profondeur est construite avec le modèle bayésien, qui donne des informations sur le taux de sédimentation en fonction des âges et des incertitudes (Fig. 52). D'après la courbe du modèle d'âge-profondeur, l'accumulation sédimentaire de la carotte MD04-2845 peut-être subdivisée en trois phases. La première, plus ancienne entre 140 et 60 ka est relativement constante et constituée de trois âges IRSL. Cette phase est celle dont les intervalles de crédibilités à 68 et 95 % sont les plus larges en raison de l'augmentation des écarts-types associée à l'augmentation des âges IRSL (et de la profondeur). Le faible nombre d'âges expliquerait l'apparente « constante » de la courbe.

Une deuxième phase d'accumulation sédimentaire est observable entre 60 et 30 ka, qui est associée à une accumulation sédimentaire légèrement plus rapide. Cette période est marquée dans l'Atlantique Nord, par trois stadiaires d'Heinrich (HS 6 à 4), qui sont identifiés dans les carottes sédimentaires marines par la présence d'IRD. L'apport supplémentaire terrigène pendant ces évènements est cohérent avec un changement plus rapide dans l'accumulation sédimentaire.

Enfin, la dernière phase entre 30 ka et le présent montre une sédimentation très rapide. Les trois derniers HSs (3 à 1) se produisent pendant cette dernière phase d'accumulation sédimentaire. La courbe d'accumulation est contrainte par les âges et leurs faibles incertitudes dans cette dernière phase de la carotte. Deux âges IRSL ont été contraints par les incertitudes

du ^{14}C, permettant d'affiner la précision de ces âges IRSL et *in fine* la chronologie de la carotte MD04-2845. Sans le ^{14}C, les âges IRSL et leurs larges incertitudes n'ont pas de « bornes contraignantes » pour affiner la précision, comme le montre la première phase d'accumulation de la carotte.

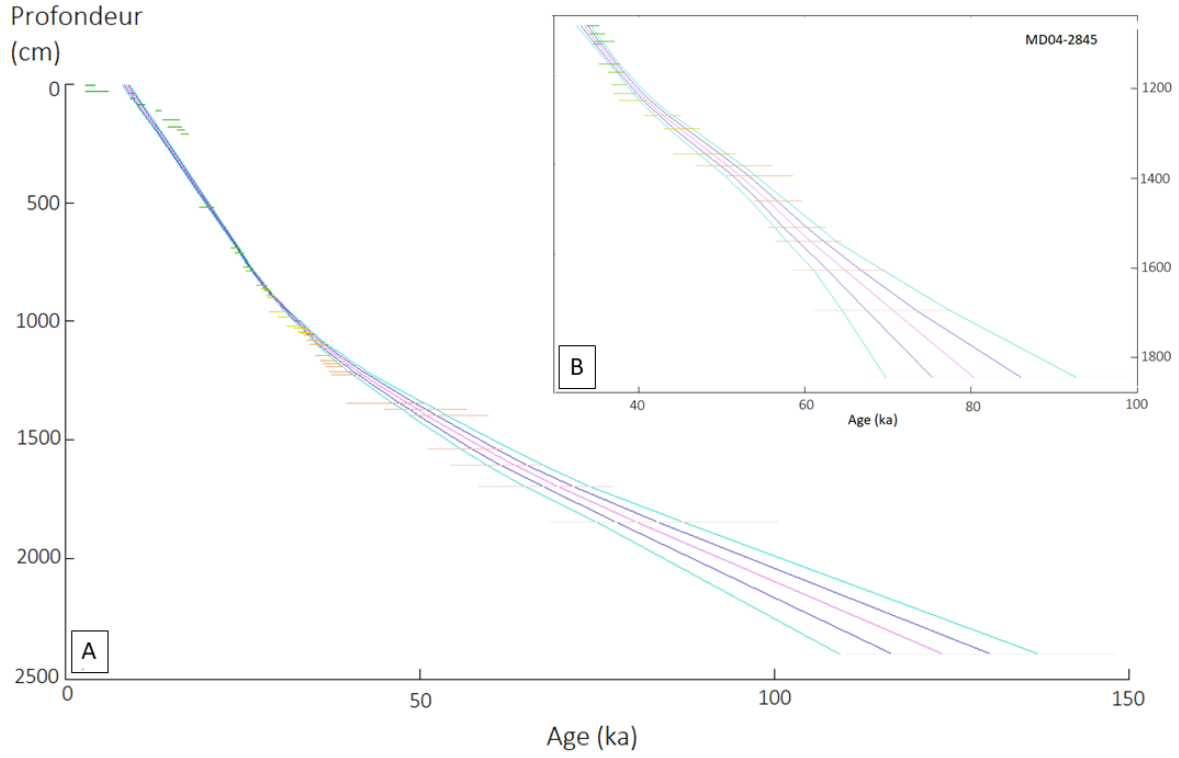


Fig. 52. (A) : modèle d'âge-profondeur de la carotte MD04-2845, basé uniquement sur les datations ^{14}C et IRSL et (B) **:** modèle d'âge-profondeur entre 35 et 100 ka, basé sur les âges ^{14}C, IRSL et les données chronologiques du Groenland (Tableau 13). Les distributions a posteriori des âges sont représentées par les barres horizontales et les âges des profondeurs non datées sont données à partir des courbes d'accumulations sédimentaires : médianes (rose), à 68 % (entre les lignes violettes) et à 95 % (lignes bleues).

Les résultats chronologiques, basés sur les nouveaux âges IRSL et les nouveaux modèles d'âge-profondeur semblent prometteurs pour l'amélioration des chronologies de séquences sédimentaires. La mesure des feldspaths avec le protocole du pIR-IR^{290} montre son efficacité sur la carotte MD04-2845. Les contraintes mentionnées dans l'état des connaissances et plus haut dans ce chapitre, rendent cependant complexe mais pas impossible de futurs travaux de datation des séquences marines. Ce protocole pourra être appliqué en théorie à d'autres séquences sédimentaires, à condition qu'elles présentent les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire, que les grains donnent un signal de luminescence mesurable et qu'ils ont été suffisamment blanchis pour pouvoir être retenus lors de l'analyse de données.

3. Changements climatiques sur la façade Atlantique : étude multiproxy climatique

Les changements de végétations dans le Sud-Ouest de la France ont été reconstruits par l'analyse pollinique. La comparaison de ces changements avec d'autres indicateurs climatiques marins conservés dans la carotte MD04-2845 permettra d'identifier les grands changements climatiques qui ont ponctués la période de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur. Ces changements climatiques dans le Sud-Ouest de la France vont être replacés dans un contexte plus global à l'échelle de l'Europe occidentale. La comparaison d'autre enregistrements marins et terrestres tels que les grains de pollen de séquences marines de la marge ibérique et de spéléothèmes permettra de caractériser les changements climatiques millénaires (D-Os et HSs). La localisation des archives, qui vont être citées dans ce chapitre est donnée par la figure 53.

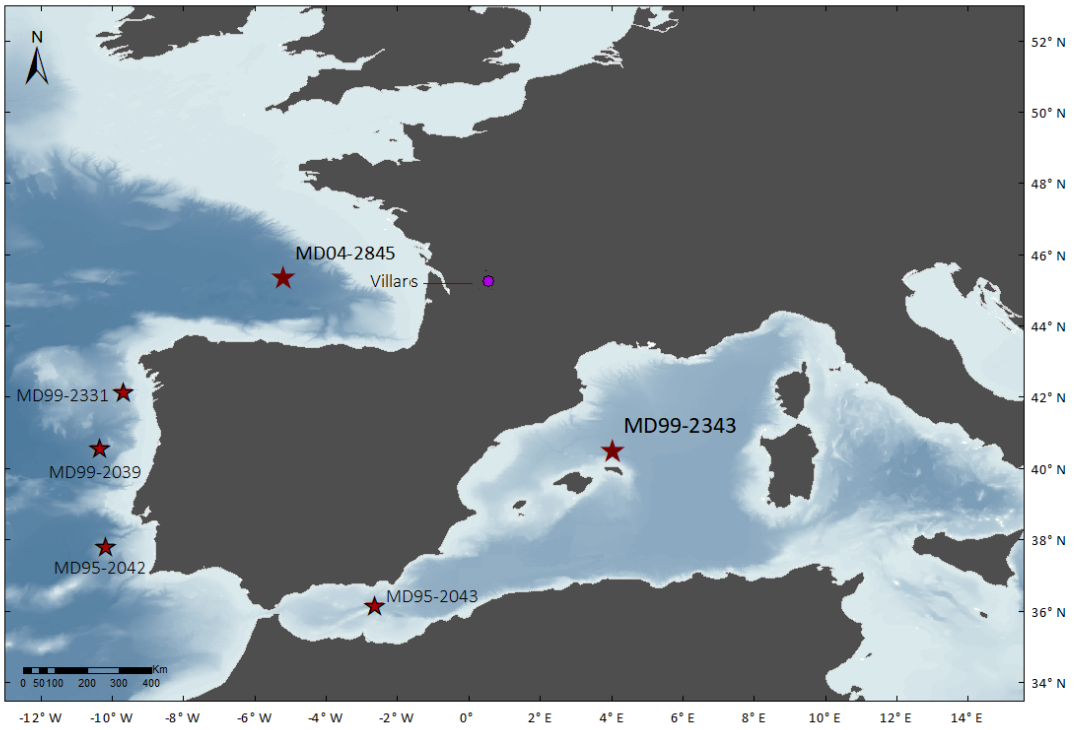


Fig. 53. Localisation des différentes archives (pollen, spéléothèmes) citées dans ce chapitre.

3.1. Changements climatiques dans le golfe de Gascogne

Des études précédentes (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2013) ont montré que les assemblages des foraminifères planctoniques et, en particulier les pourcentages du foraminifère polaire *N. pachyderma* (s) de la carotte MD04-2845 enregistrent les cycles de D-O. Ils enregistrent la succession des phases froides (GSs) et chaudes (GIs) de la dernière période glaciaire (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Rasmussen *et al.*, 2014). (Fig. 54). Certains GSs sont associés à des débâcles d'icebergs, donnant lieu aux HSs (Heinrich, 1988). Ces HSs sont donc identifiés par la présence d'*ice rafted debris* (IRD), issus des débâcles massives d'icebergs des calottes glaciaires nord-américaines. Dans l'Atlantique Nord, les diminutions significatives de la SST correspondent en général aux GSs (Bond *et al.*, 1993 ; Elliot *et al.*, 2002) et les augmentations des SST coïncident avec les GIs.

La comparaison directe des enregistrements polliniques marins avec ceux à haute résolution des IRD, des pourcentages du foraminifère polaire *N. pachyderma* (s) et de la SST issus de la même séquence sédimentaire, permet de caractériser précisément la réponse de la couverture forestière en Europe occidentale (*e.g.* Sánchez Goñi *et al.*, 2000b ; Roucoux *et al.*, 2001) (Fig. 54).

Dans le golfe de Gascogne, entre 65 et 36 ka, les GIs sont caractérisés par les augmentations de la SST dans le golfe de Gascogne, ainsi que les faibles pourcentages de *N. pachyderma* (s) et d'IRD. Les GSs sont identifiés par les forts pourcentages de *N. pachyderma* (s), d'IRD et des faibles valeurs de SST. Trois GSs (18, 13 et 9) sont associés à des débâcles massives d'icebergs provenant de la Laurentide donnant lieu aux HS 6, 5 et 4.

Le HS 4, daté par ce présent travail entre 40,0 et 38,2 ka, est marqué par le plus important épisode de débâcle d'icebergs. Il est également défini par les pourcentages les plus élevés de *N. pachyderma* (s) et une chute de la SST de 7 ± 5°C en passant de 7 à 0°C en l'espace de 0,2 ka. Sur toute la période, les températures varient de -2 à 4°C. Au cours du HS 4, un léger réchauffement est détecté vers 39,0 ± 0,9 ka par les enregistrements de SST et de *N. pachyderma* (s). La SST augmente pour atteindre 4 ± 3°C en moins de 0,1 ka, tandis que les pourcentages de foraminifères diminuent jusqu'à 86,4%. Deux forts dépôts d'IRD se produisent vers 38,9 ± 0,9 ka et 38,3 ± 0,9 ka, d'après les quantités d'IRD présents dans la carotte.

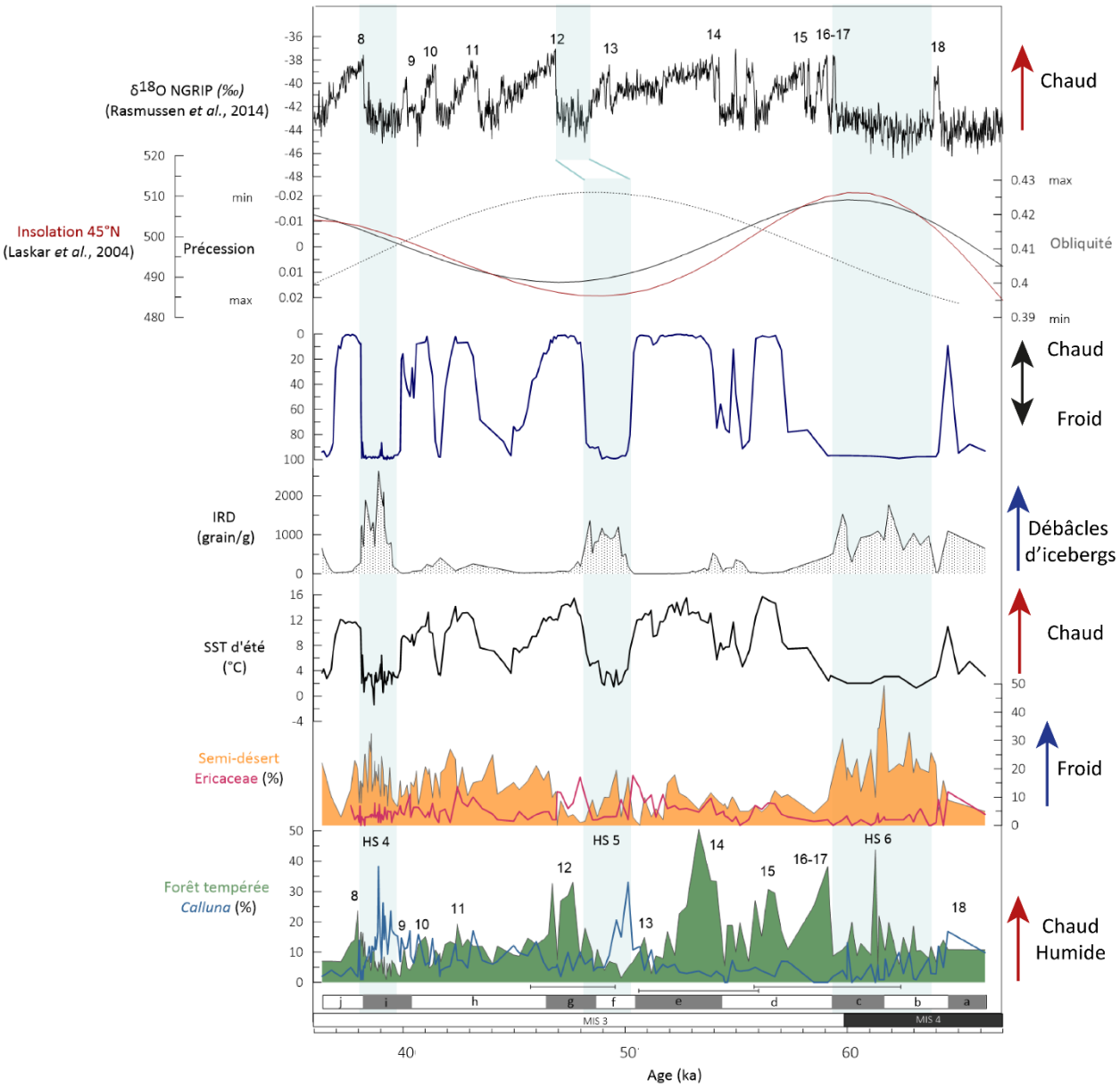


Fig. 54. Étude multiproxy de la carotte MD04-2845 pour la période comprise entre 67 et 36 ka. Les données d'obliquité (courbe pointillée) et de précession sont issues de Laskar et al. (2004). Les barres horizontales sous l'enregistrement de la forêt tempérée représentent certains points de contrôle chronologiques et les erreurs associées.

Le HS 5 (daté dans la carotte entre 50,0 et 47,9 ka) est caractérisé par une SST plus élevée par rapport au HS 4 avec des valeurs annuelles et estivales, qui varient respectivement de -1 à 5°C et de -2 à 8°C sur toute la période. Ce stadiaire est également marqué par des pourcentages élevés de *N. pachyderma* (s). La quantité plus modérée d'IRD par rapport au HS 4 révèle que l'épisode de débâcle d'icebergs a été moins important pendant le HS 5 dans le golfe de Gascogne.

Enfin, le HS 6 (64,0 – 59,4 ka), qui est le plus long des trois HSs, est marqué par une chute de la SST de 7 ± 3°C qui reste faible sur toute la période. La SST hivernale varie de -4 à 4°C ± 3°C, tandis que la SST estivale est comprise entre 0 et 6°C. Les pourcentages de *N. pachyderma* (s) restent élevés sauf vers 61,8 ± 3,7 ka, où un réchauffement semble se produire. La quantité d'IRD est plus forte que pendant le HS 5 mais plus faible que pendant le HS 4.

La comparaison des enregistrements marins de la carotte MD04-2845 révèle que le HS 4 et le HS 6 sont plus froids que le HS 5 dans le golfe de Gascogne. Bien que les SST moyennes des deux HSs soient relativement similaires, le HS 6 est légèrement plus froid avec des débâcles d'icebergs modérées tandis que le HS 4 constitue un évènement froid et extrême de débâcles d'icebergs.

3.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire

3.2.1. Les cycles D-O

Il a été montré que les changements climatiques à l'échelle millénaire enregistrés dans l'océan et au Groenland ont eu un impact important sur la végétation de l'Europe occidentale (Fletcher & Sánchez Goñi, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Ces changements climatiques ont entrainé une alternance de paysages forestiers pendant les interstades et de formations herbacées pendant les stadiaires. Il est aussi reconnu que l'AMOC est plus actif pendant les interstadiaires que les stadiaires et des auteurs ont proposé son influence sur l'expression des D-Os (*e.g.* Broecker *et al.*, 1985). La végétation européenne répond au réchauffement abrupte généré par le déplacement de l'AMOC, avec un retard de 0,2 ka pour atteindre un équilibre de la végétation pendant l'interstadiaire (Woillez *et al.*, 2013). Ce modèle est qualitativement cohérent avec les reconstructions polliniques, qui révèlent le remplacement des herbacées par des forêts en Europe occidentale pendant la transition entre un GS/GI.

Les zones et sous-zones polliniques identifiées dans la carotte MD04-2845 représentent des changements de végétation du Sud-Ouest de la France (45°N). Elles montrent aussi que pendant la période comprise entre ~66 ka à 36 ka, le couvert forestier a varié entre expansions

et retraits (Fig. 54). Les pics forestiers les plus importants sont pendant les D-Os 16-17 (~59,1 ± 3,3 ka), 14 (53,3 ± 2,7 ka) et 12 (47,6 ± 1,9 ka). Ces pics forestiers indiquent aussi plus de températures et précipitations hivernales en comparaison des autres D-Os. L'expansion forestière de 45 %[33] pendant le réchauffement du D-O 14 suite au stadiaire précédent est due au développement de *Betula* (41%) *et Quercus* caducifolié (7%). Inversement, pendant le D-O 12, le développement forestier est dû à *Quercus* caducifolié (21%) et *Betula* (8%). *Quercus* caducifolié est responsable de l'expansion de 30 % de la forêt tempérée pendant les D-O 16-17. D'après l'enregistrement pollinique, le développement forestier dans le Sud-Ouest de la France a été plus important pendant le D-O 14, puis le D-O 16-17 et le D-O 12. Le développement forestier contrasté des différents D-Os semble être le résultat des configurations orbitales distinctes (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Dans le Sud-Ouest de la France (45°N), l'expansion maximale de la forêt caducifoliée lors des D-O 12 et 14 coïncide avec des maxima d'obliquité, induisant des réchauffements importants dans les moyennes et hautes latitudes. L'expansion maximale lors du D-O 16-17 coïncide au contraire avec un minima d'obliquité et un minimum de précession. Ce D-O se produit néanmoins lors de la transition MIS 4/3 caractérisée par le retrait des glaciers. Ce retrait des glaciers aurait pu produire des conditions plus chaudes et humides dans les moyennes latitudes de l'ouest de l'Europe, associées au renforcement des vents d'ouest (Jackson *et al.*, 2015). Les vents d'ouest plus forts en hiver augmentent le réchauffement des zones maritimes tandis que ceux plus faibles en été en diminuent le refroidissement.

3.2.2. Les évènements d'Heinrich : impacts des débâcles massives d'icebergs sur la végétation et le climat du Sud-Ouest de la France

Les trois longs GSs (18, 13 et 9) correspondent aux trois HSs (HS 6, 5 et 4). Dans le Sud-Ouest de la France, entre 65 et 36 ka, ces HS s sont marqués par des végétations différentes (Fig. 54). Pendant le HS 4 (GS 9), la végétation est caractérisée par le développement de bruyères et des taxons semi-désertiques. Cependant, nous pouvons détecter deux phases climatiques distinctes. La première phase (40,0 - 38,9 ka) est marquée par le développement des bruyères et notamment de *Calluna* indiquant un climat très froid et humide. *Calluna vulgaris* est une espèce exigeante en lumière, dont le développement est favorisé par le retrait

[33] L'amplitude des développements forestiers pendant les D-Os est déterminée par la différence entre les pourcentages polliniques du stadiaire précédant et du réchauffement de D-O.

des forêts (Calvo *et al.*, 2002). Elle se développe dans des conditions de fortes précipitations dans les régions affectées par une influence océanique importante (Gimingham, 1960 ; Jackson *et al.*, 1999). La seconde (38,9 – 38,2 ka) est caractérisée par l'expansion des taxons semi-désertiques sous un climat froid et sec.

Le HS 5 (GS 13) est marqué par des conditions particulièrement froides et humides, suggérées par la dominance d'un paysage de bruyères. Toutefois, des augmentations légères de la forêt tempérée pendant les HS 5 sont corrélées à des réchauffements de la SST dans le golfe de Gascogne.

La végétation pendant le HS 6 (GS 18) est caractérisée par un fort développement des taxons semi-désertiques. La forêt tempérée est peu développée.

Les résultats de l'ACP confirment ces différents types de végétation en réponse aux trois HSs (Fig. 55). Le HS 4 est représenté par *Calluna*, indiquant un climat très froid et humide. Le HS 5 correspond à un climat frais et humide dans le Sud-Ouest de la France. Il est représenté sur l'ACP par *Calluna*, *Taraxacum* type et Ericaceae. Le HS 6 est caractérisé par *Artemisia*, Poaceae, *Betula*, reflétant un climat plus froid et aride que le HS 6 dans le Sud-Ouest de la France. Dans tous les enregistrements climatiques disponibles pour l'Europe occidentale (Genty *et al.*, 2003 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2013), le HS 6 se caractérise par une longue période froide et aride. Dans la section suivante, nous proposons des hypothèses pour expliquer la différence de végétation et climat entre les trois HSs, comparés avec d'autres enregistrements de l'Europe occidentale.

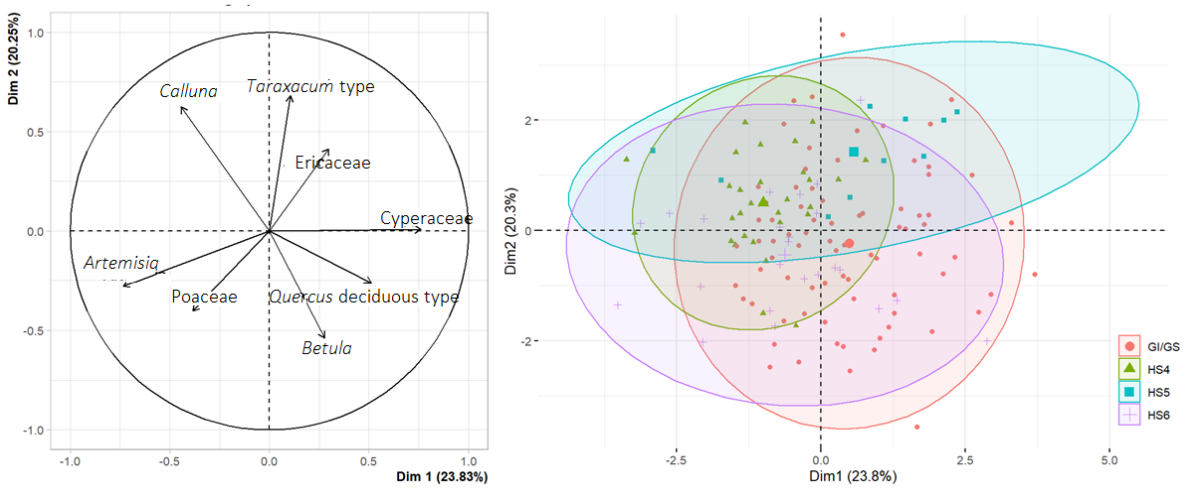


Fig. 55. Analyses par composantes principales représentant à gauche les principales variables (taxons) et à droite les ellipses de confiance basée sur les pourcentages polliniques au sein des HS 4, 5, 6 et des GI/GSs.

Dans le Sud-Ouest de la France, les différences de végétation pendant les HSs se produisent au cours de configurations orbitales différentes. Le HS 4 coïncide avec la diminution des valeurs d'obliquité induisant un refroidissement, marqué par le développement du semi-désert dans le Sud-Ouest de la France. Le HS 5 correspond à un maxima d'obliquité conduisant à un réchauffement des moyennes et hautes latitudes. Ce réchauffement permettrait un développement relativement modéré de la forêt, malgré la décharge d'icebergs dans l'Atlantique Nord. Le HS 6 coïncide avec des valeurs minimales d'obliquité, induisant un refroidissement dans les hautes et moyennes latitudes. Le développement plus important du semi-désert pendant le HS 6 par rapport au HS 4 pourrait s'expliquer par une obliquité plus faible pendant le HS 6 comparée au HS 4 (Fig. 54). Les différentes amplitudes des refroidissements atmosphériques, caractérisant les HSs pourraient être expliquées par ces différentes configurations orbitales. Cependant, d'autres causes pourraient jouer un rôle comme par exemple différentes intensités de l'AMOC, qui auraient un rôle sur l'intensité et la direction des vents d'ouest contrôlant les précipitations hivernales dans l'ouest de l'Europe (Chen *et al.*, 2019).

3.2.3. Comparaison avec d'autres enregistrements climatiques de la façade Atlantique

Au-dessus de 40°N, les plus importants réchauffements de D-O des MIS 4 et 3 sont associés à des maxima d'obliquité, c'est-à-dire les D-O 12 et D-O 14 (Fig. 54 ; Roucoux *et al.*, 2005 ; Fletcher & Sánchez Goñi, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Ils sont caractérisés par le

développement plus important de la forêt tempérée, en particulier *Quercus* caducifolié. Notre enregistrement climatique provenant du Sud-Ouest de la France montre que les D-Os plus développés du point de vue du couvert forestier sont les mêmes que ceux des sites Atlantiques. La forte expression de ces D-Os 12 et 14 reflète un forçage de l'obliquité dans les hautes latitudes. Par contre, un fait remarquable est le fort développement de la forêt pendant les D-O 16-17, à l'instar des enregistrements méditerranéens en dessous de 40°N, mais légèrement détecté dans le Nord-Ouest de la péninsule Ibérique (*ibid*[34.]).

Plusieurs études polliniques ont mis en évidence plusieurs phases distinctes pendant les HSs. Ainsi, Sánchez Goñi *et al.* (2000) ont révélé trois phases pendant les HS 4 et HS 5 dans la carotte MD95-2042 : premières et dernières phases fraiches et humides interrompues par une phase froide et sèche. Le HS 4 est caractérisé par deux phases climatiques dans l'enregistrement de la carotte MD99-2331 (Naughton *et al.*, 2009). Dans le Nord-Ouest de la péninsule Ibérique, cette première phase est marquée par le développement de *Calluna* (Fig. 56). La seconde phase reflète un épisode de dépôt maximal d'IRD dans la marge ibérique dans des conditions océan-atmosphère froides. Le développement des plantes semi-désertiques lors de cette phase, reflète une augmentation de la sécheresse, contemporaine d'un dépôt maximal d'IRD. L'enregistrement de la carotte MD04-2845 révèlent ces mêmes conditions climatiques pendant les deux phases. Ainsi le Sud-Ouest de la France et le Nord de la marge Ibérique montrent que la première phase du HS 4 est caractérisée par des conditions climatiques très froides et humides accompagnées du développement de *Calluna*. La seconde phase est marquée par des conditions froides et plus arides associées à un développement steppique.

[34] Un développement de la forêt d'environ 20% pendant les GI 16-17 est enregistré dans la carotte MD99-2331 (Nord-Ouest de la péninsule Ibérique). Cependant, les deux plus forts développements forestiers se produisent pendant les D-O 14 et 12.

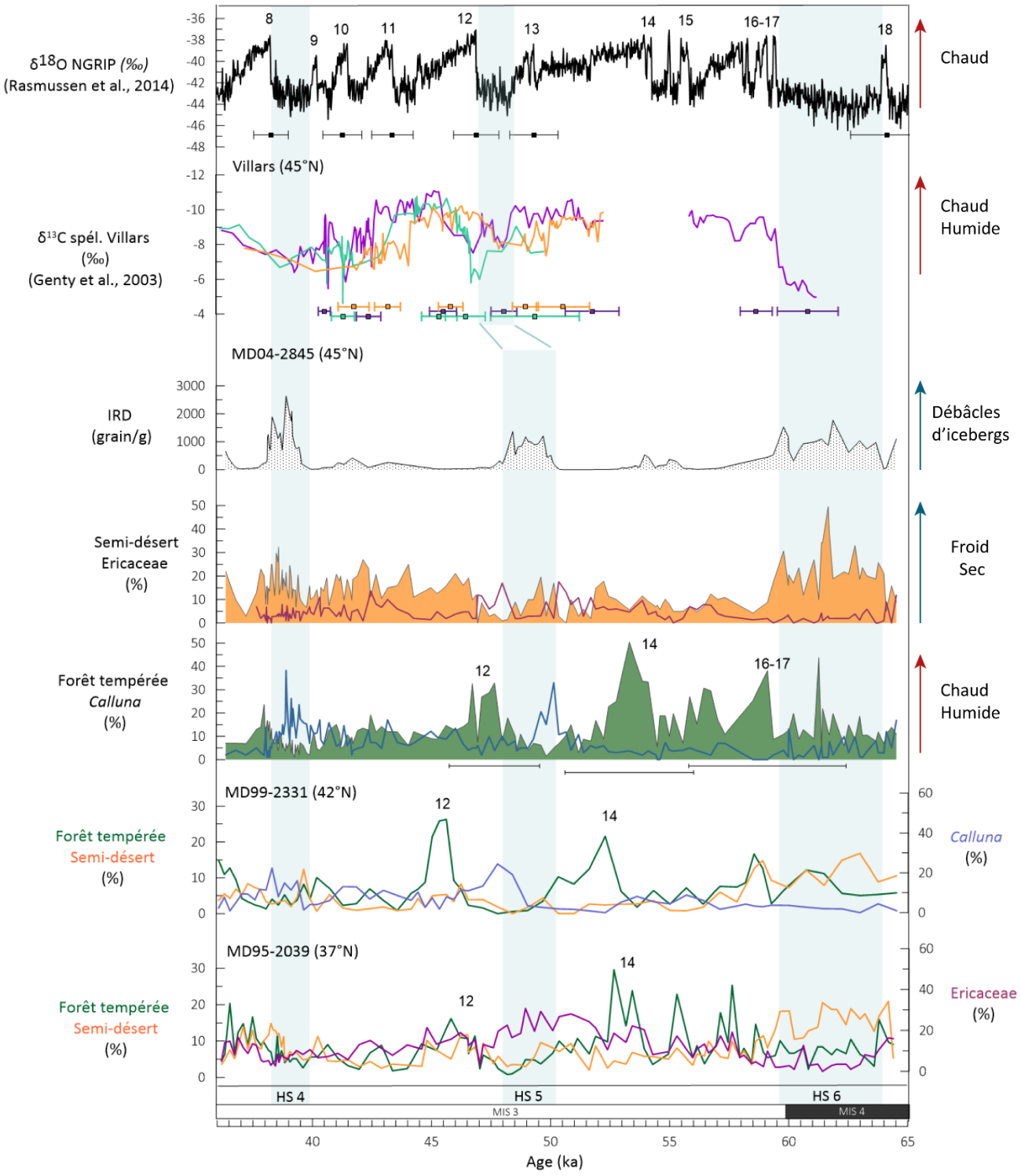


Fig. 56. Comparaison climatique et environnementale d'enregistrements polliniques marins et de spéléothèmes des régions Atlantiques (37 - 45°N). Parmi les enregistrements des spéléothèmes, Vil9 est représenté en violet, Vil27 en orange et Vil14 en vert. Certaines incertitudes chronologiques sont représentées pour les enregistrement glaciaire, de spéléothèmes et de notre enregistrement pollinique.

Les pourcentages polliniques des taxons semi-désertiques des carottes MD95-2039 et MD99-2331 montrent que le HS 6 est plus aride que le HS 4 et HS 5 sur la marge Ibérique (Fig.

56 ; Roucoux *et al.*, 2005 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Au large du Portugal, dans la carotte MD95-2039, le HS 4 est également aride, moins que le HS 6 et coïncide avec un plus fort dépôt d'IRD. En termes d'amplitude, les conditions environnementales de la carotte MD95-2039 pendant les HS 4 et HS 6 sont plus steppiques que la carotte MD99-2331, plus au nord. Le HS 5 correspond à un fort développement des Ericaceae. Plus au sud de la péninsule Ibérique, l'enregistrement pollinique de la carotte MD95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000b) révèle des HS 4, HS 5 et HS 6 semi-désertiques. Cette comparaison entre enregistrements polliniques marins de l'Atlantique Nord montre que les HS 6 et HS 4 sont plus arides que le HS 5. Néanmoins, le HS 6 est plus aride, se caractérisant par un plus fort développement semi-désertique par rapport au HS 4. Ce développement se produit pendant un épisode de débâcle d'icebergs plus faible par rapport au HS 4. Une réduction légèrement plus importante de l'AMOC et un maximum d'obliquité durant le HS 6 par rapport au HS 4 (Böhm *et al.*, 2015 ; Henry *et al.*, 2016) expliquerait la différence d'amplitude du développement des plantes semi-désertiques (Fig. 57).

En Méditerranée nord-occidentale, l'enregistrement pollinique marin d'une carotte (MD99-2343) a révélé des conditions climatiques différentes. Sanchez Goñi *et al.* (2021) ont montré que le HS 5 est plus froid et aride associé à un développement semi-désertique plus important par rapport au HS 4. Cette différence climatique et environnementale serait causée par une configuration mer-atmosphère particulière dans cette région. Les différences environnementales et climatiques pendant les HS 4, 5 et 6 de cette carotte feront l'objet du chapitre suivant.

Les archives de spéléothèmes de la grotte de Villars (Dordogne) montrent des variations dans l'enregistrement de $\delta^{13}C$ de la calcite, qui peut être interprété comme un indicateur de la précipitation effective. Le $\delta^{13}C$ provenant de l'activité de la végétation ou du sol diminue lorsque les précipitations diminuent également (Hellstrom *et al.*, 1998 ; Genty *et al.*, 2003). De même, une précipitation préalable de la calcite dans des conditions climatiques plus sèches augmente le taux de $\delta^{13}C$ dans les calcites des spéléothèmes (Baker *et al.*, 1997 ; McDermott, 2004). A Villars, des fluctuations entre des valeurs faibles du $\delta^{13}C$ ont été interprétées comme une alternance des périodes humides et sèches qui ont été datées et corrélées avec les cycles de D-O et les HSs (Genty *et al.*, 2003) (Fig. 56). Les trois enregistrements montrent que le HS 4 est froid et sec, par rapport au HS 5, qui est plus humide et froid également. Les stalagmites ne révèlent pas les deux phases au sein du HS 4. Cependant, l'augmentation du $\delta^{13}C$ à la fin du HS

5 peut coïncider avec l'augmentation des Ericaceae dans le Sud-Ouest de la France. Le $\delta^{13}C$ de Vil9 met en évidence une aridité plus accrue au début du HS 6, par un hiatus dans son enregistrement. La fin du HS 6 est marquée par une augmentation des précipitations montrée par la reprise de la croissance de la stalagmite.

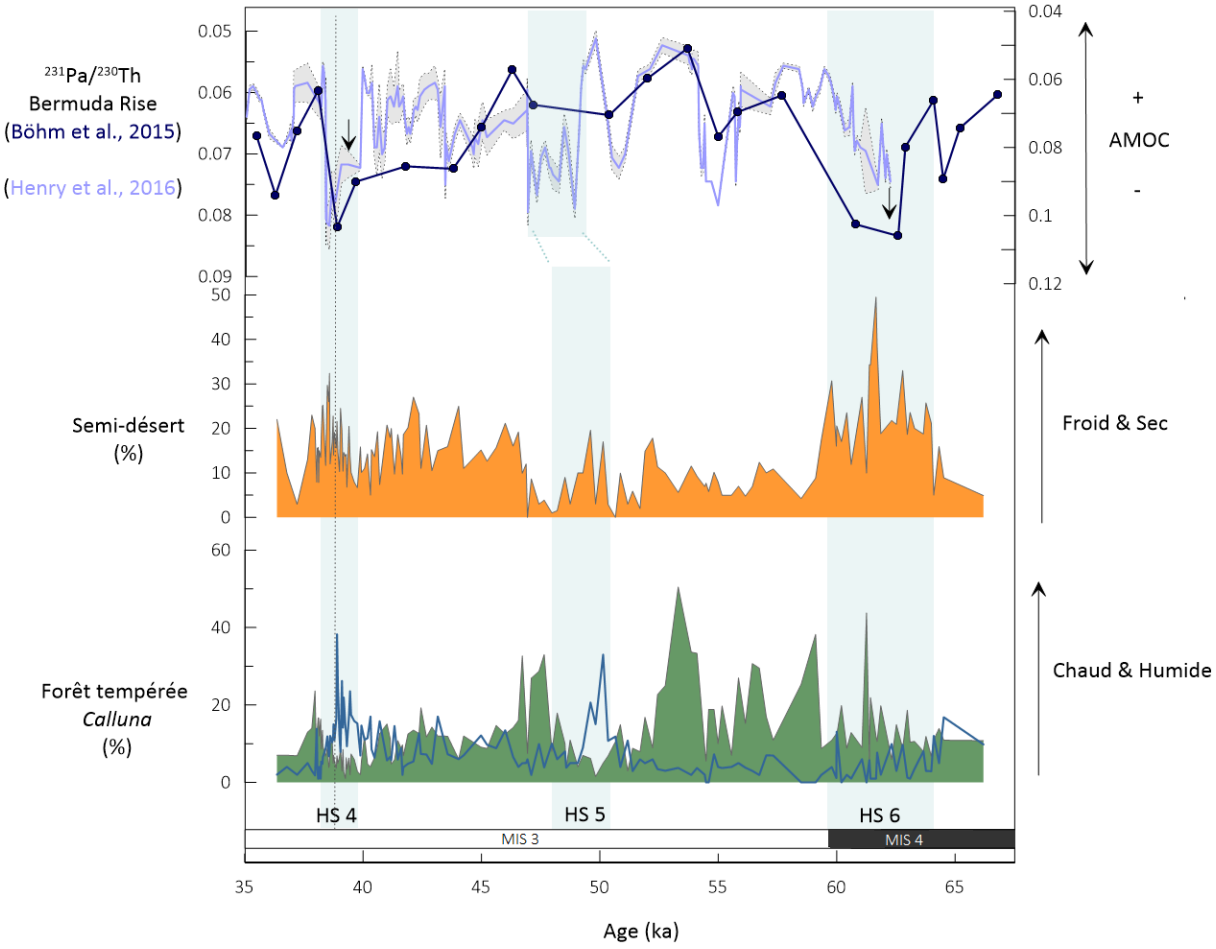


Fig. 57. Comparaison des pourcentages polliniques de la forêt tempérée (en vert), Calluna (courbe bleue) et semi-désert (en orange) de la carotte MD04-2845 avec les données de l'AMOC (Böhm *et al.*, 2015 ; Henry *et al.*, 2016).

La comparaison des enregistrements polliniques marins et de spéléothèmes en Europe occidentale met en évidence un HS 6 plus aride que les HS 4 et HS 5. Cette aridification atmosphérique contraste avec le relativement faible dépôt d'IRD par rapport au HS 4. La réduction de l'AMOC, légèrement plus importante pendant le HS 6 que durant le HS 4, expliquerait la différence d'amplitude de la réponse de la végétation dans le Nord-Est de l'Atlantique. Cependant, dans le golfe du Lion, la variabilité des HSs est totalement différente, avec un HS 5 plus aride par rapport aux HS 4 (Sanchez Goñi *et al.*, 2021). Cette situation ainsi que ses probables causes seront présentées dans le chapitre suivant.

Les enregistrements polliniques marins à haute résolution détectent une succession de phases climatiques pendant le HS 4. Une première phase est très froide et humide, tandis que la seconde est froide et très sèche (Naughton *et al.*, 2009). La seconde phase correspondrait à un plus fort ralentissement de l'AMOC (Fig. 57, Henry *et al.*, 2016) entrainant une diminution des vents et un assèchement atmosphérique sur la façade Atlantique.

4. Chronologie des changements culturels et technologiques

Pour pouvoir comparer la nouvelle chronologie des enregistrement paléoenvironnementaux et paléoclimatique de la carotte MD04-2845 avec la chronologie des changements de TCLs et culturels, nous avons besoin que cette dernière soit également fiable. L'objectif de la thèse n'étant pas d'augmenter le corpus des âges des gisements archéologiques, mais d'actualiser les données chronologiques. Pour cela, deux bases de données archéologiques ont été mises en œuvre.

La base de données de la région du Sud-Ouest de la France est basée sur celle de Guibert *et al.* (2008) en élargissant la zone d'étude jusqu'à la Cantabrie et les zones septentrionales du bassin aquitain. En effet, la zone d'étude est conditionnée par l'étude pollinique de la carotte MD04-2845. En effet, les grains de pollen et les sédiments, apportés à cette carotte proviennent des bassins hydrographiques de la Loire et de la Gironde (Jouanneau *et al.*, 1999). Ceci permet ainsi de reconstituer les environnements et climat d'une partie ouest de la France. De plus, certains proviennent également des fleuves de la Cantabrie. Nous avons également inclus le site d'Arcy-sur-Cure. Ce site est important, car il serait un des deux sites (avec Saint-Césaire, Charente), à prouver une association biologique et technologique entre le Châtelperronien et Néandertal. Il a été montré dans ce site que les choix des échantillons intégrés dans les modèles chronologiques, ainsi que leurs contextes sont ambiguës (*e.g.* Discamps *et al.*, 2015 ; Welker *et al.*, 2016 ; Higham & Heep, 2019). Des modèles existent avec des échantillons uniquement témoins de marques anthropiques, mais le contexte de certains de ces échantillons n'est pas clair (Discamps *et al.*, 2015).

La base de données intègre des âges de la seconde moitié du Paléolithique moyen (~120 – 40 ka). Les nouveaux âges IRSL ont permis de dater et d'améliorer la chronologie de la carotte MD04-2845 entre 33 et 136 ka. Cependant, la résolution d'analyse pollinique ne va

pas au-delà de 65 ka. Nous avons donc choisi de limiter notre étude chronologique aux TCLs et cultures de la période comprise entre 65 et 35 ka.

Nous avons vu, que les âges impactent les estimations des intervalles de crédibilités et surtout leurs dates de début et fin. Par conséquent, il est nécessaire que ces âges soient les plus fiables possible pour rendre compte d'une durée d'activité ou d'occupation humaine. Certains critères sont nécessaires (que nous avons exposé en détail dans le troisième chapitre de ce manuscrit). Par exemple, il s'agit d'échantillons notamment os et dents, porteurs de marques anthropiques, mais également d'une fiabilité dans le contexte taphonomique ou techno-économique. Ainsi, tous les échantillons ont été classifiés selon des indices de qualité méthodologiques et contextuels, en suivant ceux de Guibert *et al.* (2008). Nos modélisations chronologiques intègrent donc l'indice le plus fiable. Cependant, il est à noter que ce travail de base de données archéologique est une interprétation basée sur l'état de la question en 2022. Ce travail est en constante évolution à mesure que de nouvelles datations et révisions typo-technologiques sont disponibles.

La définition des TCLs du Paléolithique moyen que nous avons utilisé est basée uniquement sur des aspect techno-économiques fondés principalement sur le mode de débitage (Faivre *et al.*, 2017b). La définition des TCLs du Paléolithique moyen n'est pas applicable aux assemblages du Paléolithique supérieur. Si les changements archéologiques du Paléolithique moyen sont définis sur des aspects techno-économiques, ceux du Paléolithique supérieur, le sont sur des aspects lithiques et d'industries osseuses.

La recherche de synchronies et de causalités doit prendre en considération la complexité de la réalité. Dès qu'un changement climatique se produit, la végétation réagit et se modifie rapidement affectant les communautés animales et humaines des territoires. Quelle serait alors la durée pour que ces changements climatiques soient perceptibles biologiquement, technologiquement ou démographiquement ? Il faudrait plusieurs générations pour impacter définitivement les populations et leurs modes de vie, ce qui nécessiterait une très grande résolution analytique, qui est malheureusement supérieure à la résolution de notre analyse pollinique actuelle (300 - 400 ans environ). Actuellement, les études démographiques permettent seulement de donner un ordre de grandeur du nombre d'individus au sein d'une population. Les chercheurs s'accordent sur la « petite taille » de la population néandertalienne, mais son estimation précise et exacte reste difficile. Des tentatives sur la base de données génétiques ou de modélisations démographiques ont été proposées. Par exemple, Fabre *et al.* (2009) estiment une population comprise entre 3 000 et 25 000 Néandertaliens jusqu'à 50 ka

avant de décliner à partir de cette date. Leurs résultats montrent également que la démographie néandertalienne a augmenté jusqu'à environ 50 ka, avant de décliner progressivement jusqu'à l'extinction de Néandertal. Cette estimation est revue à la hausse avec l'étude de Bocquet-Appel & Degioanni (2013), qui en prenant en compte une durée de vie entre 25 et 40 ans, déterminent une démographie de 5 000 à 70 000 individus. Cependant, ces estimations ne permettent pas de déterminer à quel moment de l'Histoire de Néandertal (début, milieu ou fin) correspond cette estimation chiffrée.

La résolution d'analyse des modèles dépend des données chronologiques actuellement disponibles. Dans le cas de ce travail de thèse, les données ne nous permettent pas de donner des estimations chiffrées à la centaine d'année. Cela peut être le cas avec des âges ^{14}C, qui permettent cette précision de la résolution, mais pas avec des âges OSL ou ESR par exemple.

Pour presque tous les sites, un modèle chronologique a permis d'obtenir les intervalles de crédibilité à 68 % et à 95 %. Un tableau pour chaque site et niveau archéologique contenant des TCLs référence ces valeurs. Ces tableaux sont disponibles en annexe 6. Cependant, comme évoqué plus haut, la complexité de dater la grotte du Renne à Arcy-sur-Cure, nous a conduit à proposer deux modèles différents. Nous avons choisis de reprendre deux modèles existants proposés par Welker *et al.* (2016). Ces modèles se basent sur les âges de Hublin *et al.* (2012) ; Higham *et al.* (2014) et Welker *et al.* (2016). Un modèle ne prend en compte que les âges sur des artefacts porteurs de marques anthropiques, tandis que le second ne fait pas la distinction. Nous avons fait ce choix, car nous avons voulu vérifier la différence chronologique issue de deux modèles différents dans lesquels une sélection fiable des échantillons est primordiale.

Des étalements ou des décalages de certains TCL ou cultures ont été révélés par les intervalles de crédibilité. Ils sont dus à la construction du modèle chronologique. Pour certaines unités archéologiques, aucun âge des niveaux au-dessus ou au-dessous n'a servi de « borne temporelle » à ce niveau recherché. En effet, au contraire du modèle OxCal (Bronk Ramsey, 2009), nous n'imposons aucune contrainte temporelle stratigraphique à la fin et au début des phases chronologiques. Sans borne, ChronoModel génère des intervalles de crédibilité en incluant toutes les écart-types des âges intégrés dans les phases. Si une phase contient un âge avec une incertitude très large, alors l'intervalle de crédibilité obtenu sera également très large pour englober cette incertitude.

Au cours des deux chapitres, nous allons discuter des intervalles de crédibilité à 68 % pour lesquelles un phénomène technologique ou culturel aurait pu se produire. Nous avons

choisi la valeur à 68 %, c'est-à-dire qu'il y a une probabilité de 68 % que l'évènement se produise dans cet intervalle. Pour certains sites, les intervalles à 95 % entrainaient un recouvrement sur la période d'étude, comprise entre 65 et 30 ka. Nous avons donc choisi d'être plus juste, considérant qu'une majorité du phénomène recherché se situe dans cette valeur, au risque d'être moins précis. Cette justesse, mais manque de précision peut conduire à des interprétations qui peuvent être critiquables. Si on considère un chevauchement ou décalage entre deux intervalles chronologiques avec notre résolution actuelle, une analyse avec une autre résolution peut montrer que ce chevauchement n'a pas lieu d'être.

De manière générale, les répartitions chronologiques des différents TCLs du Paléolithique moyen et les cultures du Paléolithique supérieur montrent des étalements et recouvrements parfois sur toute la période d'étude. Dans ce dernier cas, il s'agit plus précisément du TCL Levallois, qui nous le rappelons est le fond commun de l'industrie néandertalienne. Ceci impliquerait qu'il serait contemporain en apparence avec tous les autres TCLs. Certains sites montrent également des étalements plus ou moins longs.

4.1. TCLs de la fin du Paléolithique moyen

24 sites des régions septentrionales du bassin Aquitain et de la Cantabrie sont recensés dans notre étude, ayant l'indice de qualité le plus élevé. Ces sites sont représentés sur une carte en haut de la figure 58. Plusieurs sites présentent des unités archéologiques de la période de transition entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur. Par exemple, Labeko-Koba (Pays-Basque, Espagne) présente des niveaux Châtelperronien, Proto-Aurignacien et Aurignacien ancien (Wood *et al.*, 2014).

Ces vingt-quatre sites montrent que les TCLs de la fin du Paléolithique moyen ne se succèdent pas chronologiquement mais présentent des recouvrements et certains s'étendent toute la période d'étude (Fig. 58).

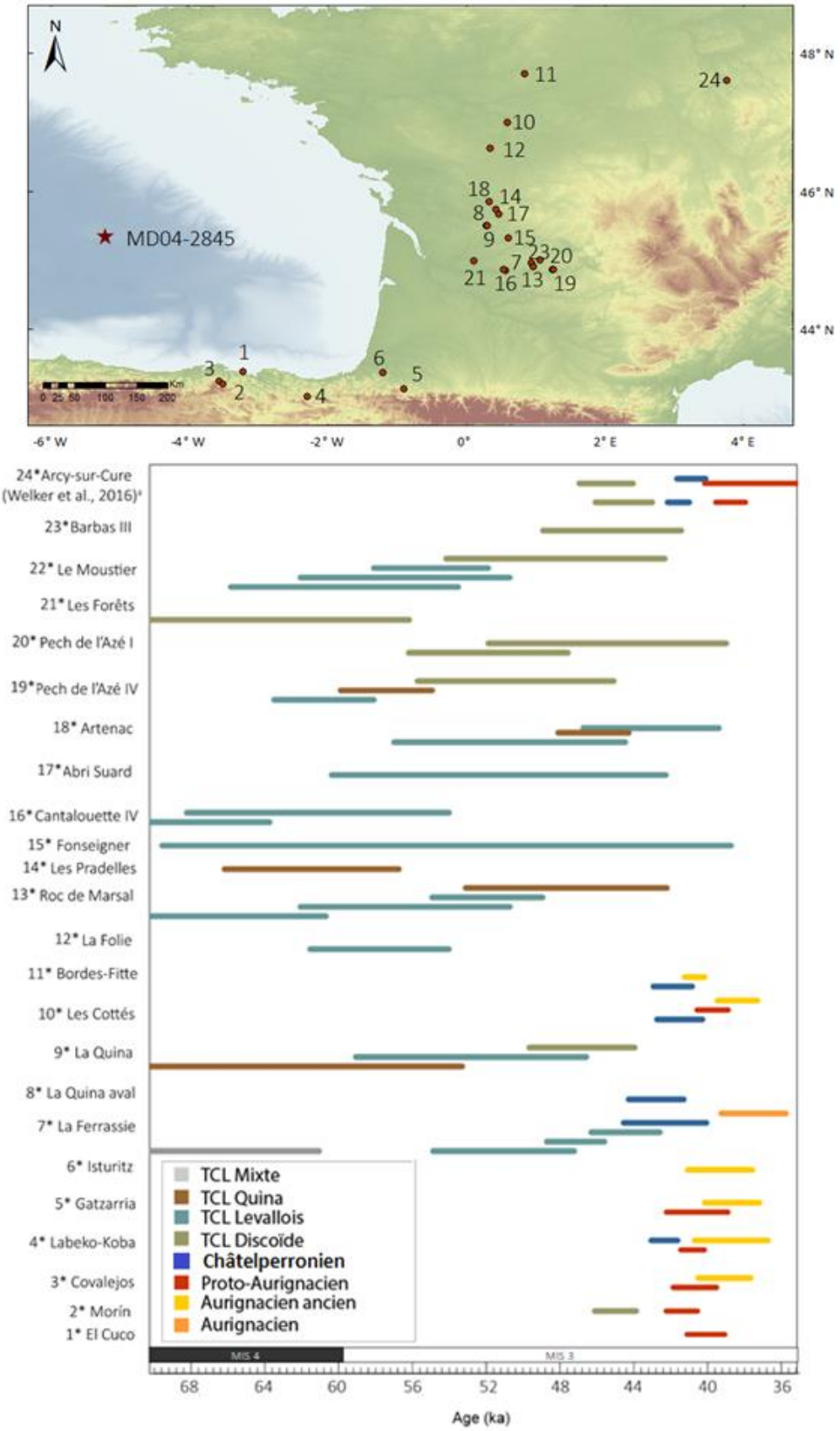


Fig. 58. Représentation statistique des TCLs de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur à partir des distributions a posteriori à 68,2 %. [a] Deux modèles ont été construits pour Arcy-sur-Cure basés sur les modèles de Welker *et al.* (2016). L'axe de âges a été inversé par respect des conventions archéologiques.

Le TCL Discoïde est représenté dans le Sud-Ouest de la France, dans les sites de Barbas III, La Quina, Le Moustier, Les Forêts, Pech de l'Azé I et IV. Il est également présent à dans la grotte du Renne à Arcy-sur-Cure. Le premier modèle (qui se base sur les âges des échantillons porteurs de marques anthropiques) montre que le TCL Discoïde serait daté entre 46 et 43 ka. Le deuxième suggérerait que le TCL est daté entre 47 et 44 ka. Les deux modèles donnent des intervalles de crédibilité relativement similaires sauf dans les âges de début et de fin estimées avec 1,0 ka de décalage.
Il pourrait être le plus ancien à Les Forêts où il est daté entre 77 et 56 ka. A Barbas III, il est daté de 49 à 41 ka, à La Quina entre 50 et 44 ka. Au Moustier, il se développerait entre 54 et 42 ka, tandis qu'à Pech de l'Azé IV, il serait présent entre 56 et 45 ka. Trois niveaux Discoïdes à Pech de l'Azé I ont été identifiés et datés entre 56 et 50 ka (couche 5), de 52 à 39 ka (couche 6) et entre 43 et 34 ka (couche 7). Cette couche 7 présente le cas d'un étalement dû à un manque de contrainte stratigraphique, mentionnée plus haut dans la partie introductive de ce paragraphe 3. Cette unité archéologique n'est pas représentée dans la figure 58. En Cantabrie, bien qu'il ne soit représenté par un seul site, il serait présent entre 46 et 44 ka à Morín.

La Quina, Roc de Marsal, Les Pradelles, Artenac et Pech de l'Azé IV présentent des industries attribuées à un TCL Quina. Il est plus ancien à La Quina, où il serait daté entre 71 et 53 ka. Il serait plus jeune à Roc de Marsal, où il se développerait entre 53 et 42 ka. Il est contemporain du TCL Levallois à Fonseigner, de l'Abri Suard et d'Artenac par exemple. Le TCL Quina se développerait également à Artenac entre 48 et 44 ka, mais également aux Pradelles entre 66 et 57 ka et à Pech de l'Azé IV de 60 à 55 ka.

Le TCL Levallois serait présent dans onze sites du Sud-Ouest de la France sur toute la période d'étude, comprise entre 77 et 39 ka. Il serait daté entre 60 et 42 ka à l'Abri Suard, entre 62 et 54 ka à La Folie, à Fonseigner entre 70 et 39 ka. A Artenac, deux niveaux archéologiques comprenant un TCL Levallois sont datés de 57 à 45 ka et de 47 à 39 ka Deux unités archéologiques à Cantalouette IV permettent de le dater entre 68 et 54 ka et entre 77 et 64 ka. Il se développerait également à La Quina entre 59 et 45 ka, qui serait contemporain des couches 4 et 5a de la Ferrassie, datées respectivement de 55 à 47 ka et de 49 à 46 ka. La couche 5b est quant à elle datée entre 46 et 45 ka. A Pech de l'Azé IV, il serait daté entre 64 et 58 ka et contemporain du TCL Levallois de Roc de Marsal compris entre 64 et 49 ka. Enfin trois couches préservent des industries associées au TCL Levallois au Moustier et datées de 66 à 51 ka.

La Ferrassie contient un TCL mixte (Levallois et Discoïde), qui est daté entre 78 et 61 ka. L'intervalle de crédibilité du TCL mixte serait contemporain avec le TCL Quina du site de La Quina (71 – 53 ka), mais également de ses premiers développements aux Pradelles (66 – 57 ka). Il serait aussi contemporain du TCL Discoïde au Moustier (54 – 42 ka) et des TCLs Levallois de plusieurs sites par exemple Cantalouette IV et Roc de Marsal.

A la fin du Paléolithique moyen, aucune succession chronologique des TCLs moustériens n'est identifiée dans le Sud-Ouest de la France. Ce que l'on observe, c'est une apparente contemporanéité des trois TCLs Levallois, Discoïde et Quina de la fin du MIS 4 et au cours du MIS 3. Pendant ces périodes, en observant les étapes de la chaîne opératoire, des études ont montré qu'une grande diversité des systèmes de production Quina, Discoïde et Levallois existait (Delagnes & Meignen, 2006). Dans cette région, il y avait de fréquents déplacements de populations à petites et grandes échelles, comme le montrent les études techno-économiques (Delagnes & Rendu, 2011). Les études de circulations de matières premières (Turq *et al.*, 2016 ; 2017) révèlent que le TCL Discoïde est associé à une absence de mobilité entre les espaces lithologiques différents. Au contraire, les auteurs des TCLs Levallois et Quina, paraissent avoir opté pour des mobilités sur de plus grandes distances. Cependant, ces mobilités seraient non constantes au cours du temps et pourraient varier en fonction des espèces migratrices herbivores voire des changements climatiques (Delagnes & Rendu, 2011).

4.2. TCLs de la période de transition entre la fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur

Le Châtelperronien est localisé dans la région du Sud-Ouest de la France, de la Cantabrie et dans le Nord-est de la péninsule Ibérique. Dans notre base de données, il est représenté par 4 sites archéologiques du Sud-Ouest de la France, c'est-à-dire à Bordes-Fitte (Aubry *et al.*, 2012 ; Aubry *et al.*, 2014), Les Cottés (Talamo *et al.*, 2012 ; Jacobs *et al.*, 2015), La Quina aval, La Ferrassie (Guérin *et al.*, 2015 ; Frouin *et al.*, 2017a ; Talamo *et al.*, 2020). Au Pays-Basque, il est représenté par Labeko-Koba (Wood *et al.*, 2014). Il est également présent dans la grotte du Renne où il est daté entre 42 et 41 ka et de 42 à 40 ka selon les deux modèles (Welker *et al.*, 2016). Le premier modèle comportant uniquement les âges anthropiques montre un intervalle de temps plus réduit par rapport au second modèle qui comporte des âges issus d'échantillons

qui ne portent aucune marque anthropique. Cependant, l'âge de début du Châtelperronien est le même. Le Châtelperronien se développerait donc de ~45 à ~40 ka. Nous avons vu dans le 2.2. du chapitre 1, que l'étendue chronologique du Châtelperronien serait comprise entre 45 et 39 ka, basé sur les âges « bruts » de quelques sites. Notre estimation chronologique basée sur la stratigraphie est similaire sauf qu'elle suggère que la fin du Châtelperronien est 1,0 ka antérieure à celle donnée par les âges bruts. Le Châtelperronien à La Quina (44 – 41 ka) et à La Ferrassie (45 – 40 ka) pourrait être le plus ancien parmi les niveaux datés de façon fiable. Il est daté à Les Cottés entre 44 et 40 ka, à Labeko-Koba entre 43 et 42 ka. Les âges après modélisation montrent que le Châtelperronien se développerait premièrement dans le bassin aquitain, puis à Labeko-Koba, Bordes-Fittes (43 – 41 ka) et à Arcy-sur-Cure. Cependant, cette hypothèse est basée sur la résolution actuelle de notre analyse, qui peut être contraire à la réalité.

Le Proto-Aurignacien est considéré comme le premier TCL du Paléolithique supérieur et un indicateur de la première propagation des Hommes Anatomiquement Modernes en Eurasie occidentale (Mellars, 2006). Il est trouvé à Arcy-sur-Cure, Les Cottés, Isturitz (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b), Gatzarria (Barshay-Szmidt *et al.*, 2012) et à Labeko-Koba dans le Pays basque et enfin à, Covalejos, Cueva Morín et El Cuco en Cantabrie (Marín-Arroyo *et al.*, 2018).

A Gatzarria, il se développerait entre 42 et 39 ka. En Cantabrie, il est daté de 41 à 40 ka à Labeko-Koba, entre 42 et 40 ka à Covajelos et à El Cuco entre 41 et 39 ka. Pour El Cuco, un seul âge a permis de dater l'occupation Proto-Aurignacienne, mais l'intervalle de crédibilité est similaire à ceux données dans les autres sites de la région. Mais il n'est pas exclu que l'augmentation du corpus d'âge modifie après modélisation, la durée de l'intervalle de crédibilité. Le Proto-Aurignacien ne perdurerait pas au-delà de 39 ka où sa fin est plus récente à Les Cottés (41 – 39 ka) et à Gatzarria (42 – 39 ka). Cependant, à la grotte du Renne, nos deux modèles indiquent un déclin du Proto-Aurignacien plus récent. Il serait daté de 40 à 38 ka avec le premier modèle et de 40 à 34 ka avec le second. L'intervalle est plus réduit dans le temps à partir d'échantillons anthropique par au second qui prends en compte tous les âges. La chronologie d'Arcy-sur-Cure reste relativement ambiguë et montre bien la complexité dans la sélection des âges dans les modèles chronologiques et qui peuvent biaiser les interprétations archéologiques.

D'après nos résultats, le Proto-Aurignacien serait présent dans la région de la Cantabrie et du Pays basque puis dans le Sud-Ouest de la France et les régions plus septentrionales. Dans le Sud-Est de la France, la datation récente par ^{14}C du site d'Esquicho-Grapaou (Barshay-

Szmidt *et al.*, 2020) a permis de modéliser chronologiquement sa durée entre ~43 ka et 38 ka (Fourcade *et al.*, 2022). Les intervalles de crédibilité sont cohérents avec une diffusion vers l'ouest du Proto-Aurignacien. Il se serait diffusé d'abord dans le Sud-Est de la France puis au nord de l'Espagne et dans le Pays basque et enfin dans le Sud-Ouest de la France. Ces résultats chronologiques sont cohérents avec l'hypothèse d'une arrivée du Proto-Aurignacien dans les zones les plus occidentales de l'Europe par le pourtour Méditerranéen (Mellars, 2011 ; Hublin, 2015 ; Shao *et al.*, 2021).

Le Proto-Aurignacien chevauche chronologiquement le Châtelperronien. Ce chevauchement peut être induit par le modèle en prenant en compte de toutes les incertitudes chronologiques des âges ou être une réalité archéologique. Au contraire, d'autres études de modélisation chronologique, qui imposent que les TCLs se succèdent de façon stricte (sans contemporanéité possible) notre modèle ne considère que la stratigraphie intra-site, qui est une donnée archéologique réelle. Un chevauchement entre deux TCLs, un attribué à Néandertal et l'autre aux HAM, impliquerait une coexistence entre les deux espèces. Dans le Sud-Ouest en prenant en compte les âges Proto-Aurignaciens, les plus anciens et ceux plus récents du Châtelperronien à Les Cottés et La Ferrassie, ce chevauchement perdurerait au maximum 1 ka. Cependant, d'après l'attribution culturelle de Bordes-Fitte, qui présente l'occupation Aurignacienne ancienne la plus vieille (41 – 40 ka), ce chevauchement serait également de 1 ka. Plus au sud, dans le Pays basque et la Cantabrie, le Châtelperronien chevauche le Proto-Aurignacien pendant au maximum 1 ka.

L'Aurignacien ancien est stratigraphiquement au-dessus des niveaux archéologiques Proto-Aurignaciens. Ce TCL est représenté par six sites, localisés dans le Sud-Ouest de la France, dans les Pays Basques français et espagnol et en Cantabrie. L'ensemble des intervalles de crédibilité de nos modèles montre qu'il serait présent en Europe occidentale entre 41 et 37 ka. Les occupations les plus anciennes sont au nord du bassin aquitain, à Bordes-Fitte (41 – 40 ka) et dans le Pays basque, à Isturitz (41 – 38 ka). Il serait présent dans les autres sites entre 39 et 37 ka à Les Cottés, de 40 à 37 ka à Gatzarria, entre 41 et 37 ka à Labeko-Koba et de 40 à 38 ka à Covajelos.

5. Les environnements et climats « déclencheurs » des transitions culturelles ?

L'étude des sites archéologiques du Sud-Ouest de la France est particulièrement importante pour la période de transition entre le Paléolithique moyen/supérieur quant aux questions de persistance des groupes néandertaliens et de migration des premiers HAM. Cette région est également importante pour les questionnements relatifs à la contemporanéité ou la succession des TCLs du Paléolithique moyen.

La recherche de synchronies entre des changements technologiques, culturels et des changements paléoclimatiques ou paléoenvironnementaux est un processus complexe. Une des complexités est l'attribution technologique ou culturelle d'un assemblage lithique, qui peut être révisé et changer l'interprétation de l'étendue d'un TCL à l'échelle régionale. L'autre difficulté est liée aux incertitudes chronologiques des deux enregistrements. Par exemple, un évènement daté, qu'il soit climatique ou archéologique possède une incertitude. Cela revient donc à essayer de comparer deux incertitudes entre elles. Dans le cadre de ce travail, nous avons augmenté la résolution temporelle et la justesse des enregistrements paléoclimatiques, par l'augmentation des échantillons analysés, des datations IRSL et de la contrainte stratigraphique La chronologie des TCLs a été également révisée par l'intégration d'âges sélectionnés selon des critères méthodologiques ou contextuels. Nous avons donc comparé les deux enregistrements pour pouvoir détecter de potentielles synchronies.

5.1. Potentielles synchronies à la fin du Paléolithique moyen

Pendant la période comprise entre 65 et 35 ka (Fig. 59), les TCLs moustériens ne semblent pas persister après le HS 4 sauf à Fonseigner (TCL Levallois). Dans ce site, les larges écarts-types des âges TL (Valladas *et al.*, 1987) entrainent cette apparente persistance récente des manifestations néandertaliennes.

Le TCL Quina à La Quina, Les Pradelles et Pech de l'Azé IV serait présent pendant le HS 6, estimé avec notre chronologie entre 64,0 et 59,4 ka. Le développement du Quina est estimé dans notre modèle entre ~71 et 53 ka à La Quina, entre 66 et 57 ka aux Pradelles et entre 60 et 55 ka à Pech de l'Azé IV. Seul à Pech de l'Azé IV, le TCL commencerait à la fin du HS 6.

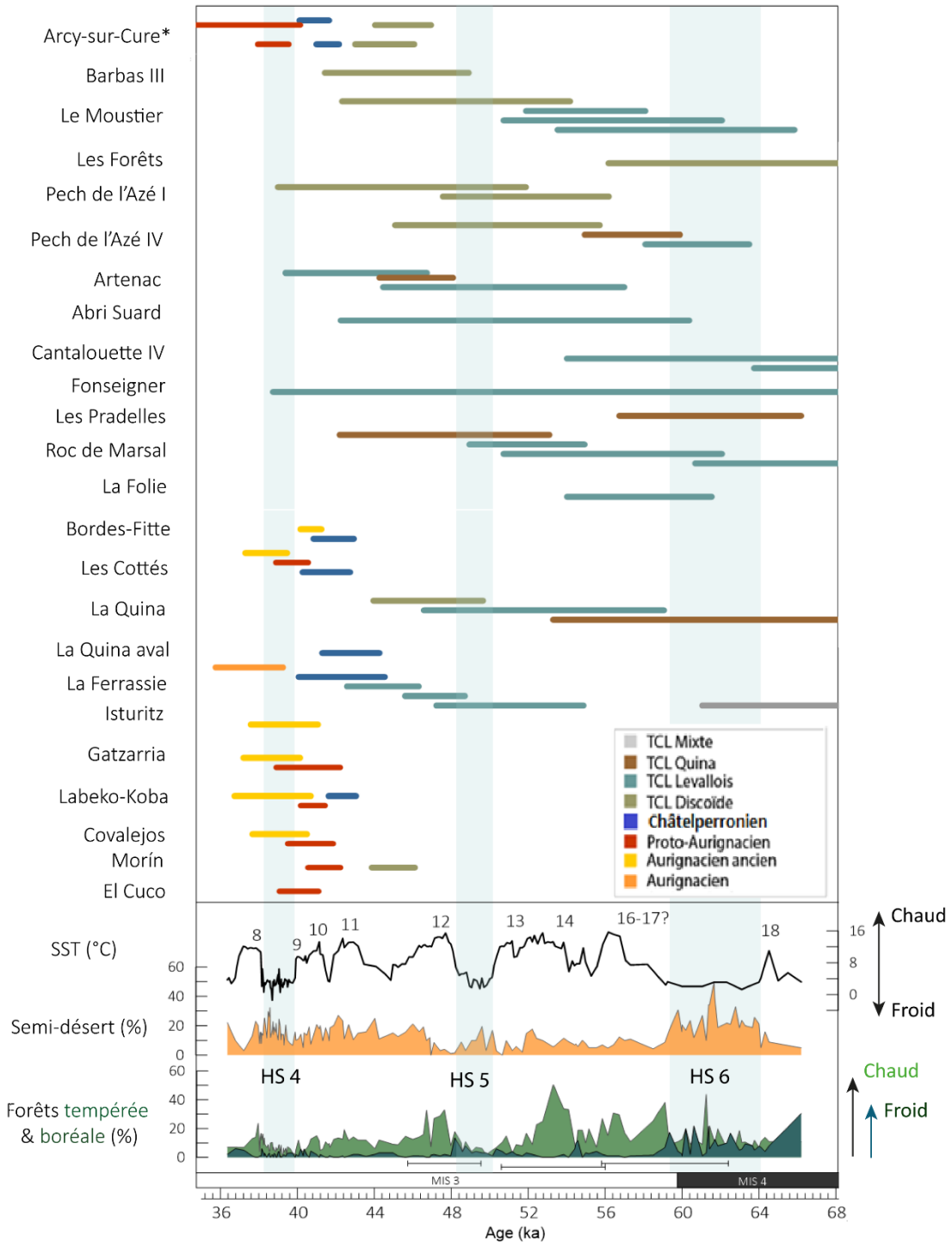


Fig. 59. Comparaison des chronologies des TCLs du Sud-Ouest de la France avec l'enregistrement pollinique et de SST de la carotte MD04-2845 (cette étude). Les HS 4, 5 et 6 sont identifiés par les bandeaux bleus clairs et les GSs sont numérotés sur la courbe de SST.

Le Quina a été daté dans le Sud-Ouest de la France entre 67 et 59 ka (Morin *et al.*, 2014) et entre 63 à 60 ka (Discamps *et al.*, 2011) recouvrant le HS 6. Les intervalles du TCL sont plus larges que l'étendue chronologique du HS 6 estimée dans la carotte MD04-2845. Les environnements de la région sont dominés par des environnements steppiques. Les températures océaniques en hiver ou en été varient entre -4 à 4°C.

Dans ces trois sites, le TCL Quina ne semble pas persister au-delà du GI 14 (53,3 ±3,3 ka) marqué par une forte expansion forestière et un réchauffement océanique d'environ 5 ± 3°C en 0,2 ka. Dans les sites d'Artenac (48 – 44 ka) et Roc de Marsal (53 – 42 ka), ce TCL semble se développer plus récemment. Son développement coïnciderait avec le GS 14/13, marqué par une réduction de la forêt tempérée et une expansion de la forêt boréale. Des refroidissements océaniques de 3 ± 3°C sur 0,3 ka et de 8 ± 3°C pendant 0,5 ka caractérisent ces deux GSs. A Artenac, son apparition semble être concomitante du GS 12 (47,6 ± 1,9 ka), marqué par un refroidissement océanique progressif de 9 ± 3°C.

Dans la région, les assemblages Quina sont associés à une prédominance de rennes dans les assemblages fauniques (Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014 ; Discamps & Royer, 2017). La présence du renne peut être expliquée par la présence de la forêt boréale avant le HS 6 (et du semi-désert), reconstruite à partir de l'enregistrement pollinique de la carotte MD04-2845. Le renne est une espèce adaptée aux environnements ouverts, sans arbres et aux conditions extrêmes froides (Discamps *et al.*, 2011). Les données polliniques marines et de spéléothèmes ont montré que le HS 6 était extrêmement froid et aride dans le Sud-Ouest de la France.

Cependant, Le TCL Quina aux Pradelles et La Quina commenceraient avant le HS 6 d'après les intervalles de crédibilité. L'enregistrement pollinique montre une présence de la forêt boréale (30%) à 66,2 ka. Cependant, l'analyse à haute résolution de l'enregistrement s'est terminée à 64,5 ka. Cela laisse un manque de résolution sur 1,7 ka et pendant cette période, les pourcentages de la forêt boréale seraient faibles. Il a été également montré que les assemblages fauniques de rennes pouvaient être biaisés en raison d'un prélèvement préférentiel des échantillons de rennes lors des fouilles anciennes, notamment à Combe Grenal (Discamps & Faivre, 2017). L'association renne et TCL Quina pourrait être faussée et expliquerait ainsi la possible incohérence avec les environnements.

Le TCL Discoïde serait présent dans le Sud-Ouest de la France pendant toute la fin du Paléolithique moyen. Il se développerait pendant le HS 5 à Barbas III (49 – 41 ka) et à La Quina

(50 – 44 ka). Il serait présent pendant des environnements et climats différents. Au Moustier (54 – 42 ka), il se développerait avec le GS 14 et persisterait pendant le HS 5 jusqu'au GS 12. Au contraire, à Les Forêts (77 – 56 ka), il serait présent pendant le HS 6 jusqu'au GS 15. En Cantabrie, il se développerait à Morín (46 – 44 ka) en concomitance avec le GS 12, marqué par une réduction forestière. Le TCL Discoïde ne semble pas persister au-delà du GS 11 ou GS 10 sauf l'occupation de la couche 6 à Pech de l'Azé I (52 – 39 ka) qui le ferait persister jusqu'au milieu du HS 4.

Le seul site qui présente un TCL mixte montre que celui-ci disparaitrait à La Ferrassie (78 – 61 ka) à la fin du HS 6.

A l'instar du TCL Discoïde, le TCL Levallois semble être présent dans le Sud-Ouest de la France pendant toute la fin du Paléolithique moyen. Il serait présent pendant le HS 6 dans les sites du Moustier (66 – 51 ka), Pech de l'Azé IV (64 – 58 ka) et Roc de Marsal (64 – 49 ka). Il se développerait également à la fin de cet évènement à La Quina (59 -45 ka) et disparaitrait pendant le GS 12, marqué par un développement forestier et une diminution des températures. Au Moustier, les occupations déclineraient pendant le GS 14. Le TCL Levallois à Fonseigner (70 – 39 ka) et à Artenac (45 – 39 ka) persisterait jusqu'au début du HS 4. L'occupation de ces sites serait également contemporaine des TCLs de la transition du Paléolithique moyen et du Paléolithique supérieur.

Les stratégies de mobilité sont liées aux stratégies de subsistance, qui elles-mêmes visent une optimisation des ressources en fonction de l'environnement. Les études techno-économiques et de mobilité, basées sur les assemblages fauniques et les industries montrent que les débitages et par extension les TCLs présentent une variation dans les dynamiques de mobilité des Néandertaliens. Ainsi, Delagnes & Rendu (2011) et Tremblay (2016) montrent que les débitages Quina et Discoïde présentent un plus fort potentiel de mobilité. Ces débitages sont associés à des espèces chassées plus mobiles telles que les rennes, bisons et chevaux (Delagnes & Rendu, 2011). Au contraire, le débitage Levallois présente un plus faible potentiel de mobilité et il est associé à des faunes moins mobiles comme le cerf. Leurs résultats montrent également que les activités qui impliquent une plus grande mobilité sont associées à des conditions climatiques plus précaires. Les activités associées à une mobilité plus restreinte sont corrélées à des conditions climatiques tempérées sauf dans le cas de chasses spécialisées. Le choix technologique associé à la mobilité serait issu du partage de savoir-faire dans la taille lithique acquise au fil du temps et donc la culture. Le climat y aurait joué un rôle secondaire.

5.2. Changements technologiques, culturels et potentiel impact des GS/GIs et HS 4 à la transition

L'apparition la plus ancienne du Châtelperronien à La Quina aval (44 – 42 ka) et à La Ferrassie (44 – 43 ka) pourrait être contemporaine avec la fin du GS 12 ou GI 11, marqués par une réduction de la forêt fermée et par des expansions de forêts ouvertes et d'éléments steppiques. Les températures océaniques dans le golfe de Gascogne chutent respectivement de 9 ± 3°C et de 10 ± 3°C. La présence du Châtelperronien à La Ferrassie pourrait être la plus ancienne, bien avant celle d'Arcy-sur-Cure, également montré par Talamo *et al.* (2020) . Plus au nord, à Bordes-Fitte et Les Cottés, son début de développement est estimé entre 43 et 42 ka. A Labeko-Koba, le site le plus méridional, le Châtelperronien est également daté entre 43 et 42 ka. Cet intervalle de temps correspondrait aux GI/GS 11 (43,5 ± 1,2 ka). Selon la région, le Châtelperronien pourrait se développer depuis la fin du GS 12 jusqu'au GS 10. Cependant, dans le Sud-Ouest de la France et dans le nord de l'Espagne, le Châtelperronien n'apparait pas au-delà du début du HS 4 (40,0 – 38,2 ka). La dernière présence du Châtelperronien, associé aux derniers Néandertaliens (Welker *et al.*, 2016) indique leur disparition régionale au même moment que le début du HS 4. Cette interprétation est également suggérée par Talamo *et al.*(2020). Leurs résultats montrent que la fin du Châtelperronien à Arcy-sur-Cure, Les Cottés, Saint-Césaire, La Quina et La Ferrassie se produirait bien avant 40 ka[35].

En Cantabrie, une récente étude suggère que le Châtelperronien serait intrusif dans la région, car il y aurait une discontinuité entre les industries du « Paléolithique moyen » et le Châtelperronien (Rios-Garaizar *et al.*, 2022). La datation par OSL du site de plein-air d'Aranbaltza II (43,5 ± 2,9 ka) permettrait de situer le Châtelperronien en contemporanéité avec celui des autres sites du Sud-Ouest de la France. De plus, la durée totale du Châtelperronien à Aranbaltza a été estimée entre 44 et 40 ka, en utilisant OxCal (*ibid.*). Cet intervalle de temps coïnciderait avec les occupations châtelperroniennes du Sud-Ouest de la France de notre modèle. L'identification d'un niveau Châtelperronien sur le site de Foradada (Calafell, Tarragone) comportant huit pointes Châtelperron suggère l'expansion des groupes châtelperroniens jusque dans le nord-est de l'Espagne (Morales *et al.*, 2019). Trois âges du niveaux IV donnent un jeune intervalle de temps compris entre 41 et 37 ka (Annexe 6). Rios-

[35] Dans cette étude, la courbe utilisée est IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) rendant difficile la comparaison des âges.

Garaizar *et al.*(2022), utilisant un autre modèle chronologique (Oxcal), donnent un intervalle de temps compris entre 42 et 39 ka.

Le Proto-Aurignacien pourrait apparaitre dans le nord de l'Espagne (Pays basque et Cantabrie) et dans le Sud-Ouest de la France vers la transition GS 11/GS 10. Cette période est marquée par l'expansion de forêts ouvertes avec des éléments steppiques. Les températures océaniques varient avec des chutes de 11± 3°C à 5 ± 3°C pendant 0,6 ka, lors des transitions GI/GS 11 et GI/GS 10. La température augmente de 10 ± 3°C en 0,5 ka pendant le GS 11/GI 10. Dans les niveaux Proto-Aurignaciens, le renne domine les assemblages fauniques dans les sites charentais et périgordiens, tandis que les chevaux et bovidés sont dominants dans les Pyrénées (Discamps *et al.*, 2010 ; Soressi *et al.*, 2010 ; Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b). Autour du GS 10, la forêt boréale et les expansions semi-désertiques pourraient expliquer la présence du renne, des bisons et des chevaux dans les deux régions.

La progressive réduction du couvert forestier du GS 12 au GS 9 a probablement eu un impact sur la migration des HAM. Jusqu'à présent, notre modélisation chronologique suggère une dispersion depuis l'est des HAM, qui se produirait vers le nord de l'Espagne puis dans le Sud-Ouest de la France entre ~42 et 40 ka. Ce scénario est cohérent avec la datation récente du Proto-Aurignacien à la grotte de Mandrin, dont le début serait daté entre 43 et 42 ka (Slimak *et al.*, 2022). Shao *et al.* (2021) ont utilisé un modèle climatique global et développé un modèle d'existence humaine combinant données climatiques avec des sites archéologiques pour reconstruire des trajectoires de dispersion de l'Aurignacien. La plus ancienne présence de l'Aurignacien en Europe remonterait avant 45 ka, quelque part à l'est peu après le HS 5. Cela est corroboré par les données génétiques (Hublin *et al.*, 2020). Cependant, la récente découverte à Mandrin (vallée du Rhône) d'une dent qui appartiendrait à un HAM suggèrerait qu'il serait présent en Europe avant 54 ka (Slimak *et al.*, 2022).

Nos données montrent un chevauchement chronologique entre le Châtelperronien et le Proto-Aurignacien. Celui-ci pourrait être au maximum de 1 ka dans le Sud-Ouest de la France et dans le nord de l'Espagne. Si l'on considère que l'attribution à un Aurignacien ancien est fiable à Bordes-Fitte, le chevauchement entre les industries Néandertaliennes et celles d'HAM serait d'environ 1 ka. Ces chevauchements chronologiques suggèrent une coexistence de plusieurs centaines d'années à milliers d'années entre les Néandertaliens et les groupes HAM en Europe occidentale (Marín-Arroyo *et al.*, 2018 ; Talamo *et al.*, 2020 ; Fourcade *et al.*, 2022). Ils suggèrent qu'il y aurait eu contact avec ou non une possibilité de métissages entre les

Néandertaliens et des HAM non africains (Green *et al.*, 2010). Plus récemment, les études génétiques ont montré la coexistence des Néandertaliens et HAM par mélange de gènes Néandertaliens dans les ancêtres des populations actuelles dans plusieurs régions du monde (Prüfer *et al.*, 2014 ; Fu *et al.*, 2015 ; Bokelmann *et al.*, 2019) Ces métissages ont pu avoir lieu soit par un seul épisode (Sankararaman *et al.*, 2012) soit en plusieurs épisodes (Vernot & Akey, 2015 ; Villanea & Schraiber, 2019), impliquant des contacts étroits à plusieurs reprises entre les groupes humains.

Les premières occurrences de l'Aurignacien ancien pourraient se produire vers le GS 10/GS 9. Ces GSs sont marqués par des expansions de forêts ouvertes associées à des éléments steppiques. Lors des transitions GI/GS 10 et GI/GS 9, les températures océaniques chutent pendant 0,6 ka de 5 ± 3°C et 7 ± 3°C pour atteindre respectivement des valeurs minimales de température de 5°C et 1°C. L'Aurignacien ancien pourrait persister pendant le HS 4, durant lequel les températures océaniques ont varié de -4 à 7°C pendant près de 1,8 ka. Les assemblages fauniques indiquent aussi une dominance d'espèces typiques d'environnements ouverts et froids (Discamps *et al.*, 2010). Il est intéressant de noter qu'une différence régionale nord/sud semble émerger avec une dominance de renne au nord et de chevaux et bovidés au sud (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018b). Malheureusement, aucune donnée pollinique ne permet de documenter une différence régionale des évolutions de la végétation entre le Sud-Ouest de la France et le nord de l'Espagne. La transition entre le Proto-Aurignacien et l'Aurignacien ancien se produirait pour la plupart des sites au cours du GS 9/HS 4.

L'Europe occidentale a expérimenté des changements climatiques forts, qui ont impacté les environnements et les ressources alimentaires des groupes de chasseurs-cueilleurs Néandertaliens et HAM. Jusqu'à présent, les archives archéologiques montrent que les changements de TCLs englobent plusieurs évènements de réchauffements et de refroidissements. Nous avons vu que ces changements climatiques sont de grandes envergures avec des variations de plusieurs degrés (de 4 à 13°C environ) et ce, sur plusieurs centaines d'années.

Nous pouvons néanmoins déceler qu'un même TCL n'est pas synchrone dans tout le Sud-Ouest de la France et en région Cantabrique. Cependant, le dernier TCL néandertalien semble s'être développé dans un paysage modérément boisé, tandis que les premiers groupes d'HAM se sont développés dans des environnements successivement plus ouverts.

Il apparaît peu probable que le facteur climatique et environnemental soit l'unique cause des changements technologiques et culturels mais aussi de la disparition de Néandertal. Dans le Sud-Ouest de la France et dans les régions cantabriques, les Néandertaliens ont survécu à plusieurs événements de réchauffement et de refroidissement, mais ont disparu juste après l'enregistrement des premiers TCL associés aux humains modernes. En outre, l'augmentation progressive des environnements ouverts de ~50 à 40 ka aurait été favorable à l'expansion des humains modernes, qui pourraient bien être adaptés à la steppe et aux environnements ouverts. Ils auraient pu entrer en compétition avec les Néandertaliens pour les mêmes niches écologiques, entraînant leur disparition régionale. Nos nouvelles données sont en accord avec les études de modélisation précédentes qui montrent que la disparition des Néandertaliens ne peut être atteinte que lorsque les humains modernes sont choisis dans le modèle comme étant plus adaptés dans l'exploitation des ressources alimentaires et la technologie de chasse par rapport aux Néandertaliens (Sepulchre *et al.*, 2007 ; Banks *et al.*, 2008a ; Timmermann, 2020).

Conclusions générales

Nous avons vu au travers de ce chapitre des résultats paléoclimatiques, chronologiques et archéologiques. La comparaison de l'enregistrement pollinique de la carotte MD04-2845 avec des enregistrements polliniques marins et de spéléothèmes a permis de comparer les changements climatiques et environnementaux identifiés (HS 6 à 4 et D-Os 18 à 8) en Europe occidentale. La chronologie de la carotte a été améliorée par l'ajout de 13 échantillons IRSL et par l'établissement d'un nouveau modèle d'âge bayésien. Enfin, l'actualisation d'une base de données a permis d'améliorer le corpus d'âge pour être intégrés dans un modèle chronologique bayésien, pour estimer la durée des phénomènes technologiques et culturels recherchés à la fin du Paléolithique jusqu'au début du Paléolithique supérieur. La confrontation des deux enregistrements ne nous permet pas de trancher sur l'impact des changements climatiques sur les adaptations technologiques et culturelles des Néandertaliens et Hommes anatomiquement modernes le long de la façade Atlantique. Le chapitre suivant va s'attacher à enquêter sur aspect le long de la façade Méditerranéenne.

Chapitre 2 : Changements environnementaux, climatiques, technologiques et culturels dans le Nord-Ouest de la région méditerranéenne

Introduction

Dans ce deuxième chapitre des résultats, nous allons présenter les changements environnementaux et climatiques reconstruits pour la Méditerranée occidentale, à partir de l'étude pollinique de la carotte marine MD99-2343 et la comparaison directe avec les proxies océaniques préservés dans les mêmes sédiments. Nous allons également présenter un nouveau modèle d'âge-profondeur pour cette carotte afin d'affiner la chronologie de ces changements environnementaux. Cette approche permet de mieux comprendre les dynamiques océaniques et atmosphériques lors des différents évènements climatiques. Les deux dernières sections se focaliseront sur les résultats de la modélisation chronologique des TCLs et leur comparaison avec l'enregistrement paléoclimatique.

1. Les changements de végétation dans la région du nord-ouest de la Méditerranée

L'analyse pollinique de la carotte MD99-2343 (Mer Méditerranée) constitue une première étude pollinique. Pour 21 échantillons, la *main sum* comptée est inférieure à 63 pollen (n=7 à 63), tandis que pour 20 celle-ci varie de 66 à 96 pollen comptés, bien que deux lames aient été comptées. Enfin, pour 85 échantillons, la *main sum* est comprise entre 100 et 209 pollen. Les 21 échantillons considérés comme « non représentatifs » ont été exclus du calcul des pourcentages et du diagramme pollinique. Cependant, ils ont été utilisés quantitativement pour estimer les erreurs associées aux pourcentages polliniques.

Les résultats concernant le calcul de l'incertitude du comptage pollinique montrent qu'entre 1120 et 2048 cm de profondeur, les erreurs associées aux valeurs des pourcentages

polliniques sont comprises entre ± 3 % et ± 42 % pour la forêt tempérée (Annexe 4). La valeur moyenne de ces erreurs est estimée à 10 % environ. Les intervalles de confiance les plus élevés sont corrélés avec des *main sum* faibles. Par exemple, le plus grand intervalle de confiance (42 %) correspond à l'échantillon 1518 cm (dont la *main sum* est de 7 pollen et 83 en incluant *Pinus*). Les échantillons 2036 cm et 1752 cm ont respectivement des intervalles de confiance de 27 % (*main sum* de 14 et 44 avec *Pinus*) et 26 % (18 et 129 avec *Pinus*). Ces échantillons et les échantillons ayant un faible nombre de pollen compté n'ont pas été intégrés dans le calcul des pourcentages polliniques. Ils ont été uniquement intégrés dans le calcul des incertitudes polliniques pour déterminer l'influence du nombre de pollen compté sur les incertitudes.

Pour une carotte sédimentaire marine de la marge Ibérique (MD95-2043), Fletcher & Sánchez Goñi (2008) ont estimé que les intervalles de confiance à 95 % varient entre 3 et 25 % (avec une valeur moyenne de 8 %). Néanmoins, en traçant les courbes polliniques de la carotte MD99-2343 avec les intervalles de confiance à 95 % (Fig. 60), il est évident que les changements brusques de la végétation sont réels malgré les erreurs associées.

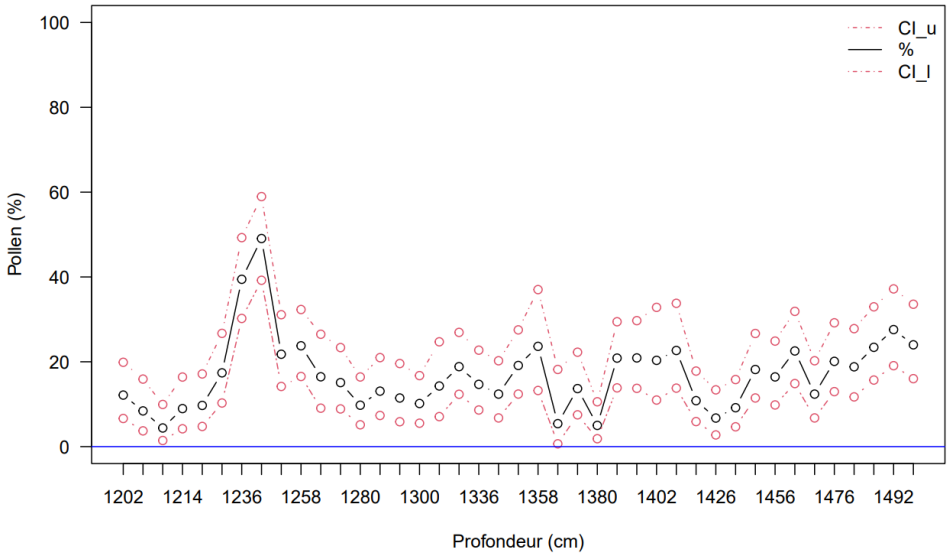


Fig. 60. Schéma des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt tempérée pour une partie de la séquence de la carotte MD99-2343 entre 1202 et 1492 cm. « CI-u » et « CI-l » représentent les valeurs minimales et maximales d'un intervalle de confiance. Ces valeurs représentent donc des incertitudes à la valeur médiane, qui est le pourcentage du groupe écologique.

Quatre zones polliniques ont été définies à partir de l'analyse statistique (Fig. 61). Parmi les zones polliniques, deux zones (1 et 4) ont une composante arborée importante avec des

arbres et arbustes typiques des forêts Atlantiques et méditerranéennes. Les autres zones (2 et 3) sont constituées par des spectres nettement herbacés. Dans les zones 1, 2 et 4, les pourcentages de forêt tempérée sont surtout déterminés par ceux de *Quercus* caducifolié, mais *Alnus, Corylus* et *Carpinus* ont des valeurs relativement importantes. Le pollen de *Cedrus* est régulièrement présent et plus abondant à la base et la fin de la séquence jusqu'à 10 %, où il est accompagné par les pourcentages mineurs des taxons méditerranéens (*Quercus* à feuille pérenne, *Olea, Pistacia*). *Cedrus* est un conifère endémique vivant aujourd'hui à des altitudes moyennes (au-dessus de ~1500 m et jusqu'à ~2500 m au-dessus du niveau de la mer) sur les montagnes du pourtour méditerranéen en Afrique du Nord (Rif et Atlas) et au Moyen-Orient (Turquie, Syrie, Liban) (Quezel & Medail, 2003 ; Jiménez-Moreno *et al.*, 2020). Ce taxon est bien adapté aux conditions climatiques fraîches à froides. Il est mieux représenté dans les climats humides à subhumides (Quezel & Medail, 2003 ; Cheddadi *et al.*, 2017). Généralement dans les enregistrements polliniques, *Cedrus* est inférieur à 1 %. Le pollen de cèdre est caractérisé par des dispersions de courtes distances et n'est pas bien distribué dans l'environnement éloigné des arbres sources (*e.g.* Bell & Fletcher, 2016). Par conséquent, les fortes fréquences de *Cedrus* sont associées aux augmentations de l'activité éolienne des poussières sahariennes durant des périodes de sécheresse (Magri & Parra, 2002). Les taxa boréaux sont également bien représentés dans la séquence grâce à la présence régulière de *Picea*, mais sont plus abondant dans les zones 1 à 3. Les taxa boréaux sont plus importants dans la zone 2 en raison des pourcentages combinés d'*Abies* et *Picea*.

Cependant, la détermination statistique des quatre zones polliniques ne reflète pas la variabilité climatique millénaire. Dans cette séquence MD99-2343, les études paléocéanographiques précédentes ont identifié plusieurs changements climatiques qui ont été corrélés aux HSs (6, 5 et 4) et aux 12 cycles de D-O de la période entre 70 et 30 ka (Rasmussen *et al.*, 2014). Les variations de la forêt tempérée miment les augmentations et diminutions de la température des eaux de surface, dérivée du $\delta^{18}O$ planctonique de la carotte (Sierro *et al.*, 2005) et du Mg/Ca sur *G. bulloides* (Català *et al.*, 2019). Ces variations montrent une plus grande variabilité que celle définie par les zones polliniques. Nous avons donc subdivisé les 4 zones polliniques en 8 sous-zones qui coïncident néanmoins avec des clusters non significatifs (de a à h), établis par notre analyse statistique.

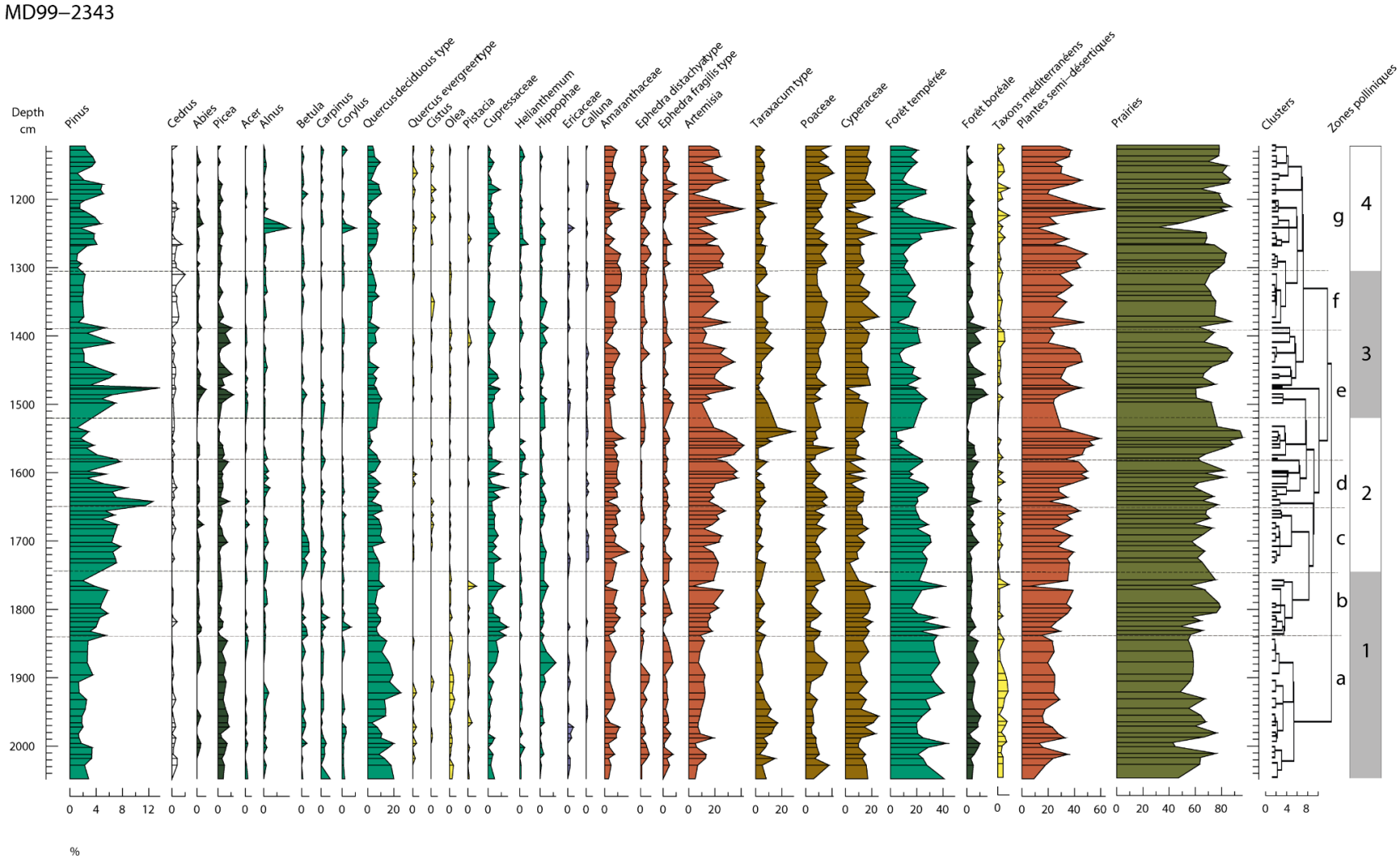


Fig. 61. Diagramme pollinique simplifié de la carotte MD99-2343 représentant les pourcentages polliniques (en bas) des différents taxons en fonction de la profondeur. Les groupes écologiques sont représentés à droite.

- **Zone 1 (2050 - 1741 cm)**

La première zone pollinique (1a et 1b), comprise entre 2050 et 1741 cm comprend 30 échantillons. Dans la sous-zone 1-a (2050 - 1835 cm), la forêt boréale est présente avec des pourcentages en moyenne de 5 % grâce aux pourcentages de *Picea*. Les taxons méditerranéens mieux représentés (3 %) sont *Quercus* sempervirens (1 %) et *Olea* (2 %). Les pourcentages de la forêt tempérée (33 %), représentés par *Quercus* caducifolié (14 %), *Alnus* (1 %), *Betula* (1.5 %), *Carpinus* (2 %), *Corylus* (1 %) sont élevés sauf une diminution de ces pourcentages entre 1996 et 1950 cm (18 %). Le développement forestier s'accompagne de la présence de Cuppressaceae (3,5 %) et d'*Hippophäe* (2 %). On observe une légère diminution des pourcentages de *Cedrus* (3% entre 2028 et 2018 cm). Parmi les steppes herbacées, les plantes semi-désertiques (22 %) et les prairies (53 %) sont moyennement présentes.

La sous-zone 1-b (1835 – 1741 cm) est caractérisée par la diminution des arbres notamment la forêt tempérée (28 %) et la forêt boréale (4 %). *Cedrus* est très faiblement enregistré (0,7 %), et les taxons méditerranéens diminuent également (1 %). Au contraire, les herbacées dominent (23 - 58 %) par l'abondance des Amaranthaceae (8 %), *Artemisia* (17 %) et Cyperaceae (17 %). Le diagramme pollinique montre une différence qualitative et quantitative entre les deux sous-zones avec une dominance d'arbres et d'herbacées, respectivement.

- **Zone 2 (1741-1515 cm)**

La deuxième zone pollinique comprise entre 1741 et 1515 cm est constituée de 21 échantillons et subdivisée en trois sous-zones (2c, 2d et 2e). La sous-zone 2c (1741 - 1650 cm) est dominée par les herbacées. Les taxons semi-désertiques sont bien représentés (34%) grâce aux pourcentages d'Amaranthaceae (10 %) et *Artemisia* (20 %), mais les prairies ouvertes le sont également (61 %). Quant aux arbres, ils sont présents mais en moindres proportions. *Betula* (3 %), *Quercus* caducifolié (8%) dominent pour la forêt tempérée (26 %), tandis que la forêt boréale (4 %) est présente grâce à *Picea* (3 %). Les pourcentages des taxons méditerranéens sont mineurs (1 %).

Par rapport à la sous-zone 2c, la sous-zone 2d (1650-1580 cm) se distingue par une faible diminution de la forêt tempérée (21 %), qui reste présente grâce à *Alnus* (2 %) et *Quercus* caducifolié (6 %). Hormis la forêt tempérée, les arbres sont peu présents avec une faible présence de la forêt boréale (5 %) et des taxons méditerranéens (1 %). Les herbacées et notamment les plantes semi-désertiques sont en augmentation (37 %) par l'abondance d'*Artemisia* (24 %) dans cette sous-zone. Les prairies ouvertes restent prédominantes (65 %).

La troisième et dernière sous-zone 2e (1580 - 1515 cm) se démarque des deux précédentes par la diminution des pourcentages de la forêt tempérée (10 %). *Acer* (1 %), *Alnus* (1 %), *Betula* (1 %), et *Quercus* caducifolié (4 %) sont peu présents. *Picea* (2 %) et *Abies* (1 %) chutent, atteignant les pourcentages les plus faibles de toute la séquence (3 %). *Quercus sempervirens* et *Pistacia* sont virtuellement absents et *Olea* et *Cistus* faiblement représentés, avec 0,2 % chacun. Les fréquences d'arbres diminuent au profit des herbacées (43 - 81 %). *Artemisia* et *Taraxacum* augmentent et atteignent leurs valeurs maximales de la zone 2 et de la séquence pollinique, respectivement (42 % et 29 %). Cependant, les taxons semi-désertiques, qui ont atteint leur valeur maximale (60 %) chutent brusquement de 29 % en fin de zone à cause de la diminution d'*Artemisia* (12 %) et d'Amaranthaceae (9 %).

- **Zone 3 (1515 - 1305 cm)**

La troisième zone pollinique comprise entre 1515 et 1305 cm, comprenant 22 échantillons, est subdivisée en deux sous-zones (3f et 3g).

Un redéveloppement forestier domine la sous-zone 3f (1515 - 1390 cm). La forêt tempérée présente des valeurs plus élevées (18 %) que la phase précédente grâce à la présence de *Quercus* caducifolié (6 %), *Betula* (1 %), *Corylus* (1 %) et *Carpinus* (1 %). Quant à la forêt boréale, celle-ci est bien représentée car elle atteint sa valeur maximale (7 %) due à *Picea* (5 %) et *Abies* (2 %) qui atteignent tous les deux leurs valeurs maximales. *Cedrus* réapparait (2 %). *Pistacia* (1 %) et *Olea* (1 %) sont les essences les mieux représentées parmi les taxons méditerranéens (2 %). Après le retrait des herbacées à la fin de la zone précédente, le semi-désert et prairies, à l'instar du couvert forestier, se redéveloppent. Les taxons semi-désertiques (32 %) et les prairies ouvertes (69 %) dominent.

La deuxième sous-zone 3g (1390 - 1305 cm) est marquée par une légère diminution des arbres et des herbacées. *Quercus* caducifolié (5 %), *Alnus* (1,2 %) et *Betula* (1 %) sont les mieux représentés pour la forêt tempérée (15 %). Quant à la forêt boréale, elle est légèrement en retrait par rapport à la phase précédente (4 %), en raison de la diminution des pourcentages de *Picea* (2,5 %) et de *Abies* (1,5 %). Les taxons méditerranéens sont très peu présents malgré la présence de *Cistus* (1 %). *Cedrus* est enregistré avec ses valeurs les plus hautes dans l'enregistrement pollinique (10 %). Les plantes semi-désertiques (30 %) et les prairies (61%) diminuent mais restent dominantes.

- **Zone 4 (1305 - 1122 cm)**

Bien que nous ayons subdivisé les autres zones, cela n'a pas été le cas pour celle-ci. Cette zone (4 ou 4h) comprise entre 1305 et 1122 cm est constituée de 26 échantillons. Contrairement à la phase précédente, *Cedrus* (2 %) est en retrait. Le couvert forestier est en légère expansion avec la présence plus importante de la forêt tempérée (17 %) qui atteint sa valeur maximale (49 %) due à *Alnus* (20 %) et *Corylus* (10 %). La forêt boréale est en léger retrait (3 %). *Quercus sempervirens* (1 %) et *Cistus* (1 %) dominent l'assemblage des taxons méditerranéens (2 %), qui restent minoritaires. Les herbacées dominent avec la présence importante du semi-désert (35 %) grâce à l'abondance d'*Artemisia* (21 %) et des *Ephedra distachya* (4 %) et *fragilis*-types (3 %). Les prairies dominent également (71 %) mais disparaissent lors de l'expansion maximale de la forêt tempérée.

L'ACP (Fig. 62) identifie une première composante principale, exprimant 27,2 % de la variance, qui est caractérisée par *Quercus* caducifolié, Cupressaceae, *Picea*, *Cyperaceae*, *Taraxacum* et *Ephedra fragilis*-type avec des valeurs positives et Poaceae, *Ephedra distachya*-type, *Artemisia* et Amaranthaceae avec des valeurs négatives. La deuxième composante principale, qui explique 15,5 % de la variance, est caractérisée par des valeurs positives d'herbacées telles que Poaceae, *Taraxacum*, *Ephedra distachya* et *fragilis*-types, et Cyperaceae tandis que les arbres se situent dans les valeurs négatives. Les variations de l'axe 1 sont utilisées

dans cette étude comme un index humide-chaud/sec-froid et l'axe 2 comme un proxy plutôt d'environnements fermés/ouverts.

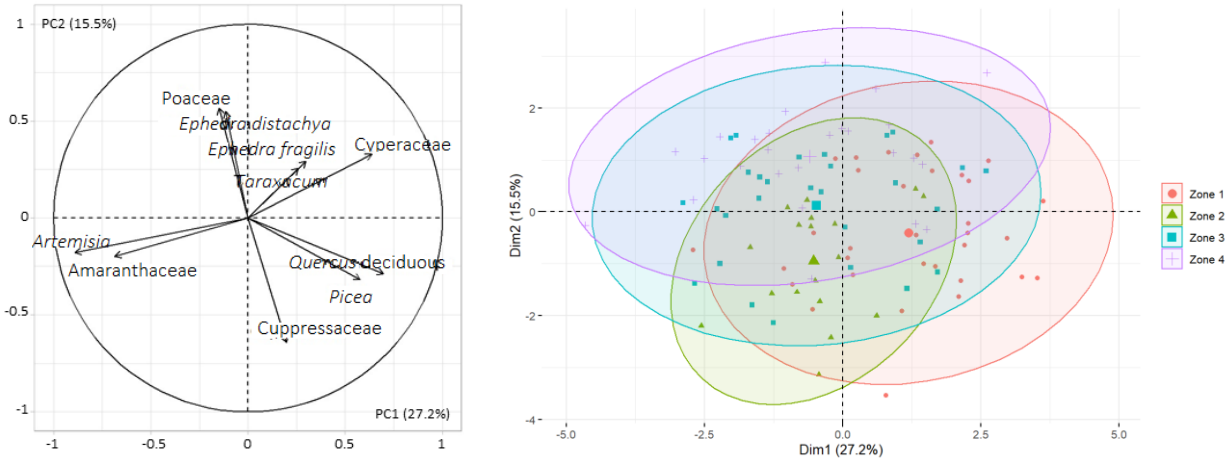


Fig. 62. Deux ACP représentant les taxons majeurs estimés avec des pourcentages d'au moins 6% pour au moins 5 échantillons et les ellipses de confiance basées sur les zones polliniques, définies statistiquement.

Par conséquent, la zone 1 dominée par *Quercus* caducifolié et *Picea*, représente un climat relativement humide et chaud et des environnements boisés, la zone 2, caractérisé par Amaranthaceae, indique un climat plus sec et froid avec des environnements semi-ouverts. Les zones 3 et 4 dominées par Poaceae, *Ephedra*, représentent un climat moins sec mais plus chaud. La variabilité de la végétation et climatique suggérée par les 8 clusters identifiés par la technique de Gordon & Birks (1972) (sous-zones) au sein de ces 4 zones polliniques coïncident avec des changements de température des eaux de surface dans le golfe du Lion. Par conséquent, nous considérons que ces changements de végétation et du climat sont réels même s'ils ne sont pas statistiquement confirmés.

2. Nouveau modèle d'âge

Au contraire de la carotte MD04-2845, la MD99-2343 n'a pas pu être datée par IRSL. L'amélioration de la chronologie des enregistrements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques a reposé sur la construction d'un nouveau modèle d'âge-profondeur. Ce modèle d'âge a été construit avec ChronoModel (Lanos & Philippe, 2018) basés sur les âges

disponibles, contraints stratigraphiquement. Les distributions *a posteriori* ont été estimé par le modèle, qui ont été ensuite intégrées dans ArchaeoPhases (Philippe & Vibet, 2020) pour reconstruire une courbe d'âge-profondeur et estimé les âges des profondeurs analysées.

Un modèle d'âge pour la carotte MD99-2343 a été récemment publié par Torner *et al.* (2019). Nous avons développé une courbe d'âge-profondeur alternative, construite avec le modèle bayésien, qui donne des informations sur le taux de sédimentation en fonction des âges et des incertitudes (Fig. 63). La construction du modèle d'âge-profondeur de la carotte MD99-2343 inclut 22 points de contrôle chronologiques composés de 10 âges ^{14}C et de 12 âges isotopiques (Tableau 14).

Echantillon	Profondeur (cm)	Age ^{14}C brut (ka BP)	Erreur (± ka BP)	Age calendaire (ka)	Erreur* (± ka)	Références
	28	0,790	0,04			Sierro *et al.* (2005)
	88	3,110	0,03			Frigola *et al.* (2008)
	118	3,390	0,05			Sierro *et al.* (2005)
	208	5,720	0,04			Frigola *et al.* (2008)
	238	6,210	0,05			Sierro *et al.* (2005)
	308	7,700	0,04			Frigola *et al.* (2008)
	398	10,650	0,05			Frigola *et al.* (2008)
	418	11,200	0,05			Frigola *et al.* (2008)
	568	13,850	0,04			Frigola *et al.* (2008)
	604	14,550	0,110			Frigola *et al.* (2008)
D-O 3	954			32,500	0,566	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 4	994			33,740	0,606	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 5	1110			32,500	0,566	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 6	1144			33,740	0,606	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 7	1190			35,480	0,661	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 8	1260			38,220	0,725	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 10	1360			41,460	0,817	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 11	1410			43,340	0,868	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 12	1520			46,860	0;956	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 13	1584			49,280	1,015	Rasmussen *et al.* (2014)
D-O 18	2020			64,095	1,518	Rasmussen *et al.* (2014)
	2154			72,280	1,478	Rasmussen *et al.* (2014)

Tableau 14. Points de contrôle utilisés pour la création du modèle d'âge-profondeur de la carotte MD99-2343.

Entre notre modèle d'âge et celui de Torner *et al.* (2019), les différences chronologiques sont faibles. Par exemple, en utilisant un « point » à 2020 cm (~63 ka), la différence chronologique est de moins de 2 ka aux incertitudes près. Bien que nous comparons les deux

modèles, cette approche est uniquement valable pour la partie la plus ancienne de la carotte. En effet, Torner *et al.* (2019), l'ont daté pour une période comprise entre 115 et 65 ka. Par conséquent, nous ne pouvons comparer les deux modèles que sur une courte période. Sierro *et al.* (2005) et Frigola *et al.* (2008) l'ont bien daté par ^{14}C jusqu'à 16 ka environ. Aucun âge numérique sur cette carotte ne permet de la dater précisément au-delà de cet âge. Cependant, En l'absence d'âge, des points de contrôle chronologique ont été établis par calage entre les pourcentages pollinique et l'enregistrement du $\delta^{18}O$ du Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014).

Aucun âge numérique n'est disponible pour la période plus récente que 15 ka. Il aurait été intéressant dans le cadre de ce travail de thèse de dater les profondeurs supérieures à 6 m par les méthodes de datation par luminescence. Cependant, les conditions d'accès à la carotte n'étaient pas réunies. De plus, aucun point de contrôle chronologique n'est utilisé entre 600 et 950 cm, tandis que l'étude pollinique ne concerne que l'intervalle 1100 – 2100 cm. Cette absence de points de contrôle chronologiques affecte donc très peu le modèle d'âge-profondeur de l'intervalle étudié.

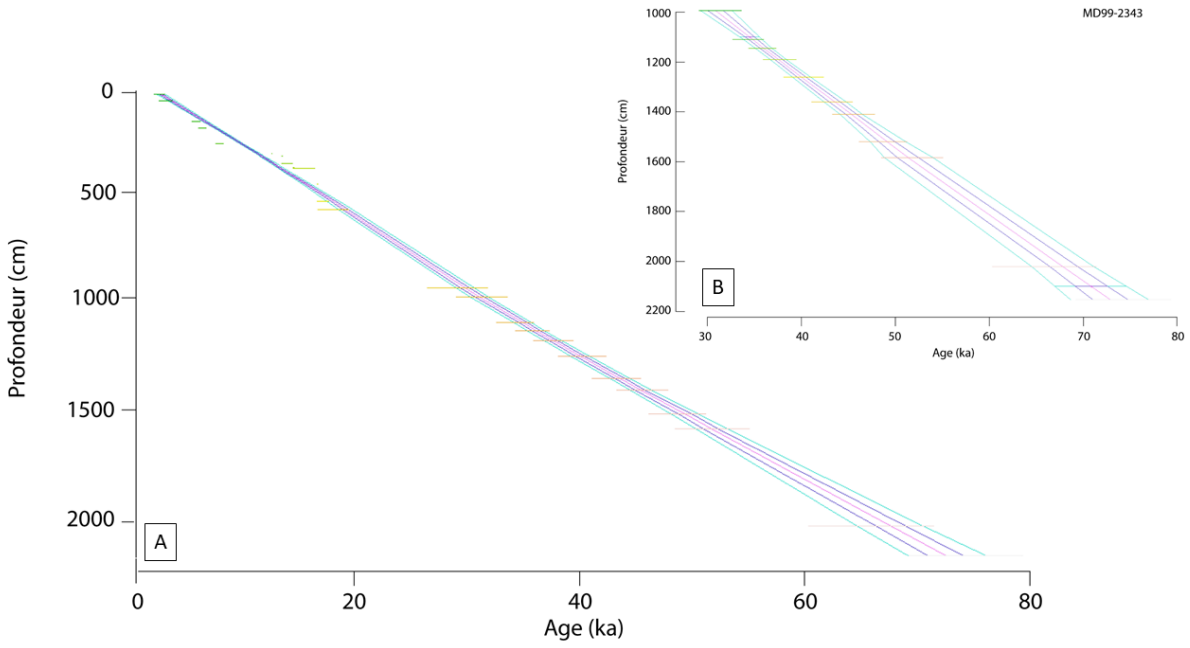


Fig. 63. Nouveau modèle d'âge-profondeur de la carotte MD99-2343 pour toute la séquence sédimentaire entre 0 et 2200 cm (A) et pour la séquence entre 1100 et 2200 cm (B). Les distributions a posteriori des âges sont représentées par les barres horizontales et les âges des profondeurs non datées sont données à partir des courbes d'accumulations sédimentaires : médianes (rose), à 68 % (entre les lignes violettes) et à 95 % (lignes bleues).

Comme pour le Sud-Ouest de la France, l'*a priori* stratigraphique entre les profondeurs datées ajuste les âges et leurs intervalles de crédibilité, en réduisant les incertitudes en fonction de la stratigraphie. Cet effet est moins marqué pour la carotte MD99-2343, en raison des points de contrôle chronologiques utilisés (âges ^{14}C et isotopiques).

D'après le modèle d'âge-profondeur, l'accumulation sédimentaire de la carotte MD99-2343 est relativement constante. A partir de 50 ka, un léger changement dans l'accumulation sédimentaire est cependant visible par l'augmentation des intervalles de crédibilité à 68 et 95 %. L'allure linéaire est cohérente dans la mesure où les seuls points de contrôle utilisés pour la séquence (65 - 35 ka) sont des points isotopiques du Groenland, dont les incertitudes augmentent à mesure que l'on remonte dans le temps. En outre, pour les derniers 50 ka, l'apport terrigène montré par le rapport K/Al a été estimé entre 15 et 73 cm/an^{-1} avec une moyenne constante de 36 cm/an^{-1} (Frigola *et al.*, 2008).

3. Changements climatiques dans la région méditerranéenne : étude multiproxy

Les changements de végétations dans le nord-ouest de la Méditerranée ont été reconstruit à partir de l'analyse pollinique. La comparaison de ces changements avec d'autres indicateurs climatiques marins conservés dans la carotte MD99-2343, permettra d'identifier les changements climatiques dans les environnements marins et terrestres régionaux, qui ont ponctués la période de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur. Ces changements climatiques dans le Nord-Ouest de la Méditerranée vont être placés dans un contexte plus global à l'échelle de l'Europe occidentale. La comparaison d'autre enregistrements marins et terrestres tels que les grains de pollen de séquences marines et terrestres de la marge Ibérique et de spéléothèmes permettra de caractériser les changements climatiques millénaires (D-Os et HSs). La localisation des différentes archives citées dans ce chapitre (mais aussi celles du chapitre précèdent) est donnée par la figure 64.

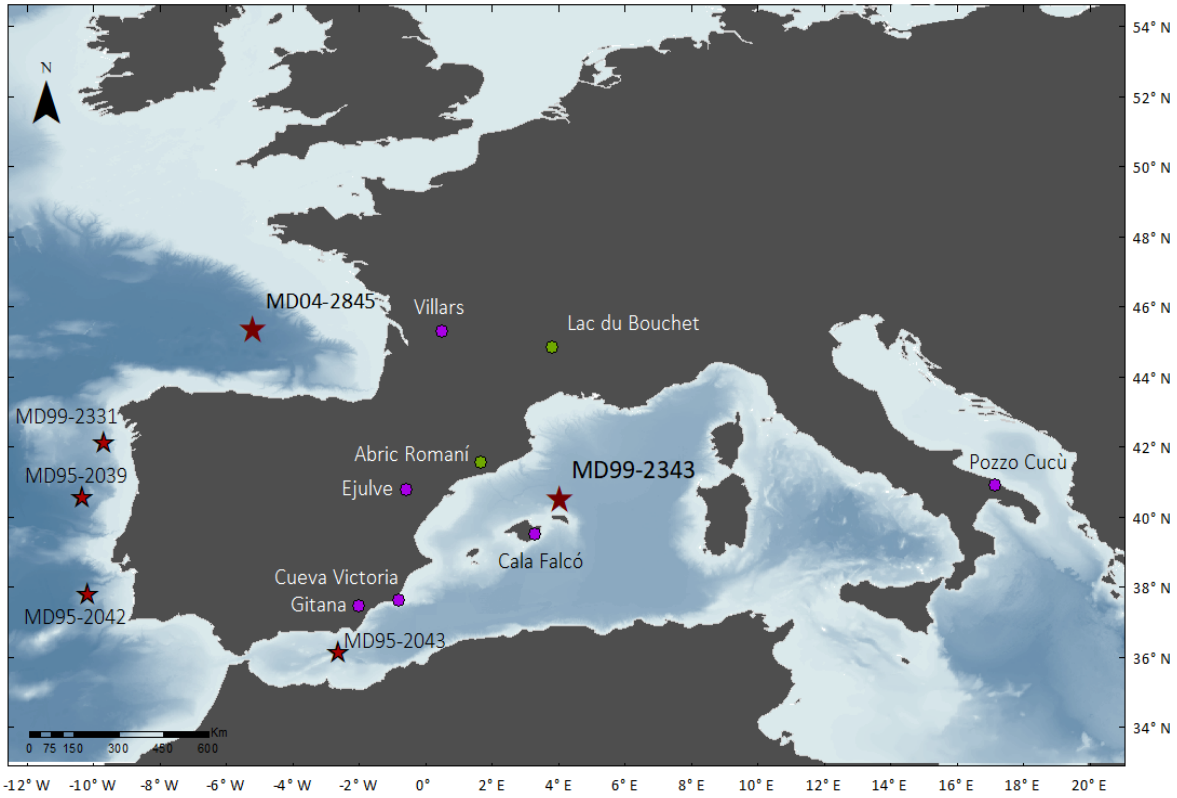


Fig. 64. Carte de localisation des différentes archives (polliniques marines et terrestres, spéléothèmes) citées dans le texte. Les points verts représentent les archives polliniques terrestres, en violet celles de spéléothèmes et les étoiles rouges, les archives polliniques marines.

3.1. Changements des températures et salinité des eaux de surface et de formation d'eau profonde dans le golfe du Lion

Des études précédentes (Sierro *et al.*, 2005 ; Frigola *et al.*, 2008 ; Català *et al.*, 2019) ont montré que les proxies marins de la carotte MD99-2343 enregistrent les cycles de D-O, c'est-à-dire la succession des GSs et GIs, et les HSs (Fig. 65). Les refroidissements et réchauffements de l'eau de surface indiqués par l'enregistrement du $\delta^{18}O$ du foraminifère planctonique *G. bulloïdes*, par les pourcentages du foraminifère polaire *N. pachyderma* (s) et le coccolite *Emiliana huxley*, coïncident avec les cycles de D-Os (Sierro *et al.*, 2005) incluant les GIs et GSs (Dansgaard et al., 1993; Rasmussen et al., 2014). L'enregistrement de $\delta^{13}C$ du foraminifère benthique *C. pachydermus* de la même carotte indique des changements dans la formation de la WMDW (Sierro *et al.*, 2005). Une formation d'eau profonde (WMDW) plus importante se produit pendant les GSs, certains incluant les évènements d'Heinrich, caractérisée

par des valeurs plus faibles du $\delta^{13}C$, par exemple de -1,5 ‰ (GS 1) et -1,4 ‰ (GS 9). Au contraire, une formation limitée d'eau profonde se produit pendant les GIs marquée par des valeurs plus élevées du $\delta^{13}C$.

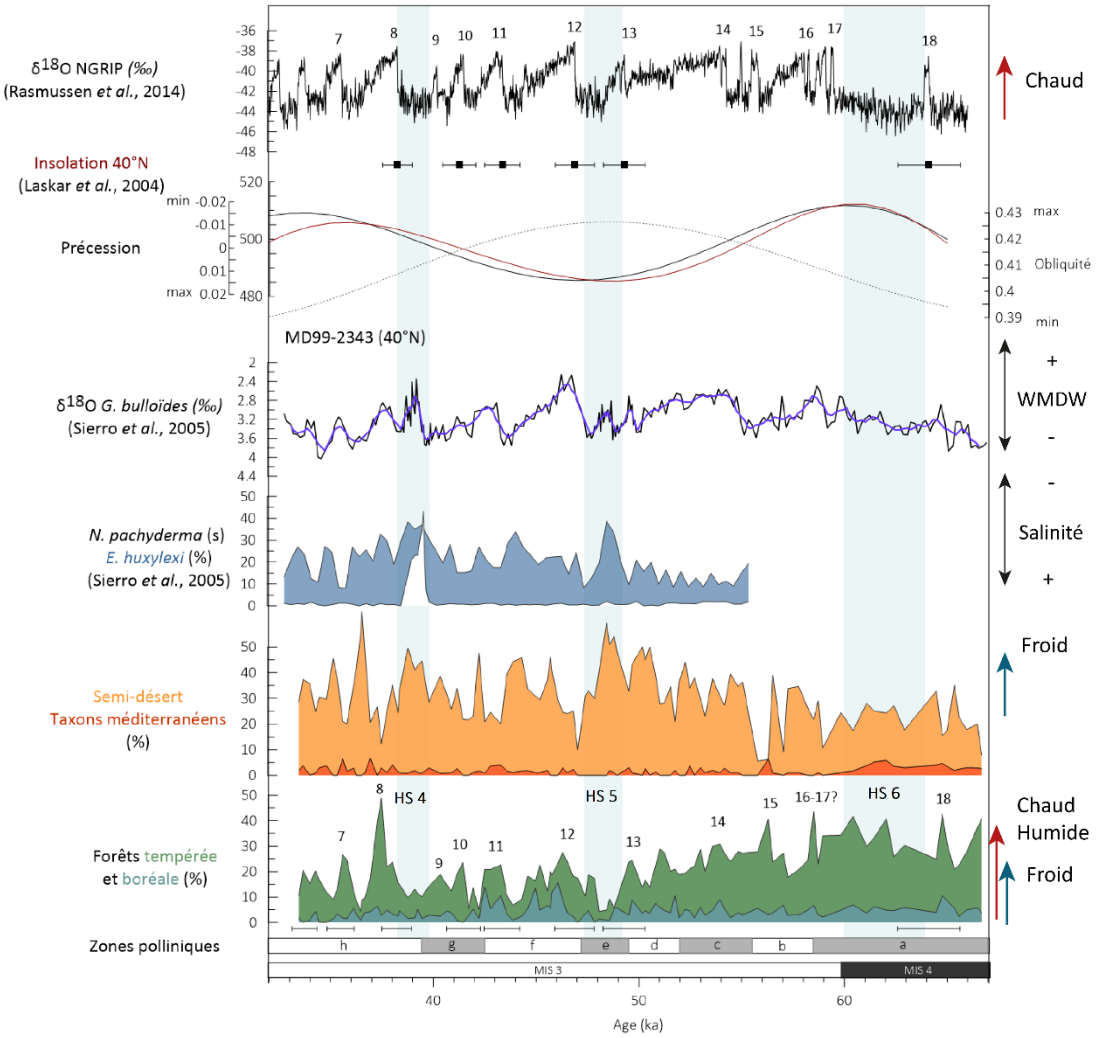


Fig. 65. Comparaisons des multiproxies climatiques terrestres et marins de la carotte MD99-2343. Ces enregistrements sont comparés aux données orbitales : insolation de juin à 40°N, obliquité et précession (Laskar *et al.*, 2004) et aux teneurs en $\delta^{18}O$ du Groenland (Rasmussen et al., 2014). Les GIs sont numérotés sur les courbes de forêt tempérée et du $\delta^{18}O$.

L'identification des HSs dans les séquences sédimentaires de la Méditerranée se base sur les analyses du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de, respectivement, *G. bulloides* et *C. pachydermus*, par les pourcentages de *N. pachyderma* (s) et du coccolithophoridé *Emiliania huxleyi* (> 4 µm). Ces derniers sont un indicateur d'eau froide dans les régions nord-est de l'Atlantique et de la Méditerranée (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002 ; 2004).

Ainsi, à la fin du MIS 4 et au cours du MIS 3, trois HSs (HS 6, 5 et 4) ont été identifiés et qui correspondent aux trois GSs mentionnés (GS 18, 13 et 9).

Le HS 4, daté d'après notre chronologie entre 40,0 et 38,3 ka, est caractérisé par les augmentations de *N. pachyderma* (s) et *E. huxleyi,* suggérant des eaux de surface froides dans le golfe du Lion. Ces augmentations coïncident avec l'augmentation des valeurs du $\delta^{18}O$ et la diminution du $\delta^{13}C$, reflétant une diminution de la SST, une augmentation de la salinité ainsi que l'augmentation de la formation de la WMDW.

Le HS 5, daté dans le carotte entre 49,5 et 47,5 ka, est défini à partir des pourcentages d'*E. huxleyi* et de l'augmentation des valeurs du $\delta^{18}O$. Les augmentations dans ces deux enregistrements révèlent que les eaux de surface sont froides et plus salines dans le golfe du Lion. Le $\delta^{13}C$ diminue indiquant une formation de la WMDW plus importante. Les pourcentages élevés de *E. huxleyi* indiqueraient la plus froide SST. Au milieu des HSs 4 et 5, une diminution du $\delta^{18}O$ suggère une diminution de la salinité pendant une phase froide.

Dans le golfe du Lion, le HS 6 est marqué par deux phases climatiques différentes. Les valeurs du $\delta^{18}O$ en légère augmentation pendant la première phase (~64,0 – 62,4 ka) suggèrent une SST relativement froide. Elles révèlent également l'augmentation de la salinité et une formation d'eau profonde relativement importante. La seconde phase climatique (~62,4 - 60,0 ka) montre une diminution des valeurs du $\delta^{18}O$, une augmentation de la SST, et une augmentation de $\delta^{13}C$ liée au ralentissement de la formation de la WMDW.

3.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire

3.2.1. Les cycles D-O

Il a été montré (Sánchez Goñi *et al.*, 2008) que les changements climatiques à l'échelle millénaire enregistrés dans l'océan et au Groenland ont eu un impact important sur la végétation de l'Europe occidentale, entrainant une alternance de paysages forestiers pendant les interstades et de formations herbacées pendant les stadiaires.

Les zones et sous-zones polliniques de la carotte MD99-2343 représentent des changements de végétation du nord-ouest de la Méditerrané à 40°N. Elles montrent aussi que

le couvert forestier a progressivement diminué de ~67 ka à 38 ka. Cependant, les pics forestiers les plus importants sont pendant les D-Os 18, 16-17 (~58-59 ± 3,2 ka), 15 (~56,2 ± 2,6 ka) et D-O 8 (~37,5 ± 0,9 ka). Ces pics forestiers indiquent aussi plus de précipitations hivernales en comparaison des autres D-Os, et coïncident avec des maxima d'insolation (minima de précession). Les simulations de Meijer & Tuenter (2007) et de Bosmans *et al*. (2020) ont montré que les minima de précession produisent un déplacement des pluies vers l'automne et hiver et donc une augmentation de précipitations dans cette saison.

L'expansion forestière pendant le D-O 8 (49%) est due au développement d'*Alnus*, *Corylus*, *Quercus* caducifolié et *Quercus* sempervirens. Au contraire, les D-O 14 (~54 ± 2,2 ka) et 12 (~47 ± 1,4 ka), coïncident avec des minimas d'insolation et maxima de précession. La diminution de l'insolation estivale, le déclin des températures d'été et des précipitations hivernales ont certainement été la cause du retrait forestier, impactant les conditions saisonnières de croissance des végétaux et d'évaporation/précipitation (Fletcher & Sánchez Goñi, 2008). A la latitude de la carotte MD99-2343 (40°N), les D-Os, montrant l'expansion maximale de la forêt sont ceux qui coïncident avec les minima de précession. Cela a déjà été observé dans les carottes du Sud-Ouest de la marge Ibérique et de la mer d'Alboran, situées au-dessous de 40°N (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Les phases froides (GSs) sont caractérisées par le développement des plantes semi-désertiques.

3.2.2. Les évènements d'Heinrich : impact des décharges d'iceberg sur le climat de la Méditerranée nord-occidentale

Pendant la période comprise entre 67 et 30 ka, les phases climatiques en Méditerranée nord-occidentale coïncident chronologiquement avec les trois longs GSs (GS 18, 13 et 9) qui correspondent aux trois HSs (HS 6, 5 et 4). Ils sont caractérisés par des végétations différentes. Pendant le HS 4, la végétation est caractérisée par le développement du semi-désert (50 %) et de faibles valeurs des pourcentages de la forêt tempérée et des arbres boréaux (11 et 3 %). Le HS 5 est marqué par des conditions particulièrement froides et sèches suggérées par les pourcentages les plus élevés des plantes semi-désertiques (60 %) et les plus faibles de la forêt tempérée (7 %). Les données polliniques montrent une légère augmentation de la forêt tempérée au milieu des HS 4 (2 %) et HS 5 (4 %) suggérant des réchauffements et augmentations des

précipitations régionales au milieu de ces phases froides (Sanchez Goñi *et al.*, 2021). La végétation pendant le HS 6 est caractérisée paradoxalement par un fort développement de la forêt tempérée (33 %) au dépens du semi-désert (23 %).

Les résultats de l'ACP confirment ces différents types de végétation en réponse aux trois GSs (Fig. 66). Le HS 4 (GS 9) est concomitant d'une augmentation de l'insolation estival à 40°N. Il est représenté par les herbacées ubiquistes et caractérisé par un climat froid et sec. Le HS 5 (GS 13) est représenté sur l'ACP par *Artemisia* et Amaranthaceae, indiquant un climat très froid et sec, et coïncide avec un minimum de l'insolation à 40°N. Le HS 6 (GS 18) est caractérisé par *Quercus* caducifolié et *Picea* reflétant un climat plus chaud et humide dans le nord-ouest de la Méditerranée et associé avec un maximum d'insolation. Dans tous les enregistrements climatiques disponibles pour l'Europe occidentale (Genty *et al.*, 2003 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2013 ; chapitre précédent), le HS 6 se caractérise au contraire par une longue période froide et aride. Dans la section suivante, nous proposons des hypothèses pour expliquer la différence de végétation et climat entre les trois HSs et comparer avec d'autres enregistrements de l'Europe occidentale.

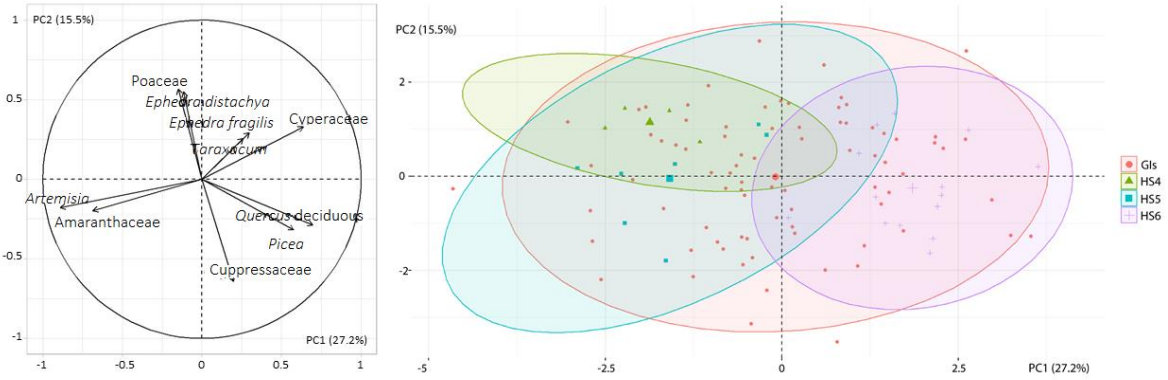


Fig. 66. ACP à ellipses de confiance représentant les trois GSs selon les variables de l'ACP.

Les différentes amplitudes des refroidissements atmosphériques caractérisant les HS 4 et 5 pourraient être expliquées par l'insolation estivale à 40°N, mais la variabilité observée au sein des HSs ne peut pas être expliquée par celle-ci. De plus, les HS 4 et 5 ont un impact similaire dans d'autres enregistrements de la région, c'est-à-dire le Sud-Ouest et le Sud-Est de la péninsule Ibérique (Sánchez Goñi *et al.*, 2002).

Des travaux récents (Sanchez Goñi *et al*., 2021) ont montré que des processus locaux seraient à l'œuvre dans la modulation de la réponse régionale à des changements climatiques globaux liés à l'instabilité des calottes glaciaires. L'enregistrement du $\delta^{18}O$ de l'eau de surface du golfe du Lion montre ainsi l'impact des rejets des icebergs de l'Atlantique Nord sur la salinité régionale (Sierro *et al*., 2005). La plus faible débâcle d'icebergs dans l'Atlantique Nord pendant le HS 5 par rapport au HS 4 (Elliot *et al.*, 1998 ; Elliot *et al.*, 2002) aurait conduit à une réduction des apports d'eau douce par le détroit de Gibraltar et donc à une réduction de la stratification de la colonne d'eau dans la Méditerranée nord-occidentale. Cette réduction aurait favorisé la formation de la WMDW en hiver et la remontée d'eau froide en été sous l'effet des vents d'ouest, expliquant le climat plus froid et plus sec, comparé à celui du HS 4.

Les valeurs plus faibles du $\delta^{13}C$ de *C. pachydermus*, inférieures à 1 ‰ et la taille médiane des grains plus élevée pendant le HS 4 que le HS 5 (Sierro *et al.*, 2005 ; Frigola *et al.*, 2008) confirment la formation plus limitée de la WMDW pendant le HS 4 et plus importante pendant le HS 5. Au contraire, la formation d'eau profonde et la remontée d'eau pendant le HS 5 auraient alors entraîné un refroidissement et un assèchement atmosphériques supplémentaires. Ces conditions atmosphériques seraient amplifiées par la réduction de l'évaporation dans la mer Méditerranée (*e.g.* Gat and Carmi, 1970).

L'affaiblissement de l'AMOC (Henry *et al.*, 2016) simulé dans des conditions de débâcles de glace (Ziemen *et al.*, 2019) entraîne un déplacement vers le nord et une expansion des vents d'ouest et par conséquent des conditions moins venteuses et froides dans le sud de l'Europe. Cette contrainte de la pression des vents limiterait également les upwellings estivaux et le refroidissement régional résultant (England *et al.*, 2014).

La réduction de l'AMOC pendant le HS 4 plus forte comparée à celle pendant le HS 5 (Fig. 57), entrainerait des vents plus faibles dans le golfe du Lion (tramontane limitée). Cela associé à des eaux moins salines par rapport au HS 5 produirait moins de remontée d'eaux froides et donc un réchauffement atmosphérique régional et d'avantage de précipitations. Cette configuration a conduit à un développement forestier plus important, malgré le refroidissement global des HSs, certes moins important que pendant les réchauffements de D-Os. L'augmentation des précipitations résultante dans la Méditerranée Nord-occidentale est également suggérée par les enregistrements indirects de l'apport terrigène dans la carotte (Frigola *et al.*, 2008). Ainsi, les apports terrigènes sont plus importants pendant le HS 4 que pendant le HS 5. Cette configuration air-mer expliquerait le paradoxe entre l'arrivée d'eau

froide plus importante pendant le HS 4 par rapport au HS 5 et un refroidissement atmosphérique plus important pendant le HS 5 (Fig. 68)

Les processus locaux que nous proposons pour expliquer la différente intensité du refroidissement des HS 4 et HS 5 semblent aussi être à l'œuvre pendant HS 6 (~64-60 ka). La réduction de l'AMOC légèrement plus importante pendant le HS 6 comparée à celle pendant le HS 4 (Böhm *et al.*, 2015), entrainerait des vents encore plus faibles dans le golfe du Lion conduisant à une humidité relative plus forte durant le HS 6. Les eaux du golfe du Lion seraient moins salines par rapport au HS 4 et produiraient moins de remontée d'eaux froides et donc un réchauffement atmosphérique régional et d'avantage de précipitations. Cette configuration conduirait au développement forestier plus important pendant le HS 6.

Une étude a récemment révélé une introduction d'eau douce dans l'Atlantique Nord plus importante en provenance du drainage des lacs arctiques pendant une période comprise entre 70 et 62 ka (Geibert *et al.*, 2021). Cet apport d'eau douce supplémentaire à celui produit par la débâcle d'icebergs pendant le HS 6, expliquerait une arrivée encore plus importante d'eau douce dans le golfe du Lion induisant une plus forte stratification de la colonne d'eau par rapport au HS 4. Les conditions résultantes, plus humides et chaudes, expliqueraient un développement plus important du couvert forestier pendant le HS 6 par rapport au HS 4.

Dans le golfe du Lion, l'étude d'une carotte marine prélevée à l'interfluve des canyons du Boucart et de l'Hérault montre que la SST était plus froide pendant le HS 5 que pendant les HS 4 et 6, bien que la différence peu significative soit d'environ 1°C (Cortina *et al.*, 2015). Les conditions locales dans le golfe du Lion, associées aux décharges d'icebergs et au drainage des lacs arctiques conduiraient à un climat particulièrement tempéré et humide pendant le HS 6. Toutefois, des études plus récentes remettent en question le drainage des lacs arctiques pendant le MIS 4 et donc pendant le HS 6 (Hillaire-Marcel *et al.*, 2022 ; Spielhagen *et al.*, 2022).

3.2.3. Comparaison avec d'autres enregistrements climatiques du Nord-Ouest de la Méditerranée

Les longs enregistrements polliniques de la région méditerranéenne ont révélé l'influence de la précession sur la végétation de cette région à l'échelle orbitale (Magri &

Tzedakis, 2000). Des études plus récentes ont montré qu'à l'échelle millénaire, la précession a un impact sur l'amplitude de l'expansion forestière en Méditerranée occidentale au-dessous de 40°N et sur sa composition floristique (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Fletcher & Sánchez Goñi, 2008).

En Europe occidentale, au-dessous de 40°N, les réchauffements de D-O des MIS 4 et 3 associés à des minima de précession, sont les D-Os 16-17 (~58 ± 3,2 ka) et D-Os 7-8 (~37 ± 0,9 et 38 ± 0,9 ka). Ils sont caractérisés par le développement plus important de la forêt méditerranéenne, en particulier Quercus caducifolié, et une plus forte diversité des taxons sclérophylles (*Quercus sempervirens, Olea, Pistacia, Phillyrea, Cistus*). Les âges donnés pour les différents D-Os ont été obtenus à partir du nouveau modèle d'âge-profondeur. Donc, les conditions climatiques méditerranéennes (*i.e.* étés chauds et secs et précipitations hivernales) sont mieux exprimées lors des D-Os 16, 17 et 8 et 7 en Méditerranée occidentale au-dessous de 40°N. Notre enregistrement climatique provenant du nord-ouest de la Méditerranée montre que les D-Os plus développés du point de vue du couvert forestier sont les mêmes que ceux pour la partie sud de la Méditerranée occidentale (Sud-Ouest et Sud-Est ibériques). Par contre, un fait remarquable est le fort développement de la forêt pendant le HS 6.

La variabilité des HSs est aussi détectée dans d'autres enregistrements polliniques de la Méditerranée occidentale (Fig. 67). Dans le Sud-Ouest de la marge Ibérique (37°N), le HS 4 et le HS 6 sont plus froids et steppiques par rapport au HS 5. Dans cette région de la marge Atlantique et dans le Sud-Ouest de la France, ces deux HSs sont donc plus secs, avec néanmoins un HS 6 plus steppique (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Sánchez Goñi *et al.*, 2013, chapitre 1, Partie IV de ce travail).

Les enregistrements polliniques terrestres, bien que moins bien contraints chronologiquement, détectent légèrement cette variabilité. L'enregistrement pollinique (70-40 ka) de l'Abric Romaní (Burjachs & Julià, 1994) révèle un HS 5 plus froid et sec que le HS 6 et associé à une diminution plus rapide du couvert forestier. Dans le Sud-Est de la France, le développement forestier proche du lac du Bouchet (Reille & de Beaulieu, 1990) suit les variations du $\delta^{13}C$ et des températures du golfe du Lion. Bien que les pourcentages de la forêt soient relativement faibles malgré la variabilité climatique millénaire et l'altitude du lac, nous pouvons détecter une légère variabilité pendant les trois HSs. Le climat pendant les HS 6 et 4 est plus frais mais relativement plus humide associés à un léger développement forestier par rapport au HS 5. Un enregistrement pollinique terrestre existe aux Échets (de Beaulieu & Reille,

1984) mais la résolution de l'étude pollinique semble insuffisante pour détecter la variabilité millénaire pendant la période comprise entre 70 et 30 ka.

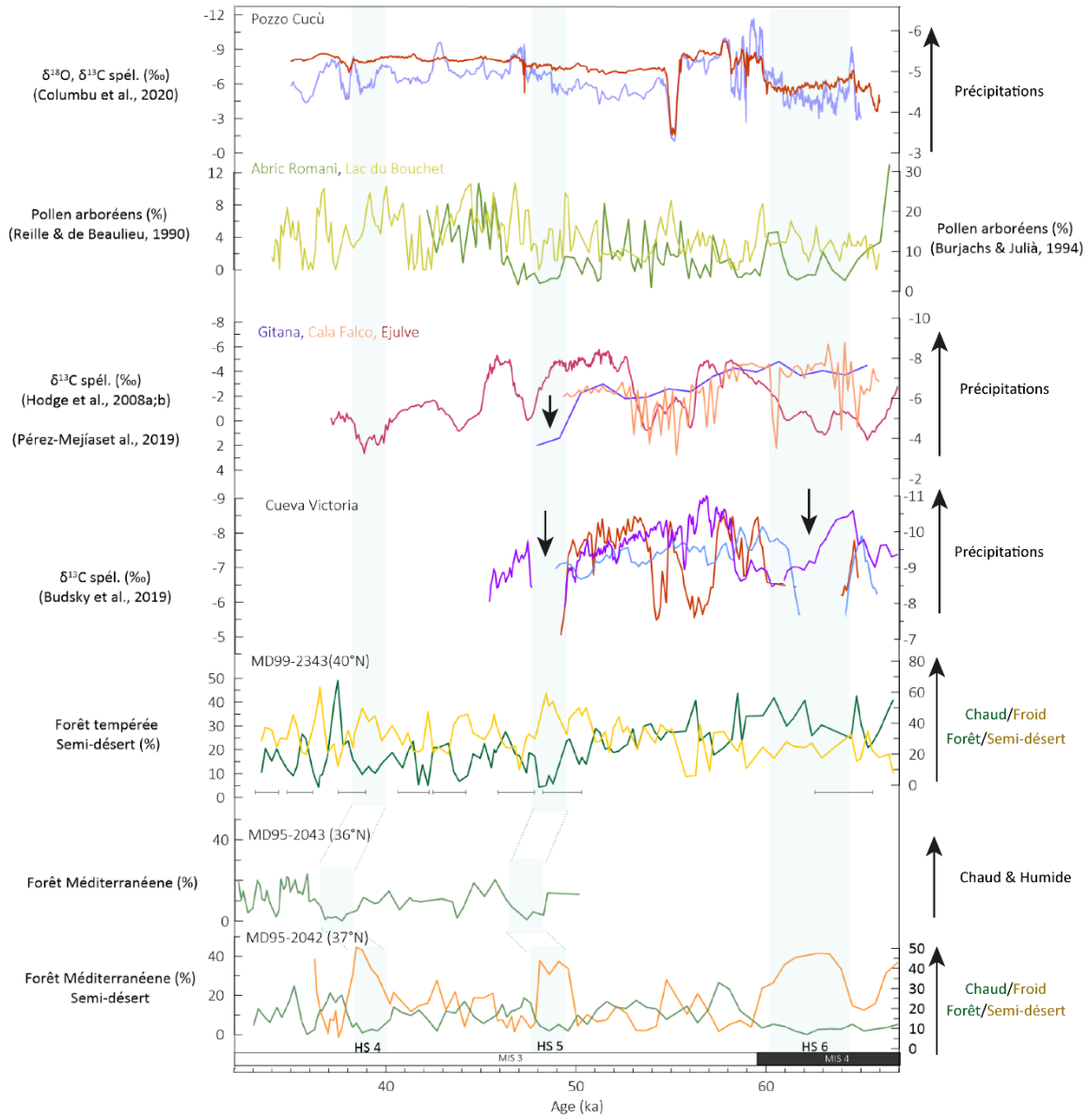


Fig. 67. Synthèse climatique des HS 4 à HS 6 (bandeaux bleus) dans le nord-ouest de la Méditerranée d'après les enregistrements polliniques marins et terrestres, mais aussi de spéléothèmes.

Cette comparaison entre enregistrements polliniques marins et terrestres montre que le HS 5 est plus froid et sec dans le Nord-Ouest de la Méditerranée que dans le Sud-Ouest de la péninsule Ibérique. Dans cette dernière région et dans le Sud-Ouest de la France, ce sont les HS 6 et 4, qui sont plus froids et secs. Ils sont associés à un développement plus important des environnements semi-désertiques.

Les archives de spéléothèmes de cette région couvrant entièrement la dernière période glaciaire sont rares et discontinues en raison de la progressive aridité et de la diminution des températures (Columbu *et al.*, 2020). Les réchauffements de D-Os sont associés à des précipitations plus élevées, révélées par les augmentations du $\delta^{18}O$ des stalagmites, tandis que les stadiaires froids sont marqués par des diminutions (Fig. 67).

Dans le Sud-Est de l'Espagne, deux stalagmites enregistrent les oscillations millénaires avant de cesser de croitre juste au début du HS 4. Dans le Sud-Est de la péninsule Ibérique, au-dessous de 40°N, deux phases d'arrêt de précipitations de calcite se produisent pendant les HS 6 et HS 5 dans la grotte Victoria (Budsky *et al.*, 2019). Cependant l'arrêt de croissance des stalagmites est plus abrupt dès le début du HS 5 et suggère une aridité accrue de celui-ci par rapport au HS 6. À Gitana (Hodge *et al.*, 2008a), une augmentation du $\delta^{13}C$ se manifeste à la fin du HS 6 (~59 ka), tandis qu'un arrêt des précipitations de calcite se produit après la fin du HS 5. Dans le Sud-Est de la péninsule Ibérique, le climat pendant le HS 5 est plus aride par rapport au HS 6. Cette même situation est enregistrée dans la grotte de Cala Falcó à Majorque (Hodge *et al.*, 2008b).

Plus au nord, au-dessus de 40°N, les stalagmites de la grotte d'Ejulve enregistrent les variations climatiques du HS 6 jusqu'au HS 4 (Pérez-Mejías *et al.*, 2019). Pendant le HS 6, le $\delta^{13}C$ met en évidence une période graduelle d'augmentation d'humidité (Fig. 67). Le couvert forestier se développe plus largement après ~62 ka, qui correspond à la deuxième phase du HS 6 dans l'enregistrement de la carotte MD99-2343. Cependant, à Ejulve, le HS 4 montre les valeurs les plus élevées indiquant un évènement extrêmement froid dans le nord-est de l'Espagne, moins affecté certainement par les processus locaux atmosphériques et océaniques du golfe du Lion. Ce HS 4 est associé aux flux d'IRD les plus prononcés de l'Atlantique Nord (Cortijo *et al.*, 1997 ; Hemming, 2004).

Sur la façade Adriatique, à Pozzo Cucù (région des Pouilles, Sud-Est de l'Italie), un plateau de bioproductivité, dérivé du $\delta^{13}C$, révèle qu'il n'y a pas eu de changements majeurs de végétation pendant les HS 5 et 4 (Fig. 67 ; Columbu *et al.*, 2020). L'absence de sécheresse sévère dans cette région aurait permis la maturation durable des couches pédogéniques[36],

[36] Lié à la pédogénèse, qui est l'ensemble des processus physique, chimiques et biologiques qui conduisent à la formation des sols.

malgré la progressive détérioration du climat. En revanche, le $\delta^{18}O$ montre pendant le HS 6 une diminution d'environ 8 ‰ et suggère qu'il serait plus froid et sec que les deux autres HSs. Le HS 6 correspondant à un flux d'IRD important dans l'Atlantique Nord a probablement impacté les configurations océaniques et atmosphériques de la région Adriatique d'une façon différente de ce que l'on enregistre dans le nord-ouest de la Méditerranée.

Les enregistrements des spéléothèmes en Europe occidentale révèlent des conditions climatiques similaires à celles suggérées par les enregistrements polliniques. Le HS 5 est très aride par rapport aux deux autres HSs dans le nord-ouest de la Méditerranée. Cependant, l'enregistrement d'Ejulve, revèle des conditions atmosphériques contraires pendant les HS 4 et HS 5. En effet, l'enregistrement de spéléothèmes montre un HS 4 plus sec que le HS 5. Dans le Sud de la péninsule Ibérique, le HS 6 est plus aride à contrario de ce que l'on enregistre dans le Nord-Ouest de la Méditerranée.

3.3. Changements climatiques et environnementaux en Europe occidentale : synthèse

La synthèse des enregistrements polliniques terrestres et marins, mais aussi de spéléothèmes en Europe occidentale révèle une configuration climatique particulière dans le golfe du Lion (Fig.68).

Le HS 5 est plus froid et aride que les HS 4 et 6 dans le Nord-Ouest de la Méditerranée (Sud-Est de la France et Espagne), au contraire des régions situées sur la façade Atlantique (Sud-Ouest de la France et marge Ibérique). Le ralentissement de l'AMOC, moins important pendant le HS 5 (Böhm *et al.*, 2015 ; Henry *et al.*, 2016), entrainerait un moindre assèchement dans les territoires atlantiques. Dans ces régions de la façade Atlantique, ce sont les HS 6 et 4 qui sont plus froids et arides, liés à un fort ralentissement de l'AMOC, réduisant l'influence des vents d'ouest et donc un assèchement atmosphérique. Ces épisodes importants de débâcle d'icebergs dans l'Atlantique Nord (HS4 et plus modéré pendant le HS 6), induirait dans le golfe du Lion une formation plus réduite de la WMDW, une réduction de l'influence des vents et un réchauffement régional conduisant à un développement forestier.

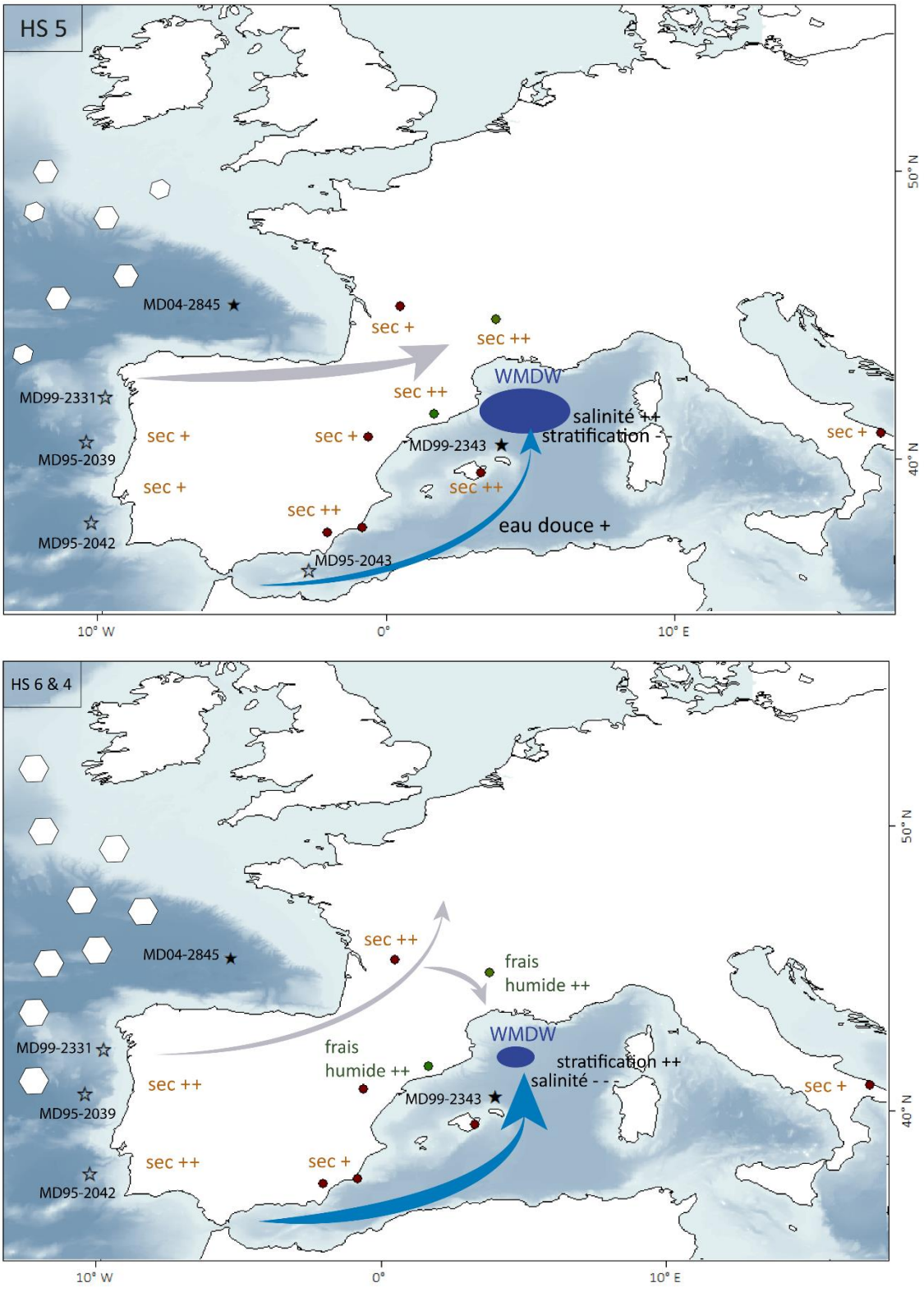


Fig. 68. Cartes synthétiques des configurations océaniques, atmosphériques et environnementales pendant les HS 6, 5 et 4 en Europe occidentale.

Pendant le HS 6, les régions de la façade Atlantique sont plus arides. Cette aridité serait probablement liée à un plus fort ralentissement de l'AMOC par rapport au HS 4 (Böhm *et al.*, 2015). Dans le golfe du Lion, l'apport d'eau douce, lié à une quantité d'IRD importante mais moindre que pendant le HS 4 associée peut être au drainage de lacs arctiques, entrainerait un réchauffement régional plus important que le HS 4. Ce réchauffement régional conduirait à un développement forestier plus important par rapport au HS 4.

Certains enregistrements polliniques marins des régions atlantiques détectent une succession de phases climatiques pendant le HS 4 : froides et humides à froides et sèches (Sánchez Goñi *et al.*, 2000a ; Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Naughton *et al.*, 2009 ; Fourcade *et al.*, 2022). La seconde phase correspondrait à un plus fort ralentissement de l'AMOC par rapport à la première phase et un plus fort assèchement sur la façade Atlantique. L'enregistrement des variations du rapport protactinium/thorium (Pa/Th) montre un ralentissement de l'AMOC moins important au début du HS 4 par rapport à la fin du HS 4 (Fig. 57, Henry *et al.*, 2016). Au début du HS 4, bien que l'AMOC soit ralenti, la force des vents d'ouest serait légèrement plus importante par rapport à la seconde phase. Cependant, les enregistrements polliniques et de spéléothèmes de la Méditerranée nord-occidentale ne détectent pas ces phases au sein du HS 4.

4. Chronologie des changements culturels et technologiques

Pour pouvoir comparer la nouvelle chronologie des enregistrements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques de la carotte MD99-2343 avec la chronologie des changements de TCLs et culturels, nous avons besoin que cette dernière soit fiable. L'objectif de la thèse n'étant pas d'augmenter le corpus des âges des gisements archéologiques, mais d'actualiser les données chronologiques. Pour cela, une autre base de données a été nouvellement crée.

Cette base de données se focalise sur une région allant de la vallée du Rhône jusqu'au nord-est de la péninsule Ibérique. La zone d'étude est conditionnée par l'étude pollinique de la carotte

MD99-2343. En effet, les grains de pollen et les sédiments, apportés à celle-ci proviennent des bassins hydrographiques et du Rhône et minoritairement de l'Èbre (Frigola *et al.*, 2008), permettant ainsi de reconstituer les environnements et les climats d'une partie sud-est de la France et nord-est de l'Espagne.

Nous avons appliqué à la région d'étude la définition des TCLs du Paléolithique moyen qui est basée sur les modes de débitage (Faivre *et al.*, 2017). Les cultures du Paléolithique supérieur sont clairement identifiées et nous avons gardé la définition employée. Le site de Mandrin (Drôme) présenterait trois industries originales et locales (Slimak, 2007). Ces manifestations sont appelées Néronien, post-Néronien I et II et se démarqueraient des autres industries lithiques caractéristiques de la période de la fin du Paléolithique moyen. Nous les avons donc reclassifiées selon des aspects techno-économiques, pour pouvoir être comparés avec les autres TCLs. Le niveau 6 de Mandrin, qui a été identifié par L. Slimak comme étant Néronien, livre des assemblages attribués à un TCL Levallois. Le post-Néronien I correspond à un TCL mixte et le post-Néronien II à un TCL Discoïde (Eixea, 2018).

La modélisation chronologique des 21 sites au sud-est des Pyrénées jusqu'au nord de la vallée du Rhône montre que trois sites présentent des niveaux archéologiques, attribués à la fois au Paléolithique moyen et au Paléolithique supérieur (Fig. 69). Dans le nord de l'Espagne, l'Arbreda est le seul site qui présente une chrono-stratigraphie ayant un moustérien (TCL Discoïde) et deux variantes de l'Aurignacien (Proto-Aurignacien et Aurignacien). Plus au nord, à la Crouzade, deux niveaux du Paléolithique moyen, attribués à un TCL mixte et un TCL Levallois, qui précèdent un Aurignacien.

Pendant la période comprise entre 70 et 30 ka, la répartition des intervalles de crédibilités, basée sur les données chronologiques des différents TCL et cultures montre une hétérogénéité régionale. Aucune succession chronologique stricte des TCLs moustériens n'est identifiée dans la vallée du Rhône ou dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique. Ce que l'on observe, c'est une contemporanéité des TCLs Levallois, Discoïde, Quina et mixte de la fin du MIS 4 jusqu'au MIS 3, induite par les étalements des différents intervalles de crédibilité. Ces étalements sont dus à la construction du modèle chronologique. Les considérations de résolution impliquant ces larges intervalles de temps sont exposées dans le 4.du chapitre 1 (Partie IV).

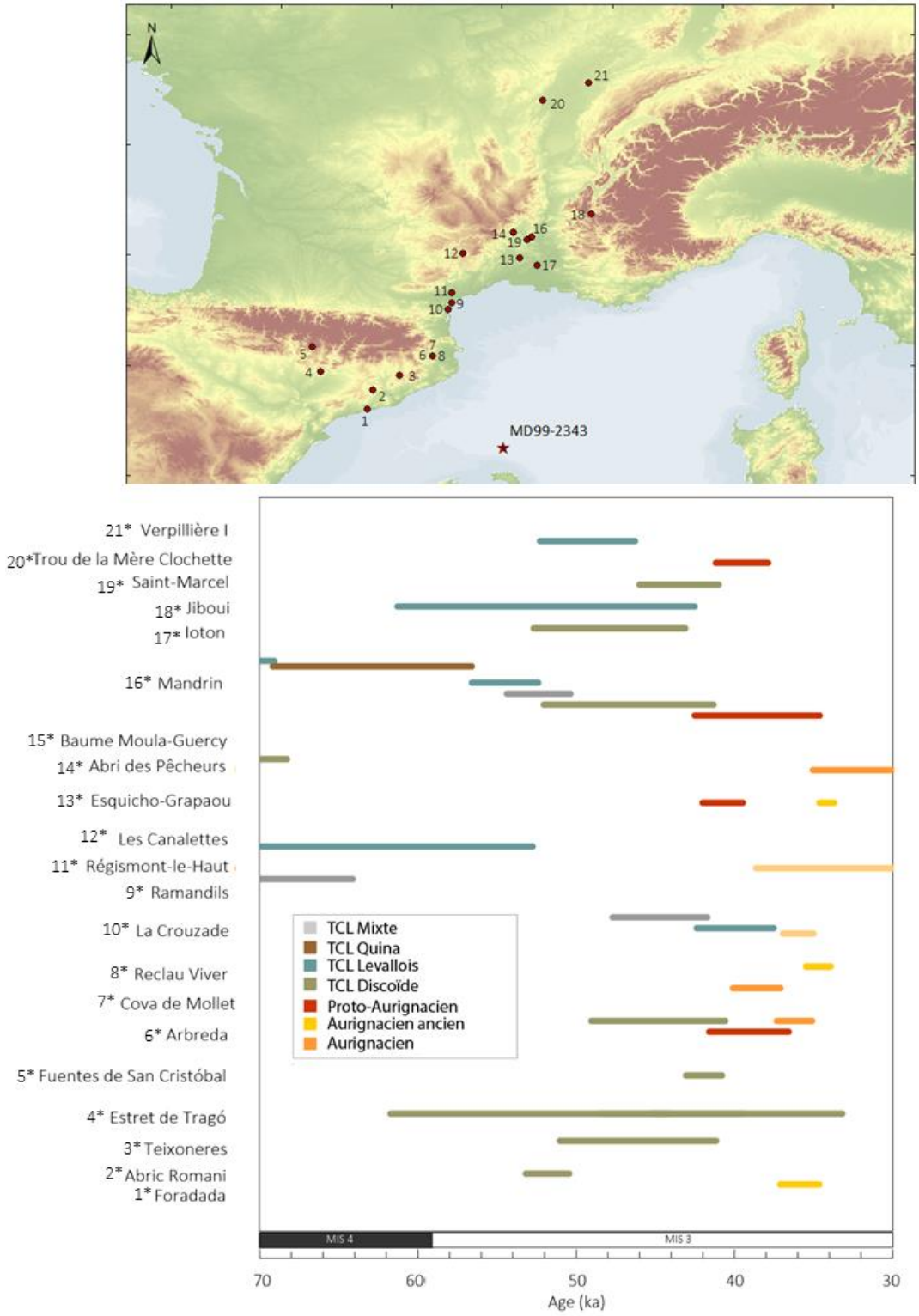


Fig. 69. Représentation statistique des distributions a posteriori des intervalles de crédibilité (68%) des phases chronologiques. Chaque phase est attribuée à un TCL. Les sites numérotés et associés à un astérisque sont localisés sur la carte en haut. L'axe du temps a été inversé pour respecter les conventions archéologiques.

Le TCL Discoïde est représenté en majorité dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique, dans les sites de Abric Romaní, Teixoneres, Fuentes de San Cristóbal, Estret de Tragó et l'Arbreda. Il est également présent dans la vallée du Rhône, à Ioton, Saint-Marcel et Mandrin. Dans ce dernier site, il est daté entre 52 et 41 ka. Le TCL Discoïde à Estret de Tragó serait présent du MIS 5 au MIS 3 (~113-33 ka). Son étendue chronologique, c'est-à-dire son intervalle de crédibilité est très grand, car elle est causée par les larges écart-types des datations TL allant jusqu'à ± 15 ka. Les intervalles de crédibilité des autres sites sont plus réduits, car les niveaux archéologiques ont été principalement datés par ^{14}C.

Le TCL Discoïde est également présent à l'Abric Romaní entre 53 et 50 ka. A Fuentes de San Cristóbal, seuls les niveaux discoïdes E et G (Maroto *et al.*, 2012) ont été intégrés au modèle. Ces niveaux sont datés entre ~43 et 41 ka. L'intervalle de temps est cohérent avec ceux de Teixoneres (~51-41 ka) et l'Arbreda (~49-40 ka). Dans le Sud de la vallée du Rhône, le TCL Discoïde à Saint-Marcel, Ioton et Mandrin est daté entre ~53 et 40 ka. Il serait contemporain des occupations du Nord-Est de la péninsule Ibérique. Excepté à Estret de Tragó, ce TCL Discoïde ne persisterait pas après 40 ka.

Le TCL Levallois est daté entre ~77 et 38 ka. Au nord des Pyrénées, ce TCL est daté entre 42 et 38 ka à La Crouzade. A l'est de la vallée du Rhône, à Verpillière I, il est présent de 52 à 46 ka et dans le Massif du Vercors (Jiboui) entre 61 et 43 ka. Il est également daté à Les Canalettes entre 77 et 53 ka. Dans notre modèle chronologique, le TCL Levallois à Mandrin est daté entre 57 et 52 ka.

La Crouzade, Ramandils et Mandrin présentent des industries attribuées à des TCLs mixtes, caractérisés par des assemblages produits par les débitages Levallois et Discoïde. Il est plus ancien à Ramandils, où la durée de ce TCL mixte est datée entre 103 et 64 ka et dont la fin est estimée entre 80 et 64 ka (Annexe 6). Il serait daté à Mandrin entre 54 et 50 ka. Il est plus jeune à La Crouzade, où il est présent entre 48 et 42 ka. Il est contemporain du TCL Levallois à Jiboui et Mandrin et des TCLs Discoïdes dans la vallée du Rhône et au nord de la péninsule Ibérique (Saint-Marcel, Ioton, l'Arbreda, Fuentes de San Cristóbal, Teixoneres).

Seul le site de Mandrin, comporte des assemblages attribués à un TCL Quina (Slimak *et al.*, 2022) dans notre base de données. Il serait daté à l'issue de la modélisation entre 69 et

57 ka. Le TCL Quina de Mandrin serait le seul qui se développe dans la vallée du Rhône vers 60 ka. La fin de ce TCL pourrait coïncider avec le développement du TCL Levallois à Jiboui.

A l'instar du Sud-Ouest de la France, la variabilité montrée par les TCLs néandertaliens serait-elle le reflet de groupes avec des dynamiques de mobilité et de stratégies de subsistances distinctes ? Une étude sur la provenance de matière première dans le site de l'Abric Romaní suggère que le TCL Levallois y aurait été employé dans un contexte de plus grande mobilité que pour le TCL Discoïde (Picin & Carbonell, 2016). Les changements environnementaux auraient dicté ces choix. Dans le Sud-Est de la France, Moncel & Daujeard (2012) se sont focalisées sur les mêmes problématiques que Delagnes & Rendu (2011). Elles concluent qu'il n'y a pas de corrélation entre les systèmes de production lithique et le type de site dans cette région du Sud-Est. Monnier & Missal (2014) suggèrent que le contraste entre ces diverses interprétations seraient soit le reflet d'une différence régionale entre le rôle des divers systèmes de productions, soit une différence d'interprétation au niveau des implications écologiques.

Le Proto-Aurignacien est trouvé dans quatre sites (Arbreda, Esquicho-Grapaou, Mandrin et Trou de la Mère Clochette). Il se développerait entre ~43 et 35 ka. Il serait le plus ancien à Mandrin (~43-35 ka) et Esquicho-Grapaou (~43 à 42 ka), puis au nord-est de l'Espagne à l'Arbreda (~42-35 ka) et au Trou de la Mère Clochette (41 – 38 ka). Cependant, bien que nous ayons sélectionné les échantillons portant des marques d'activité anthropique, un phénomène de percolation d'os de l'Aurignacien à travers les niveaux Proto-Aurignacien et Discoïde a été mis en évidence à l'Arbreda (Wood *et al.*, 2014). Ce phénomène expliquerait le chevauchement chronologique entre la fin du Proto-Aurignacien et l'Aurignacien dans notre modèle. L'âge estimé de la fin du Proto-Aurignacien à Mandrin est très jeune (~36-35 ka). Aucun âge des couches archéologiques supérieures n'a servi de « borne temporelle » pour limiter chronologiquement la phase Proto-Aurignacienne dans le modèle bayésien. La même situation est valable pour l'Arbreda et le Trou de la Mère Clochette.

Le Proto-Aurignacien de l'Arbreda chevauche chronologiquement la fin du TCL Discoïde dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique. Le début du Proto-Aurignacien à l'Arbreda est estimé entre 42 et 41 ka. La fin du TCL Discoïde à Teixoneres est estimée de 42 à 41 ka et à Fuentes de San Cristóbal entre 42 et 41 ka. En prenant en compte les âges les plus récents pour le TCL Discoïde et l'âge le plus ancien pour le Proto-Aurignacien, un chevauchement de maximum 1 ka (de 0,1 à 0,8 ka, basé sur les valeurs des tableaux en annexe 6) est estimé. Dans

la vallée du Rhône, seule la fin du Proto-Aurignacien de Mandrin (~43-41 ka) chevauche chronologiquement la fin du TCL Discoïde à Saint-Marcel (~45-42). Ce chevauchement est estimé au maximum à 1 ka. Le chevauchement chronologique des industries Néandertaliennes et HAM, impliquerait une cohabitation avec un potentiellement contact entre les différents groupes humains dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique.

L'Aurignacien ancien est stratigraphiquement au-dessus du Proto-Aurignacien. Il est représenté par trois sites dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique et au sud de la vallée du Rhône (Foradada, Reclau Viver et Esquicho-Grapaou). Il est le plus vieux à Foradada entre ~37 et 35 ka, puis à Reclau Viver entre ~36 et 34 ka. Enfin, il est plus récent à Esquicho-Grapaou, où il est daté entre 35 et 34 ka. Pour Esquicho et Reclau Viver, seul un âge a permis de dater les niveaux Aurignaciens anciens.

L'Aurignacien (*stricto sensu*) est daté entre 40 et 29 ka d'après les âges obtenus sur des niveaux de trois sites : l'Arbreda, Cova de Mollet et l'Abri des Pêcheurs. Il est le plus vieux à Cova de Mollet (~40-37 ka). Cet intervalle de temps chevauche celui du Proto-Aurignacien de l'Arbreda, daté entre 42 et 35 ka, tandis que l'Aurignacien du même site serait daté entre 37 et 35 ka. Deux autres sites (Régismont-le-Haut et La Crouzade) présentent des industries aurignaciennes, mais les intervalles de crédibilité coïncident avec un Aurignacien ancien. L'Aurignacien du site de plein-air de Régismont-le-Haut (Barshay-Szmidt *et al.*, 2018a), est daté d'après les âges ^{14}C entre ~39 et 30 ka. Ce long étalement serait contenporain avec l'Aurignacien de la Crouzade (~37 à 35 ka) à l'Abri des Pêcheurs. Le début de l'Aurignacien de Régismont-le-Haut chevaucherait chronologiquement l'Aurignacien ancien du Sud-Est des Pyrénées (Reclau Viver et Cova Foradada).

5. Les environnements et climats « déclencheurs » des transitions culturelles ?

L'étude des sites archéologiques de la vallée du Rhône et du Nord-Est de la péninsule Ibérique est particulièrement importante pour la période de transition entre le Paléolithique moyen/supérieur quant aux questions de persistance des groupes néandertaliens et de migrations des premiers HAM.

A l'instar du paragraphe précédent, la résolution d'analyse des évolutions des TCLs de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur est importante. Cet aspect est primordial dans la recherche de synchronies entre un phénomène archéologique et un changement paléoenvironnemental ou paléoclimatique, qui possèdent tous deux une incertitude chronologique.

5.1. Synchronismes des TCLs et changements environnementaux de la fin du Paléolithique moyen en Méditerranée occidentale ?

Pendant la période 70 - 30 ka, dans ces deux régions (Fig. 70), les TCLs moustériens ne semblent pas persister après le HS 4 sauf à La Crouzade (TCL Levallois) et Estret de Tragó (TCL Discoïde), où les larges écart-types des âges ESR-U/Th et TL (Martinez-Moreno *et al.*, 2004 ; Saos *et al.*, 2020) pourraient expliquer cette « apparente » persistance des manifestations néandertaliennes.

Le TCL Quina à la grotte Mandrin, recouvrerait totalement le HS 6 (daté dans la carotte entre 64 et 60 ka). Le développement de ce Quina, est estimé dans notre modèle entre ~70 et 57 ka, tandis que Slimak et al. (2022) donne un intervalle compris entre 64 et 58 ka, qui est cohérent avec notre estimation. La disparition de ce Quina pourrait être concomitante du GI 15 (~56,2 ±2,6 ka). Le Quina (*stricto sensu*) est daté dans le Sud-Ouest de la France entre 67 et 59 ka (Morin *et al.*, 2014) et de 63 à 60 ka (Discamps *et al.*, 2011) couvrant aussi temporellement le HS 6. Nous l'estimons également de 71 à 53 ka dans le Sud-Ouest de la France (4.1. Chapitre 1, Partie IV). L'apparition du Quina dans la vallée du Rhône, se produirait bien avant cet évènement climatique. Les environnements de la région sont dominés par des environnements de forêts ouvertes pendant une période comprise entre 70 et 58 ka. Dans le Sud-Ouest de la France, les assemblages Quina sont associés aux assemblages de rennes (Discamps *et al.*, 2011 ; Morin *et al.*, 2014 ; Discamps & Royer, 2017). Il a été montré que l'abondance du renne dans certains sites du Sud-Ouest de la France (Combe-Grenal) était mal interprétée en raison d'une sélection préférentielle des assemblages de renne pendant les fouilles anciennes (Discamps & Faivre, 2017). Cependant, le renne n'est pas toujours associé au TCL Quina. Daujeard et al. (2019) révèle que l'assemblage zooarchéologique du site de l'Abri du Maras (Ardèche), daté du début du MIS 3 est dominé par le renne. Néanmoins, les assemblages comprennent également le cheval, le bison, le mégacéros, le bouquetin, … Les résultats de l'étude suggèrent également des épisodes de chasse à courts termes de troupeaux de rennes. La définition et la

présence d'un TCL Quina dans la région est questionnable (Slimak, 2005 ; Lebègue & Meignen, 2014).

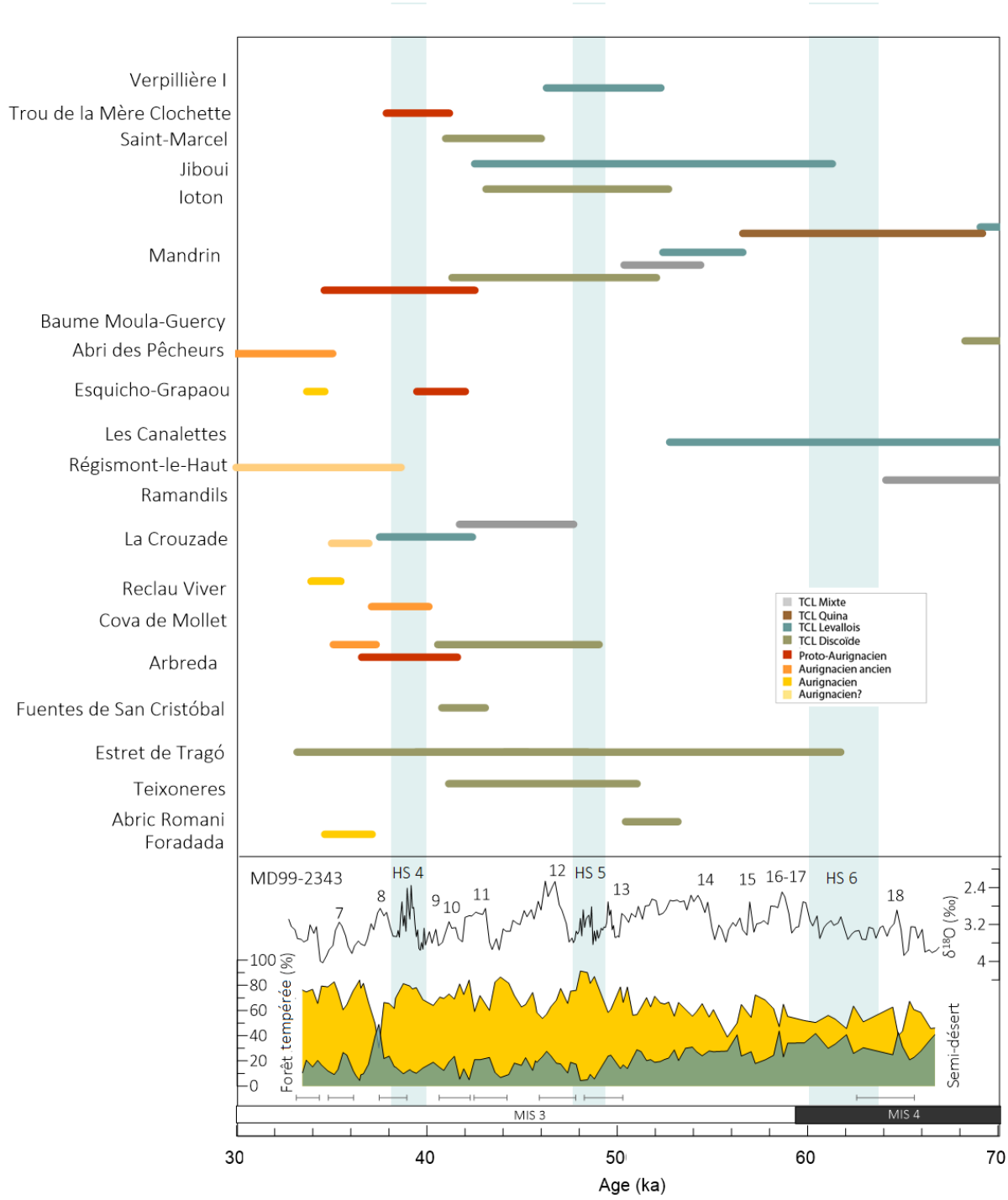


Fig. 70. Comparaison non exhaustive des chronologies des TCLs de la vallée du Rhône et du Nord-Est de la péninsule Ibérique avec les pourcentages polliniques de la forêt tempérée en vert et du semi-désert en orange (cette étude) et de l'enregistrement isotopique (Sierro *et al.*, 2005) de la carotte MD99-2343. Les HS 4, 5 et 6 sont identifiés par les bandeaux bleus clairs et les GIs sont numérotés au-dessus de l'enregistrement isotopique.

Le TCL Levallois à Verpillière I pourrait se développer pendant le GS 14 et le HS 5 et persister jusqu'au GI 12 (47,0 ± 1,4 ka). Son développement se produirait dans des environnements forestiers mais aussi plus steppiques, pendant le HS 5. Dans les Alpes, à Jiboui, les larges écart-types suggèrent un développement du TCL Levallois de la fin du HS 6 jusqu'au GI 11 (43.3 ± 0.9). Son début, estimé entre 61 et 51 ka coïnciderait avec la seconde phase du HS 6 mais aussi du GI 17 à 14. À La Crouzade, le Levallois se développerait du GI 11 jusqu'à la fin du HS 4. Le GI 11 est plus humide, tandis que le HS 4 est plus frais et humide.

A Mandrin, le TCL Levallois est estimé d entre ~57 et 52 ka tandis que Slimak et al. (2022) l'estime entre ~55 et 53 ka. Pour ces deux intervalles, le développement du TCL Levallois peut coïncider avec le GI 15, marqué par un développement forestier important. Il pourrait être concomitant avec le GI 14 (~54±2,2 ka), marqué par une diminution du couvert forestier. D'après ces quatre sites, le TCL Levallois serait présent pendant les trois HSs et différents GIs, qui ne semblent pas jouer un rôle dans leurs développements.

Les TCLs mixtes à Ramandils, Mandrin et La Crouzade ne se chevauchement pas. Le développement à Ramandils se produit au-delà de 70 ka. La disparition du TCL se produirait pendant le GS 18, avant le début du HS 6. À la Crouzade, le TCL mixte précède le TCL Levallois et se développerait à la fin du HS 5 avant de décliner (~44-42 ka) au cours du GI 11 ou du GI 10 (41.4 ± 0.8).

Le TCL Discoïde est présent dans la vallée du Rhône et dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique. À Saint-Marcel, il se développerait pendant le GI 12 et le GI 11, marqués par une expansion forestière liée à l'augmentation des précipitations. À Ioton, il se développerait pendant les GI 14, 12 et le HS 5. A Mandrin, livrant un TCL Discoïde, il est estimé entre ~52 et 41 ka. Il se développerait pendant le GS 14 et le GI 13, qui sont marqués par une expansion du semi-désert. Il serait produit dans ce site pendant le HS 5, durant lequel les environnements sont semi-désertiques et le climat très froid et sec. Ce TCL Discoïde persisterait jusqu'au GI 11, qui est plus humide.

Dans la région proche des Pyrénées, le TCL Discoïde est la seule manifestation des groupes néandertaliens dans le Nord-Est de l'Espagne. Il serait présent à Estret de Tragó du HS 6 au GI 7. Il apparaitrait à l'Arbreda pendant le HS 5. Un développement se manifesterait du GS 14 au GS 10 à Teixonérès et pendant les GI 11/10 à Fuentes de San Cristóbal. Les GIs 11 et 10 sont marqués par un couvert forestier en augmentation.

Dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique, les dernières manifestations techno-économiques des Néandertaliens, ne semblent pas persister au-delà du HS 4. D'Errico & Sánchez Goñi (2003) proposent que c'est peut-être le HS 4 qui est si important pour expliquer pourquoi les populations néandertaliennes du sud de la péninsule Ibérique ont survécu de quelques millénaires à celles du nord. Ils suggèrent que, la faible biomasse dans le sud de la péninsule Ibérique, associée à un climat très sec pourrait avoir rendu cette région moins attrayante pour les groupes HAM. Ces derniers seraient restés plus au nord en évitant la compétition entre les deux groupes humains au cours du HS 4. Au sud de la péninsule Ibérique, ce remplacement se produirait plus tard, au cours du GI 8, qui est plus humide et tempéré.

5.2. Le début du Paléolithique supérieur en Méditerranée occidentale

Le Proto-Aurignacien, pourrait apparaitre dans la vallée du Rhône et à l'est des Pyrénées vers la transition GS 11/GS 10, marquée par une expansion de forêts ouvertes. Le Proto-Aurignacien dans ces quatre sites (l'Arbreda, Mandrin, Esquicho-Grapaou, Trou de la Mère Clochette) persisterait jusqu'à la fin du HS 4. Jusqu'à présent, notre modélisation des âges pour le Proto-Aurignacien suggère que l'apparition des HAM se produirait au sud de la vallée du Rhône (~43-42 ka) migrant en deux branches, une au nord de la vallée (~41-38 ka) et une autre longeant les côtes méditerranéennes pour atteindre l'est des Pyrénées (~42-37 ka). Fourcade *et al.* (2022) ont montré que le Proto-Aurignacien apparaitrait dans le Nord de l'Espagne entre 42 et 40 ka et dans le Sud-Ouest de la France entre 41 et 40 ka. Ces scénarios sont cohérents avec plusieurs études archéologiques et de modélisation chronologiques, qui suggèrent plusieurs chemins de migration en provenance du sud-est de l'Europe (Talamo *et al.*, 2020 ; Shao *et al.*, 2021). La première dispersion des Aurignaciens en Europe aurait commencé autour de 45 ka (Hublin *et al.*, 2020). La datation de la couche 6 de Mandrin (présenté dans ce travail comme un TCL Levallois (Eixea, 2018)), attribué à l'HAM, remonterait la présence de l'Homme anatomiquement moderne en Europe occidentale bien avant 50 ka (Slimak *et al*., 2022).

Un chevauchement chronologique est estimé à maximum 1 ka (entre ~0,1 et 0,8 ka) pour le Proto-Aurignacien et la fin du TCL Discoïde dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique. Cependant, l'Arbreda, livrant des assemblages Proto-Aurignaciens est localisé au nord-est des sites livrant les assemblages Discoïdes. Ce chevauchement chronologique traduirait une

coexistence entre deux groupes néandertaliens et HAM, probablement identifiée chronologiquement dans d'autres régions d'Europe occidentale (Marín-Arroyo *et al.*, 2018 ; Talamo *et al.*, 2020 ; Fourcade *et al.*, 2022). Cependant, cette cohabitation a pu n'impliquer aucun contact étroit entre ces groupes humains.

Le changement entre le Proto-Aurignacien et l'Aurignacien ancien est difficilement détectable régionalement. Seul Esquicho-Grapaou présente les deux cultures. Un hiatus se produirait après le HS 4 entre les deux et le développement de l'Aurignacien ancien coïnciderait avec le GS 7. L'Aurignacien ancien est identifié à Esquicho-Grapaou, Reclau Viver et à l'Abric Romaní et se développerait pendant les GS 8/GS 7, marqués par l'expansion du semi-désert. Une étude a conclu que le changement du Proto-Aurignacien à l'Aurignacien ancien aurait été déclenché par la détérioration de l'environnement au début du HS 4 (Banks *et al.*, 2013). Ce modèle est basé sur la subdivision de l'Aurignacien dans le Sud-Ouest de la France, appliquée au reste de l'Europe. Le Proto-Aurignacien est daté entre 41,5 et 39,9 ka et l'Aurignacien ancien entre 39,8 et 37,9 ka (basé sur IntCal13) en Europe (*ibid.).* Plusieurs études ont critiqué la validité de ce scénario en raison de l'éviction de données gênantes dans la modélisation et la stricte séparation des deux variantes (*e.g.* Ronchitelli *et al.*, 2014 ; Bataille *et al.*, 2018). Notre étude se focalisant sur la Méditerranée nord-occidentale, ne monttre aucun changement strict entre le Proto-Aurignacien et l'Aurignacien ancien, qui coinciderait avec le HS 4.

L'Aurignacien dans le Nord-Est de Espagne serait présent peu avant le HS 4 à Cova de Mollet. Cependant, dans ce site, un seul âge sur charbon a été considéré et l'attribution à un Aurignacien « classique » nécessite plus d'approfondissement. Dans cette région, la contemporanéité des manifestations aurignaciennes pendant et après le HS 4, révèle une mosaïque de processus à long terme. Bataille *et al.* (2018) révèlent une hétérogénéité technologique de ces premières manifestations du Paléolithique supérieur en Europe. Le système technologique aurignacien se serait développé comme un système hautement adaptatif en raison d'échanges récurrents d'informations économiques et technologiques. Ce système se serait également développé en raison de modifications dues aux nécessités environnementales et socio-culturelles régionales.

Pour conclure, cette étude montre que les changements techno-économiques et culturels à l'échelle régionale de la Méditerranée nord-occidentale ne seraient pas déclenchés par les changements environnementaux et climatiques. La disparition de Néandertal ne semble pas être liée à des changements environnementaux d'origine climatique. Néanmoins, avec la résolution actuelle de notre analyse nous voyons que le TCL Discoïde se termine quelques centaines à plusieurs milliers d'années avant le HS 4, excepté à Estret de Tragó. Cependant, l'incertitude dans la détermination de l'âge des HSs et D-Os et ceux des TCLs révèle qu'il existe une incertitude rendant difficile de supposer une relation entre la fin des TCLs et ces évènements climatiques. La première preuve de la présence des HAM à l'Arbreda et le chevauchement chronologique avec Néandertal suggère que les deux ont probablement cohabité pendant des centaines d'années dans cette région avec ou sans contact direct.

En outre, l'augmentation progressive des environnements ouverts de ~55 à 38 ka aurait été favorable à l'expansion des HAM, qui pourraient bien être adaptés à la steppe. Ils auraient pu entrer en compétition avec les Néandertaliens pour les mêmes niches écologiques, entraînant leur disparition régionale et leur refuge dans le Sud de la péninsule Ibérique.

Conclusions générales

Nous avons vu au travers de ce chapitre les résultats paléoclimatiques, chronologiques et archéologiques. La comparaison de l'enregistrement pollinique de la carotte MD99-2343 avec des enregistrements polliniques marins, terrestres et de spéléothèmes a permis de comparer l'amplitude des changements climatiques et environnementaux (HS 6 à 4 et D-Os 18 à 8) en Europe occidentale. La comparaison a également permis de mettre en évidence un mécanisme particulier dans la formation des eaux profondes (WMDW) dans le golfe du Lion, en lien avec l'instabilité des calottes glaciaires notamment pendant le HSs, impactant les écosystèmes.

La chronologie de la carotte a été améliorée par l'établissement d'un nouveau modèle d'âge bayésien. Enfin, la production d'une base de données a permis d'améliorer le corpus d'âge pour être intégrés dans un modèle chronologique bayésien, afin d'estimer la durée des phénomènes technologiques et culturels recherchés à la fin du Paléolithique jusqu'au début du Paléolithique supérieur. La confrontation des deux enregistrements ne nous permet pas de trancher définitivement sur l'impact des changements climatiques sur les adaptations

technologiques des Néandertaliens et Hommes anatomiquement modernes dans les zones méditerranéennes.

Nous allons terminer ce manuscrit, par les bilans et les perspectives de cette étude, toujours selon les trois objectifs fixés lors du début de cette thèse : l'augmentation de la résolution des enregistrements polliniques, l'amélioration des chronologies de ces enregistrements et enfin l'amélioration des changements de TCLs et culturels.

Conclusions & perspectives

La construction de ce manuscrit a été pensé de sorte que le lecteur, plus ou moins familier des aspects paléoclimatiques, chronologiques et archéologiques, puisse garder un fil conducteur. Dans cette partie, destinée à dresser un bilan et perspectives des résultats acquis au cours des travaux de doctorat, nous conserverons dans le texte la structure initiée par les objectifs mentionnés à la suite de l'introduction. Ainsi, dans un premier paragraphe, nous ferons un bilan des résultats acquis par les études polliniques et de la comparaison multiproxy des deux carottes étudiées. Nous évoquerons le potentiel et les limites de l'utilisation du protocole pour la datation de la carotte MD04-2845 et l'utilisation novatrice du modèle d'âge-profondeur, afin d'améliorer la chronologie des enregistrements paléoclimatiques. Dans le troisième paragraphe, nous nous attacherons à comparer les TCLs de la fin du Paléolithique moyen et les cultures du début du Paléolithique supérieur.

1. Changements environnementaux et climatiques contrastés en Europe occidentale

L'étude pollinique menée sur les carottes marines MD04-2845 et MD99-2343, prélevées dans deux domaines marins différents montre des contrastes dans la réponse de la végétation aux changements climatiques orbitaux et millénaires. Pendant les réchauffements de D-Os, les amplitudes des expansions forestières sont différentes selon la latitude entre le Sud-Ouest de la France et le Sud-Est (Fig. 71). Pendant la période comprise entre 64 et 35 ka, les expansions forestières du Sud-Ouest de la France sont plus importantes pendant les D-O 14 et 12, soumis à des minima d'obliquité. Au contraire, l'enregistrement du Sud-Est de la France montre que ces expansions sont plus importantes pendant les D-Os 18, 16-17, 15 et 8, qui coïncident avec des maxima d'insolation et de précession.

Cette étude révèle également une réponse environnementale contrastée pendant les HSs indiquant des climats différents entre le Sud-Ouest de la France et le Nord-Ouest de la Méditerranée. Les enregistrements polliniques marins du golfe de Gascogne et de la marge

Ibérique montrent, que les HS 6 et 4 sont les plus secs, tandis qu'en Méditerranée nord-occidentale, le HS 5 est plus sec par rapport aux deux autres HSs. Ces différences climatiques et environnementales pendant ces trois HSs sont liées aux différentes intensités de la circulation océanique en Atlantique, caractérisant ces épisodes (Böhm *et al.*, 2015 ; Henry *et al.*, 2016). Dans le golfe du Lion, nos résultats révèlent une configuration locale particulière dans la formation d'eau profonde (WMDW), affectée par une moindre arrivée d'eau douce comparée à celle associée aux HS 6 et 4 dans l'ouest de la Méditerranée, à la suite de la fonte de la calotte Laurentienne.

En outre, l'étude à très haute résolution temporelle (0,4 à 0,3 ka) pendant le HS 4 dans la carotte MD04-2845, met en évidence la succession de plusieurs phases climatiques déjà détectées dans une carotte de la marge Ibérique et une en Méditerranée occidentale (Sánchez Goñi *et al.*, 2000b ; Naughton *et al.*, 2009).

Ces résultats montrent une régionalisation importante des changements climatiques globaux et la nécessité de documenter à haute résolution spatiale, les différents écosystèmes européens dans lesquels les groupes de chasseurs-cueilleurs ont évolué. De plus, il serait également nécessaire de modéliser spatialement et quantifier la surface de la couverture forestière et steppique à partir du spectre pollinique, sachant que les environnements forestiers et steppiques ont des implications pour les dynamiques de migration des biomasses chassées par les groupes préhistoriques.

2. Potentiel et limites de la datation par IRSL appliquée au domaine marin

Depuis les travaux de Wintle & Huntley (1979) et Wintle & Huntley (1980), un relatif engouement s'est manifesté pour la datation de sédiments marins par les méthodes de luminescence. L'examen bibliographique de l'ensemble des études publiées sur le sujet (Annexe 5) permet de souligner la multitude des protocoles proposés pour déterminer les doses équivalentes et les débits de doses. Cependant, l'application de ces protocoles se voit limitée en raison de paramètres parfois difficiles à déterminer en contexte marin : teneur en eau,

déséquilibre dans les chaînes de désintégration de l'uranium, blanchiments complets ou partiels…

Nous avons proposé et appliqué un de ces protocoles à la carotte MD04-2845, qui est relativement bien datée par ^{14}C sur les premiers 9 m. Nous avons utilisé la méthode IRSL sur les feldspaths, conduisant les mesures en mode multigrain, qui offre la possibilité d'être utilisée pour le plus grand nombre d'échantillons. Nous avons également réalisé des mesures complémentaires du deux échantillons en mode *single-grain*.

Dans cette étude, le protocole du pIR-IR_{290} a été employé sur 13 échantillons, prélevés sur 1,5 m et contenant des feldspaths. En termes de portée chronologique, le potentiel du pIR-IR_{290} a été démontré sur la carotte marine pour une période comprise entre le MIS 5 et le MIS 3. Sa mise en œuvre a livré des résultats tout à fait cohérents avec les chronologies initialement proposées pour chaque carotte, basées sur le ^{14}C et des calages isotopiques et polliniques. Également, le bon accord des âges IRSL avec les résultats obtenus par ^{14}C pour les échantillons de la partie la plus récente de la carotte MD04-2845 renforce la validité de l'approche adoptée (IRSL des fractions polyminérales, selon le protocole SAR pIR-IR_{290}).

Ce travail de thèse s'est particulièrement focalisé sur la datation des HSs, en faisant l'hypothèse initiale que la présence des IRD augmenterait la quantité de quartz et de feldspaths dans les sédiments concernés et la qualité des résultats (dans la mesure où le mode de blanchiment et de dépôt des fractions issues des IRD est bien adapté aux mesures de luminescence). Nous avons également daté des échantillons sans IRD. Les résultats montrent le potentiel d'utiliser le protocole employé pour dater toutes les profondeurs des carottes marines, contenant ou non des IRD. D'autres prélèvements (n=5) ont été réalisés entre 1,9 et 2,4 m et ont été préparés mécaniquement et chimiquement. Si leur datation et leur interprétation relèvent des perspectives de ce travail de thèse, on peut d'ores et déjà relever qu'ils présentent des cristaux en nombre, dans les granulométries de notre intérêt et même s'ils proviennent de niveaux contenant peu voire aucun IRD.

Concernant deux échantillons, les âges obtenus sont plus anciens et incohérents avec la stratigraphie (103 ± 8 ka et 97 ± 9 ka), en raison de D_e plus élevées et des distributions plus dispersées de ces D_e en mode multi grains par rapport aux autres échantillons. Nous avons donc fait des mesures complémentaires en mode *single-grain*, un choix motivé par cette apparente

dispersion des D_e. Bien que seulement deux échantillons aient été mesurés par *single grain,* il apparait que le protocole employé dans ce travail peut être utilisé pour la détermination des D_e à la fois en multi et en *single grain*.

Deux comportements de blanchiment ont donc été mis en évidence. D'une part des feldspaths bien blanchis qui donnent des dispersions relativement faibles. D'autre part, des échantillons présentent des degrés de blanchiment moins satisfaisants, avec surtout des hétérogénéités de blanchiment entre les grains, qui nécessitent des mesures en mode *single-grain*. Pour l'instant, les résultats ne nous permettent pas de déterminer comment et par quel moyen le blanchiment s'est produit pour les échantillons. Dans le cas d'échantillons à IRD, il reste difficile de déterminer ce qui est daté, c'est-à-dire des IRD de petites tailles et érodés par frictions des calottes glaciaires ou des sédiments continentaux.

Dans le cadre de ce travail, nous avons daté les feldspaths, considérant qu'un plus grand nombre de grains émet un signal de luminescence par rapport aux quartz. Cependant, le signal OSL des quartz est remis à zéro plus rapidement que celui des feldspaths. De plus, en raison des blanchiments hétérogènes des feldspaths (mentionnés plus haut et dans le 2.1. en chapitre 1, Partie IV), une application sur les quartz pourrait être complémentaire . Nous avons fait un test de datation OSL *single grain* sur un échantillon, déjà daté par les feldspaths (BDX 24931). Seule une dizaine d'aliquotes ont été mesurées, donnant un âge de 54 ± 5 ka. Cet âge est pour le moment égal avec ceux obtenus pour les feldspaths (54 ± 4 ka). Ce résultat suggère un potentiel pour la datation des quartz des carottes marines. Cependant, un plus grand nombre d'échantillons datés est nécessaire pour pouvoir prétendre à une application OSL sur cette carotte. Dans le cadre de ce travail, nous avons choisi de ne pas dater les quartz car nous avons supposé qu'un faible pourcentage de grains de quartz émettrait un signal (5 %) comparé aux feldspaths (30 % à 40 %) (Duller, 2008 ; Nian *et al.*, 2012)

Nos résultats de datations suggèrent, comme les travaux précédents (Annexe 5.1), que la méthode IRSL (et potentiellement OSL) peut être appliquée pour dater la carotte MD04-2845.

L'utilisation novatrice d'un nouveau modèle d'âge-profondeur sur les carottes MD04-2845 et MD99-2343 a permis d'améliorer la chronologie de changements environnementaux des régions du Sud-Ouest de la France et de la Méditerranée nord-occidentale.

L'application d'*a prioris* dans le modèle chronologique (c'est-à-dire ChronoModel) en particulier la contrainte stratigraphique a permis de contraindre les âges et leurs écart-types. Sur les 9 m de la carotte MD04-2845 datés par ^{14}C, les plus faibles écart-types des âges ^{14}C ont permis de réduire ceux des âges IRSL. Cela a ainsi permis d'affiner la précision des âges et mieux contraindre chronologiquement la séquence paléoclimatique. De plus, pour cette carotte MD04-2845, le modèle d'âge-profondeur uniquement basé sur les âges numériques a conduit à une chronologique flottante. Nous avons dû rajouter quelques « points de contrôle » basés sur la chronologie isotopique dans la partie de la carotte uniquement datée par l'IRSL. Il convient de mentionner que la datation par IRSL a permis d'augmenter le corpus de profondeurs datées, permettant d'affiner la justesse de la chronologie dans la partie la plus ancienne de cette carotte. Un travail sera nécessaire pour essayer de réduire les incertitudes des âges IRSL. Des recherches récentes se sont focalisées à réduire les incertitudes des âges OSL (Guérin *et al.*, 2021) en modélisant les erreurs systématiques avec des âges indépendants (par exemple ^{14}C, non affectés par ces erreurs).

Ce travail sur les modèles d'âge-profondeur n'est qu'à son début et un approfondissement visant à réduire les incertitudes des âges IRSL sur des sections de la carotte pouvant ou non être contraintes par le ^{14}C, permettra d'améliorer les chronologies paléoenvironnementales dans lesquels les groupes néandertaliens et HAM ont évolué et se sont adaptés.

3. Bilan chronologique des TCLs en Europe occidentale et comparaison avec les changements environnementaux

L'étude chronologique des TCLs de la fin du Paléolithique moyen et des cultures du début du Paléolithique supérieur (65 – 35 ka) du Sud-Ouest de la France et du Nord-Ouest de la Méditerranée a permis d'apporter de nouveaux éléments à la question des causes des changements technologiques et culturels en Europe occidentale. Néanmoins, l'objectif de ce travail de thèse n'était pas de pousser l'interprétation technologique, - qui doit être faite par les technologues spécialistes des industries paléolithiques -, mais d'apporter une réflexion sur le positionnement chronologique des TCLs et cultures, et le possible synchronisme avec les changements environnementaux.

A l'heure de ce bilan en 2022, deux bases de données chronologiques ont été soit construite pour l'une, soit mise à jour et alimentée pour l'autre, avec chacune plus de 500 âges et plus d'une vingtaine de gisements archéologiques. Il convient d'indiquer que ces bases de données sont continuellement mises à jour et révisées à mesure que sont disponibles de nouvelles datations et méthodologies ainsi que de nouvelles révisions géoarchéologiques et technologiques.

Nous ne détaillerons pas encore une fois les comparaisons des changements techno-économiques, culturels et environnementaux pour chaque région. Cependant, nos résultats révèlent qu'à l'échelle de l'Europe occidentale, les développements ou déclins de certains TCLs ou cultures coïncideraient avec un ou plusieurs changements climatiques (GI ou GS). De grands étalements des TCLs ou cultures sont induits par la résolution actuelle des données disponibles, notamment par de larges écart-types de certains âges ou du manque d'âges des couches inférieures ou supérieurs, pouvant contraindre chronologiquement le niveau archéologique recherché. Ces étalements plus ou moins larges rendent la recherche de synchronies particulièrement ardue. De plus, ces étalements sont représentés de telle manière qu'on pourrait les imaginer présents dans un site sur toute la période donnée, en ométtant la possibilité de hiatus d'occupations. Nous émettons l'hypothèse que ces TCLs peuvent être comme des phénomènes archéologiques, qui ont une émergence, une apogée et un déclin. Pour cela, les perspectives de ce travail seraient d'utiliser des outils chronologiques permettant de représenter une évolution de ces TCLs. Les récentes recherches dans le domaine archéologique ont permis de développer des outils statistiques afin de représenter des phases d'activités (« *TimeRangePlot* » dans ArchaeoPhases, Philippe & Vibet, 2020), à partir des distributions *a posteriori* des âges obtenus par ChronoModel. La représentation de ces évènements évolutifs, combinés avec les changements environnementaux pourra affiner ou non la recherche de synchronies.

Actuellement, les résultats obtenus pour les gisements localisés en Europe occidentale montrent qu'ils peuvent être présents en même temps entre 69 et 39 ka (Fig. 72). Dans ce travail, la période d'étude est comprise entre 70 et 35 ka environ. Pendant cette période, le TCL Discoïde serait daté entre 77 et 39 ka voire jusqu'à 34 ka dans le site d'Estret de Tragó. Le TCL

Levallois serait estimé entre 77 et 38 ka tandis que le TCL Quina serait daté entre 71 et 53 ka. A part à Estret de Tragó, la majorité des TCLs néandertaliens ne persisteraient pas au-delà de 38 ka et non plus après le HS 4.

Le Châtelperronien présent dans le Sud-Ouest de la France serait daté entre 44 et 40 ka et déclinerait avec le début du HS 4. L'inclusion du Châtelperronien de Foradada (Morales *et al.*, 2016) localisé dans le nord-est de l'Espagne constituera une étape supplémentaire dans la compréhension du développement des industries de transition à l'échelle continentale. Il serait également intéressant d'élargir la zone géographique en intégrant dans le corpus l'Uluzzien (Italie et Grèce) pour mieux comprendre le développement des industries de transition et le possible impact du HS 4 sur celles-ci.

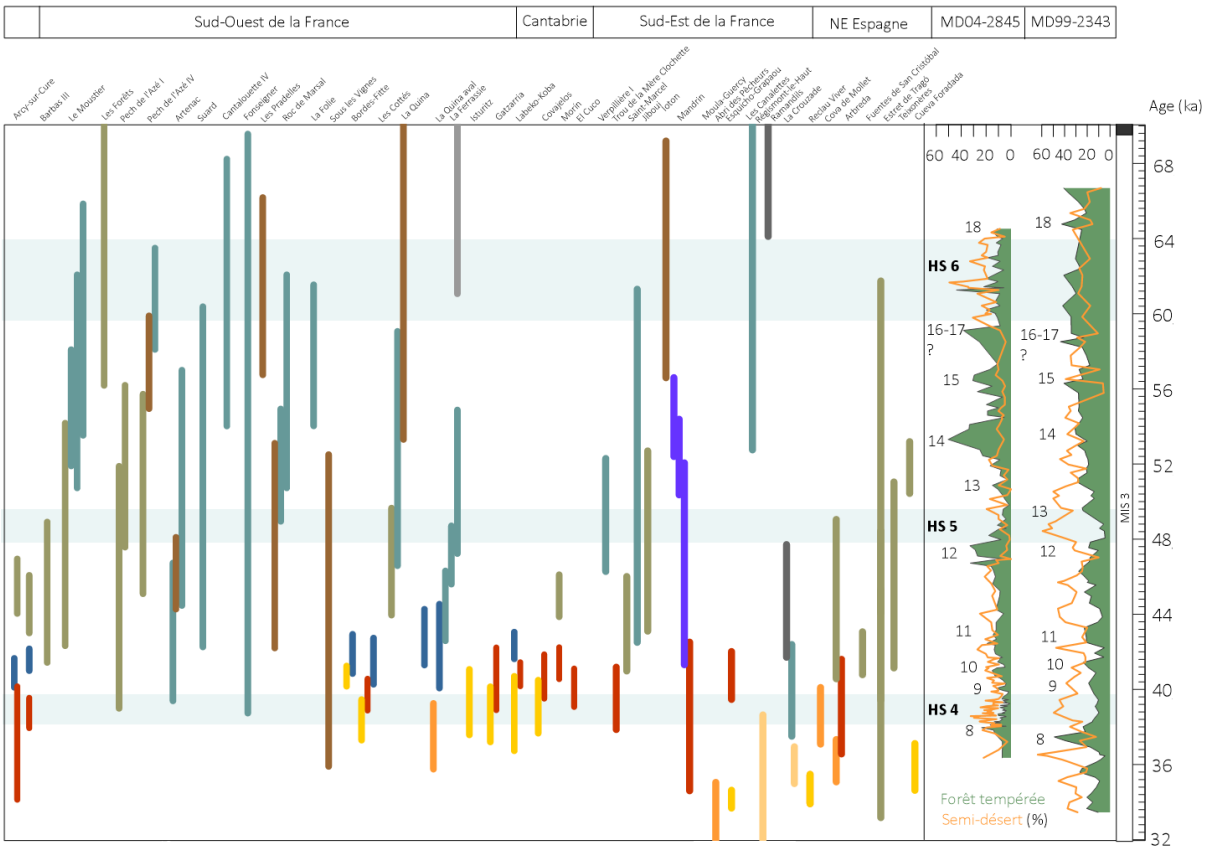


Fig. 71. Bilan des intervalles de crédibilité des TCLs pour les gisements archéologiques en Europe occidentale comparées aux pourcentages polliniques de la forêt et du semi-désert des carottes MD04-2845 et MD99-2343. Les gisements sont classés par régions. Les TCLs sont distingués par couleur et la légende complète est montrée dans les figures 58 et 69.

Les premières manifestations culturelles des HAM en Europe Occidentale seraient datées entre 43 et 35 ka avec l'arrivée du Proto-Aurignacien avant le HS 4. Cette culture serait présente

premièrement dans le Sud-Est de la France (43 – 35 ka) puis en Cantabrie et dans le Sud-Ouest de la France (42 – 39 ka). Ces résultats chronologiques confortent l'hypothèse d'une diffusion par la Méditerranée des groupes Proto-Aurignaciens (Mellars, 2011 ; Shao *et al.*, 2021). Cependant, cette interprétation relève uniquement de la présence de sites localisés proche de la Méditerranée.

L'Aurignacien ancien est quant à lui estimé entre 41 et 34 ka. Il est intéressant de noter des différences chronologiques entre le Sud-Ouest de la France et le pourtour méditerranéen. L'Aurignacien ancien serait plus ancien dans le Sud-Ouest (41 – 37 ka) par rapport au Sud-Est de la France (37 – 34 ka). Cela impliquerait que les groupes Aurignaciens anciens auraient migré par le nord, comme suggéré par exemple, par les hypothèses de Mellars (2011) et Shao *et al.* (2021). Cependant, dans le Nord-Est de la péninsule Ibérique, les attributions à un Aurignacien ancien ou un Aurignacien restent ambiguës. L'objectif de la thèse n'étant pas de faire de révisions technologiques, nous resterons sur ces hypothèses, basée sur les données dont nous disposons actuellement.

Ceci dit, la comparaison des enregistrements paléoenvironnementaux et archéologiques montre actuellement que les changements des TCLs des Néandertaliens et culturels des HAM ne coïncident pas avec des changements uniques de la végétation et du climat. L'incertitude dans la détermination des âges des HSs et D-Os et ceux des TCLs révèle qu'il existe une incertitude constante, rendant difficile de supposer une relation entre les TCLs et ces évènements climatiques.

Cependant, cette étude a permis de mieux documenter ces changements environnementaux et climatiques dans lesquels les Néandertaliens et HAM ont évolué. L'ouverture progressive du paysage régional, surtout dans le Sud-Ouest de la France semble avoir fourni le contexte pour le remplacement des Néandertaliens par les HAM dans les territoires d'Europe de l'Ouest. Ce dernier a probablement duré plusieurs millénaires au cours desquels de potentiels métissages et changements culturels ont eu lieu. Enfin, nos données suggèrent que les changements climatiques n'ont pas directement causé la disparition de Néandertal. Cette disparition a probablement été le résultat de la compétition avec les HAM pour les mêmes niches écologiques.

Bibliographie

Adolphi, F., Muscheler, R., Friedrich, M., Güttler, D., Wacker, L., Talamo, S., Kromer, B., 2017. Radiocarbon calibration uncertainties during the last deglaciation: Insights from new floating tree-ring chronologies. *Quaternary Science Reviews*, 170 : 98-108. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.026.

Aitken, M. J., 1985. *Thermoluminescence dating*. London. 359p.

1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, Oxford, New York.

Aitken, M. J., Smith, B. W., 1988. Optical dating: Recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews*, 7, 3 : 387-393. https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90034-0.

Ajas, A., Bertran, P., Lemée, L., Queffelec, A., 2013. Stratigraphy and Palaeopedology of the Palaeolithic Cave Site of Combe-Saunière, Southwest France. *Geoarchaeology*, 28, 5 : 432-449. https://doi.org/10.1002/gea.21451.

Alappat, L., Vink, A., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2010. Establishing the Late Pleistocene–Holocene sedimentation boundary in the southern North Sea using OSL dating of shallow continental shelf sediments. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121, 1 : 43-54. https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2009.12.006.

Allen, G., Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine : 255-260.

Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodó, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., Mariotti, A., Xoplaki, E., 2006. Chapter 2 Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust. In Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (dir.). *Developments in Earth and Environmental Sciences. Mediterranean*. Elsevier. https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80005-4.

Alves, E. Q., Macario, K., Ascough, P., Bronk Ramsey, C., 2018. The Worldwide Marine Radiocarbon Reservoir Effect: Definitions, Mechanisms, and Prospects. *Reviews of Geophysics*, 56, 1 : 278-305. https://doi.org/10.1002/2017RG000588.

Anasse, J., 2002. *Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'environnement océanique de l'Atlantique Nord.* Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi. https://doi.org/10.1522/13721972.

Anderson, L., Lejay, M., Brugal, J.-P., Costamagno, S., Heckel, C., de Araujo Igreja, M., Pradeau, J.-V., Salomon, H., Sellami, F., Théry-Parisot, I., Barshay-Szmidt, C., Mensan, R., Bon, F., 2018. Insights into Aurignacian daily life and camp organization: The open-air site of Régismont-le-Haut. *Quaternary International*, 498 : 69-98. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.034.

Anderson, L., Reynolds, N., Teyssandier, N., 2019. No reliable evidence for a very early Aurignacian in Southern Iberia. *Nature Ecology & Evolution*, 3, 5 : 713-713. https://doi.org/10.1038/s41559-019-0885-3.

André, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., 2005. Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics*, 55, 3 : 294-308. https://doi.org/10.1007/s10236-005-0013-6.

Anjar, J., Adrielsson, L., Bennike, O., Björck, S., Filipsson, H. L., Groeneveld, J., Knudsen, K. L., Larsen, N. K., Möller, P., 2012. Palaeoenvironments in the southern Baltic Sea Basin during Marine Isotope Stage 3: a multi-proxy reconstruction. *Quaternary Science Reviews*, 34 : 81-92. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.009.

Ankjærgaard, C., Murray, A. S., 2007. Total beta and gamma dose rates in trapped charge dating based on beta counting. *Radiation Measurements*, 42, 3 : 352-359. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.12.007.

Armitage, S. J., 2015. Optically stimulated luminescence dating of Ocean Drilling Program core 658B: Complications arising from authigenic uranium uptake and lateral sediment movement. *Quaternary Geochronology*, 30 : 270-274. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.002.

Armitage, S. J., Pinder, R. C., 2017. Testing the applicability of optically stimulated luminescence dating to Ocean Drilling Program cores. *Quaternary Geochronology*, 39 : 124-130. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.008.

Arnold, J. R., Libby, W. F., 1949. Age Determinations by Radiocarbon Content: Checks with Samples of Known Age. Science, 110, 2869 : 678-680.

Arrizabalaga, A., Quirós, F., Bon, F., Iriarte-Chiapusso, M.-J., Maillo-Fernandez, J., Normand, C., 2009. Early evidence of the Aurignacian in Cantabrian Iberia and the North Pyrenees. The Mediterranean from 50.000 to 25.000 BP: *Turning points and new directions. Early evidence of the Aurignacian in Cantabrian Iberia and the North Pyrenees*. https://doi.org/10.13140/2.1.2867.0248.

Aubry, T., Dimuccio, L. A., Almeida, M., Buylaert, J.-P., Fontana, L., Higham, T., Liard, M., Murray, A. S., Neves, M. J., Peyrouse, J.-B., Walter, B., 2012. Stratigraphic and technological evidence from the middle palaeolithic-Châtelperronian-Aurignacian record at the Bordes-Fitte rockshelter (Roches d'Abilly site, Central France). *Journal of Human Evolution*, 62, 1 : 116-137. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2011.10.009.

Aubry, T., Dimuccio, L. A., Buylaert, J.-P., Liard, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Walter, B., 2014. Middle-to-Upper Palaeolithic site formation processes at the Bordes-Fitte rockshelter (Central France). *Journal of Archaeological Science*, 52 : 436-457. https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.09.013.

Austin, W. E. N., Wilson, L. J., Hunt, J. B., 2004. The age and chronostratigraphical significance of North Atlantic Ash zone II. *Journal of Quaternary Science*, 19, 2 : 137-146. https://doi.org/10.1002/jqs.821.

Bachellerie, F., Bon, F., Deschamps, M., Eizenberg, L., Henry-Gambier, D., Mourre, V., Normand, C., Pelegrin, J., Primault, J., Scandiuzzi, R., Thiébaut, C., 2011. Archaeological signatures of hunting activities applied to comparisons of Mousterian, Chatelperronian and Aurignacian industries in the Pyrenees: the nature of hunting tools and site functions. *P@lethnology*, 3 : 133-167.

Badino, F., Pini, R., Ravazzi, C., Margaritora, D., Arrighi, S., Bortolini, E., Figus, C., Giaccio, B., Lugli, F., Marciani, G., Monegato, G., Moroni, A., Negrino, F., Oxilia, G., Peresani, M., Romandini, M., Ronchitelli, A., Spinapolice, E. E., Zerboni, A., Benazzi, S., 2020. An overview of Alpine and Mediterranean palaeogeography, terrestrial ecosystems and climate history during MIS 3 with focus on the Middle to Upper Palaeolithic transition. *Quaternary International*, 551 : 7-28. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.024.

Baena, J., Carrión, E., Cuartero, F., Fluck, H., 2012. A chronicle of crisis: The Late Mousterian in north Iberia (Cueva del Esquilleu, Cantabria, Spain). *Quaternary International*, 247 : 199-211. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.031.

Baena Preysler, J., Carrión Santafé, E., Torres Navas, C., Vaquero Rodríguez, M., 2019. Mousterian inside the upper Paleolithic? The last interval of El Esquilleu (Cantabria, Spain) sequence. *Quaternary International*, 508 : 153-163. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.015.

Bahain, J.-J., 2007. L*a méthode de datation par résonance de spin électronique (ESR) au Muséum national d'histoire naturelle. Vingt ans de recherches méthodologiques et d'applications géochronologiques*. Habilitation à diriger des recherches, Université Michel de Montaigne - Bordeaux III.

Bahain, J.-J., Mercier, N., Valladas, H., Falguères, C., Masaoudi, H., Joron, J.-L., Froget, L., Moigne, A.-M., Combier, J., Moncel, M.-H., 2022. Reappraisal of the chronology of Orgnac 3 Lower-to-Middle Paleolithic site (Ardèche, France), a regional key sequence for the Middle Pleistocene of southern France. *Journal of Human Evolution*, 162 : 103092. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2021.103092.

Baker, A., Ito, E., Smart, P. L., McEwan, R. F., 1997. Elevated and variable values of 13C in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, 136, 3 : 263-270. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00129-5.

Balter, V., Bocherens, H., Person, A., Labourdette, N., Renard, M., Vandermeersch, B., 2002. Ecological and physiological variability of Sr/Ca and Ba/Ca in mammals of West European mid-Würmian food webs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 1 : 127-143. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00448-0.

Banks, W. E., Bertran, P., Ducasse, S., Klaric, L., Lanos, P., Renard, C., Mesa, M., 2019. An application of hierarchical Bayesian modeling to better constrain the chronologies of Upper Paleolithic archaeological cultures in France between ca. 32,000–21,000 calibrated years before present. *Quaternary Science Reviews*, 220 : 188-214. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.025.

Banks, W. E., d'Errico, F., Peterson, A. T., Kageyama, M., Sima, A., Sánchez-Goñi, M.-F., 2008a. Neanderthal Extinction by Competitive Exclusion. *PLOS ONE*, 3, 12 : e3972. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0003972.

Banks, W. E., d'Errico, F., Peterson, A. T., Vanhaeren, M., Kageyama, M., Sepulchre, P., Ramstein, G., Jost, A., Lunt, D., 2008b. Human ecological niches and ranges during the LGM in Europe derived from an application of eco-cultural niche modeling. *Journal of Archaeological Science*, 35, 2 : 481-491. https://doi.org/10.1016/j.jas.2007.05.011.

Banks, W. E., d'Errico, F., Zilhão, J., 2013. Human–climate interaction during the Early Upper Paleolithic: testing the hypothesis of an adaptive shift between the Proto-Aurignacian and the Early Aurignacian. *Journal of Human Evolution*, 64, 1 : 39-55. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2012.10.001.

Banks, W. E., Moncel, M.-H., Raynal, J.-P., Cobos, M. E., Romero-Alvarez, D., Woillez, M.-N., Faivre, J.-P., Gravina, B., d'Errico, F., Locht, J.-L., Santos, F., 2021. An ecological niche shift for Neanderthal populations in Western Europe 70,000 years ago. *Scientific Reports*, 11, 1 : 5346. https://doi.org/10.1038/s41598-021-84805-6.

Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E., Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 4 : 275-287. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90112-0.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., Zindler, A., 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 6274 : 405-410. https://doi.org/10.1038/345405a0.

Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research*, 61 : 204-214.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Gendreau, S., 2000. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289, 5483 : 1321-1324. https://doi.org/10.1126/science.289.5483.1321.

Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., Broecker, W. S., 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457, 7233 : 1097-1102. https://doi.org/10.1038/nature07770.

Barron, J. A., Basov, I. A., Beaufort, L., Dubuisson, G., Gladdenkov, A. Y., Morley, J. J., Okada, M., Olafsson, G., Pak, D. K., Roberts, A. P., Shilov, V. V., Weeks, R. J., 1995. Biostratigraphic and magnetostratigraphic summary. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W., Allan, J. F. (dir.). *Ocean Drilling Program* Texas A & M University.

Barshay-Szmidt, C., Anderson, L., Lejay, M., Théry-Parisot, I., Burr, G. S., Mensan, R., Bon, F., 2018a. Out of the Cave and into the Light: Perspectives and Challenges of Radiocarbon Dating an Open-Air Aurignacian Site (Régismont-le-Haut, Mediterranean France). *Journal of Paleolithic Archaeology*, 1, 3 : 247-279. https://doi.org/10.1007/s41982-018-0011-0.

Barshay-Szmidt, C., Bazile, F., Brugal, J.-P., 2020. First AMS 14C dates on the Protoaurignacian in Mediterranean France: The site of Esquicho-Grapaou (Russan-Ste-Anastasie, Gard). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 33.

Barshay-Szmidt, C. C., Eizenberg, L., Deschamps, M., 2012. Radiocarbon (AMS) dating the Classic Aurignacian, Proto-Aurignacian and Vasconian Mousterian at Gatzarria Cave (Pyrénées-Atlantiques, France). *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 23 : 11-38.

Barshay-Szmidt, C., Normand, C., Flas, D., Soulier, M.-C., 2018b. Radiocarbon dating the Aurignacian sequence at Isturitz (France): Implications for the timing and development of the Protoaurignacian and Early Aurignacian in western Europe. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 17 : 809-838. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.09.003.

Bartolomei, G., Broglio, A., Cassoli, P. F., Castelletti, L., Cattani, L., Cremaschi, M., Giacobini, G., Malerba, G., Maspero, A., Peresani, M., Sartorelli, A., Tagliacozzo, A., 1994. La Grotte de Fumane. Un site aurignacien au pied des Alpes. *Preistoria Alpina*, 28 : 131-179.

Bar-Yosef, O., 1998. On the Nature of Transitions: the Middle to Upper Palaeolithic and the Neolithic Revolution. Cambridge *Archaeological Journal*, 8, 2 : 141-163. https://doi.org/10.1017/S0959774300001815.

2002. The Upper Paleolithic Revolution. *Annual Review of Anthropology*, 31, 1 : 363-393. https://doi.org/10.1146/annurev.anthro.31.040402.085416.

Bataille, G., Tafelmaier, Y., Weniger, G.-C., 2018. Living on the edge – A comparative approach for studying the beginning of the Aurignacian. *Quaternary International*, 474 : 3-29. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.024.

Bateman, M. D., Swift, D. A., Piotrowski, J. A., Rhodes, E. J., Damsgaard, A., 2018. Can glacial shearing of sediment reset the signal used for luminescence dating? *Geomorphology*, 306 : 90-101. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.017.

Bateman, M. D., Swift, D. A., Piotrowski, J. A., Sanderson, D. C. W., 2012. Investigating the effects of glacial shearing of sediment on luminescence. *Quaternary Geochronology*, 10 : 230-236. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.11.012.

Bazile, F., 1974. Nouvelles données sur le Paléolithique Supérieur ancien en Languedoc Oriental. *Congrés Préhistorique de France*. Châteauneuf-les-Martigues.

Beauval, C., Bordes, J.-G., Cochard, D., Couchoud, I., Dubrasquet, D., Lacrampe-Cuyaubère, F., Laroulandie, V., Lenoble, A., Pasty, S., Peressinotto, D., Primault, J., 2002. *Les Rochers de Villeneuve (Lussac les Châteaux, Vienne), grotte fréquentée par les Hommes et les Carnivores.* Journée des Archéologues de Poitou-Charentes.

Bell, B. A., Fletcher, W. J., 2016. Modern surface pollen assemblages from the Middle and High Atlas, Morocco: insights into pollen representation and transport. *Grana*, 55, 4 : 286-301. https://doi.org/10.1080/00173134.2015.1108996.

Benazzi, S., Douka, K., Fornai, C., Bauer, C. C., Kullmer, O., Svoboda, J., Pap, I., Mallegni, F., Bayle, P., Coquerelle, M., Condemi, S., Ronchitelli, A., Harvati, K., Weber, G. W., 2011. Early dispersal of modern humans in Europe and implications for Neanderthal behaviour. *Nature*, 479, 7374 : 525-528. https://doi.org/10.1038/nature10617.

Benazzi, S., Slon, V., Talamo, S., Negrino, F., Peresani, M., Bailey, S. E., Sawyer, S., Panetta, D., Vicino, G., Starnini, E., Mannino, M. A., Salvadori, P. A., Meyer, M., Pääbo, S., Hublin, J.-J., 2015. The makers of the Protoaurignacian and implications for Neandertal extinction. *Science*, 348, 6236 : 793-796. https://doi.org/10.1126/science.aaa2773.

Bennett, K., 2008. *psimpoll and pscomb.* Queen's University Belfast.

Berger, A., 2006a. Les causes astronomiques des grandes variations du climat au Quaternaire. *Comptes Rendus Palevol*, 5, 1 : 21-26. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2005.09.009.

Berger, A., Loutre, M.-F., 2004. Géophysique externe, climat et environnement (CLimat), Théorie astronomique des paléoclimats. *C.R. Geoscience*, 336 : 701-709.

Berger, G. W., 1990. Effectiveness of natural zeroing of the thermoluminescence in sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, B8 : 12375-12397. https://doi.org/10.1029/JB095iB08p12375.

2006b. Trans-arctic-ocean tests of fine-silt luminescence sediment dating provide a basis for an additional geochronometer for this region. *Quaternary Science Reviews*, 25, 19 : 2529-2551. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.024.

2009. Zeroing tests of luminescence sediment dating in the Arctic Ocean: Review and new results from Alaska-margin core tops and central-ocean dirty sea ice. *Global and Planetary Change*, 68, 1 : 48-57. https://doi.org/0.1016/j.gloplacha.2009.03.019.

Berger, G. W., Huntley, D. J., Stipp, J. J., 1984. Thermoluminescence studies on a 14C-dated marine core. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 10 : 1145-1150. https://doi.org/10.1139/e84-119.

Berger, G. W., Luternauer, J. L., Clague, J. J., 1990. Zeroing tests and application of thermoluminescence dating to Fraser River delta sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 12 : 1737-1745. https://doi.org/10.1139/e90-179.

Berger, J.-F., Guilaine, J., 2009. The 8200calBP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, 1-2 : 31-49. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.013.

Bernard-Guelle, S., Taylor, A., Rué, M., Fernandes, P., Ajas, A., Coudenneau, A., Hernandez, M., Mercier, N., 2017. Le site stratifié du Bois Clair à Montguyon (Charente-Maritime, France) : récurrences paléolithiques, brièveté des occupations et aires de débitage spécialisées. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 28 : 31-69. https://doi.org/10.4000/paleo.3075.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A. B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 42 : 16-30. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001.

Binford, L. R., Binford, S. R., 1966. A Preliminary Analysis of Functional Variability in the Mousterian of Levallois Facies. *American Anthropologist*, 68, 2 : 238-295.

Binford, S. R., Binford, L. R., 1969. Stone Tools and Human Behavior. *Scientific American*, 220, 4 : 70-87.

Birschoff, 1989. Abrupt Mousterian/Aurignacian boundary at c. 40 ka bp: Accelerator 14C dates from l'Arbreda Cave (Catalunya, Spain). *Journal of Archaeological Science*, 16, 6 : 563-576. https://doi.org/10.1016/0305-4403(89)90022-8.

Bischoff, J. L., Ludwig, K., Garcia, J. F., Carbonell, E., Vaquero, M., Stafford, T. W., Jull, A. J. T., 1994. Dating of the Basal Aurignacian Sandwich at Abric Romaní (Catalunya, Spain) by Radiocarbon and Uranium-Series. *Journal of Archaeological Science*, 21, 4 : 541-551. https://doi.org/10.1006/jasc.1994.1053.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 5 : 512-518. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002.

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

Blackwell, B., Schwarcz, H. P., Debénath, A., 1983. Absolute dating of hominids and palaeolithic artifacts of the cave of La Chaise-de-Vouthon (Charente), France. *Journal of Archaeological Science*, 10, 6 : 493-513. https://doi.org/10.1016/0305-4403(83)90033-X.

Blain, S., Guibert, P., Bouvier, A., Vieillevigne, E., Bechtel, F., Sapin, C., Baylé, M., 2007. TL-dating applied to building archaeology: The case of the medieval church Notre-Dame-Sous-Terre (Mont-Saint-Michel, France). *Radiation Measurements*, 42, 9 : 1483-1491. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.07.015.

Bliss, W. L., 1952. Radiocarbon Contamination. *American Antiquity*, 17, 3 : 250-251. https://doi.org/10.2307/276363.

Bocquet-Appel, J.-P., Degioanni, A., 2013. Neanderthal Demographic Estimates. *Current Anthropology*, 54, S8 : S202-S213. https://doi.org/10.1086/673725.

Boëda, E., 1986. *Approche technologique du concept Levallois et évaluation de son champ d'application : étude de trois gisement saaliens et weichseliens de la France septentrionale.* Thèse de doctorat, Paris 10.

1993. Le débitage discoïde et le débitage Levallois récurrent centripède. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 90, 6 : 392-404. https://doi.org/10.3406/bspf.1993.9669.

Boëda, E., Geneste, J.-M., Meignen, L., 1990. Identification de chaînes opératoires lithiques du Paléolithique ancien et moyen. P*aléo, Revue d'Archéologie Préhistorique*, 2, 1 : 43-80. https://doi.org/10.3406/pal.1990.988.

Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M. B., Deininger, M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 7532 : 73-76. https://doi.org/10.1038/nature14059.

Bokelmann, L., Hajdinjak, M., Peyrégne, S., Brace, S., Essel, E., Filippo, C. de, Glocke, I., Grote, S., Mafessoni, F., Nagel, S., Kelso, J., Prüfer, K., Vernot, B., Barnes, I., Pääbo, S., Meyer, M., Stringer, C., 2019. A genetic analysis of the Gibraltar Neanderthals. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116, 31 : 15610-15615. https://doi.org/10.1073/pnas.1903984116.

Bon, F., 2002. A brief overview of Aurignacian cultures in the context of the industries of the transition from the Middle to the Upper Paleolithic. *Trabalhos de Arqueologia* : 133-144.

2006. Être un ou plusieurs : quelles différences pour l'Aurignacien ? *Techniques & culture*, 46 : 33-47.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 6442 : 143-147. https://doi.org/10.1038/365143a0.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 6401 : 245-249. https://doi.org/10.1038/360245a0.

Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial timescales during the last glaciation. *Science*, 267 : 1005-1010.

Bonifay, E., 1962. *Recherches sur les terrains Quaternaires dans le Sud Est de la France*.

Bordes, F., 1950. L'évolution buissonnante des industries en Europe occidentale. Considérations théoriques sur le Paléolithique ancien et moyen. *L'Anthropologie*, 54 : 19-34.

1953. Essai de Classification des industries « moustériennes ». *Bulletin de la Société préhistorique de France*, 50, 7 : 457-466. https://doi.org/10.3406/bspf.1953.5156.

1961. Mousterian Cultures in France: Artifacts from recent excavation dispel some popular misconceptions about Neanderthal man. *Science*, 134, 3482 : 803-810. https://doi.org/10.1126/science.134.3482.803.

Bordes, F., 1981. Vingt—cinq ans après: le complexe moustérien revisité. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 78, 3 : 77-87.

Bordes, J.-G., 2002. *Les interstratifications Châtelperronien / Aurignacien du Roc-de-Combe et du Piage (Lot, France). Analyse taphonomique des industries lithiques ; implications archéologiques.* Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1.

2006. News from the West: a reevaluation of the classical Aurignacian sequence of the Périgord. Towards a definition of the Aurignacian. *Proceedings of the Symposium held in Lisbon, Portugal, June 25-30, 2002* 147-171.

Borrell, F., Junno, A., Barceló, J. A., 2015. Synchronous Environmental and Cultural Change in the Emergence of Agricultural Economies 10,000 Years Ago in the Levant. *PLOS ONE*, 10, 8 : e0134810. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0134810.

Bosmans, J. h. c., van der Ent, R. j., Haarsma, R. j., Drijfhout, S. s., Hilgen, F. j., 2020. Precession- and Obliquity-Induced Changes in Moisture Sources for Enhanced Precipitation Over the Mediterranean Sea. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35, 1 : e2019PA003655. https://doi.org/10.1029/2019PA003655.

Bøtter-Jensen, L., Andersen, C. E., Duller, G. A. T., Murray, A. S., 2003. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. *Radiation Measurements*, 37, 4 : 535-541. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00020-9.

Bourguignon, L., 1996. La conception de débitage Quina. *Quaternaria Nova*, VI : pp 149-166.

1997. *Le Moustérien de type Quina : nouvelles définitions d'une entité technique.* Thèse de doctorat, Paris 10.

Bourguignon, L., Delagnes, A., Meignen, L., 2006. Systèmes de production lithique, gestion des outillages et territoires au Paléolithique moyen où se trouve la complexité? *Actes des XXVI Rencontres d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes* : 75-86.

Bourguignon, L., Gravina, B., Claud, E., Faivre, J.-P., Turq, A., 2016. L'outillage lithique, témoin privilégié d'une grande diversité. *Néandertal à la loupe*. Les Eyzies.

Bourguignon, L., Meignen, L., 2010. Ioton (Gard) 30 ans après: nouvelles considérations technologiques et techno-économiques sur l'industrie moustérienne. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 107, 3 : 433-451.

Bourguignon, L., Ortega, I., Sellami, F., Brenet, M., Grigoletto, F., Vigier, S., Daussy, A., Deschamps, J.-F., Casagrande, F., 2004. Les occupations paléolithiques découvertes sur la section Nord de la déviation de Bergerac : résultats préliminaires obtenus à l'issue des diagnostics. *Les occupations paléolithiques découvertes sur la section Nord de la déviation de Bergerac : résultats préliminaires obtenus à l'issue des diagnostics*, 11 : 155-172.

Bourguignon, L., Ortega, I., Sellami, F., Clot, E., Mangier, C., Lahaye, C., 2018. Le site stratifié de Canolle Ferme à Creysse. *Rapport de fouille Inrap Grand Sud-Ouest.*

Bourrillon, R., White, R., Tartar, E., Chiotti, L., Mensan, R., Clark, A., Castel, J.-C., Cretin, C., Higham, T., Morala, A., Ranlett, S., Sisk, M., Devièse, T., Comeskey, D. J., 2018. A new Aurignacian engraving from Abri Blanchard, France: Implications for understanding Aurignacian graphic expression in Western and Central Europe. *Quaternary International*, 491 : 46-64. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.063.

Breilh, J.-F., Bertin, X., Chaumillon, É., Giloy, N., Sauzeau, T., 2014. How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay? *Global and Planetary Change*, 122 : 161-175. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.013.

Brenet, M., Chadelle, J. P., Claud, É., Colonge, D., Delagnes, A., Deschamps, M., Folgado, M., Gravina, B., Ihuel, E., 2017. The function and role of bifaces in the Late Middle Paleolithic of southwestern France: Examples from the Charente and Dordogne to the Basque Country. *Quaternary International*, 428 : 151-169. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.052.

Breuil, H., 1909. Etudes de morphologie I. La transition du Moustérien vers l'Aurignacien à l'abri Audi (Dordogne) et au Moustier. *Revue de l'Ecole d'Anthropologie,* 19, 29-40 : 66-77.

1913. Les subdivisions du paléolithique supérieur et leur signification. *Congrès international d'anthropologie et d'archéologie préhistoriques - compte-rendu de la XIVème session, Genève, 1912,* 1. 165-238.

Brill, D., Klasen, N., Brückner, H., Jankaew, K., Scheffers, A., Kelletat, D., Scheffers, S., 2012. OSL dating of tsunami deposits from Phra Thong Island, Thailand. *Quaternary Geochronology*, 10 : 224-229. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.02.016.

Brocheray, S., 2015. *Transferts et accumulations sur les marges du Golfe de Gascogne : architecture, fonctionnement et contrôles.* Thèse de doctorat, Bordeaux.

Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L., Gillet, H., 2014. 2000years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 347 : 136-152. https://doi.org//10.1016/j.margeo.2013.11.009.

Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6, 3 : 265-273. https://doi.org/10.1007/BF00193540.

Broecker, W. S., Olson, E. A., 1961. Lamont Radiocarbon Measurements VIII. *Radiocarbon,* 3 : 176-204. https://doi.org/10.1017/S0033822200020920.

Broecker, W. S., Rooth, C., Peng, T.-H., 1985. Ventilation of the deep northeastern Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90, C4 : 6940-6944. https://doi.org/10.1029/JC090iC04p06940.

Bronk Ramsey, C., 1995. Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon,* 37, 2 : 425-430. https://doi.org/10.1017/S0033822200030903.

2009. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51, 1 : 337-360. https://doi.org/10.1017/S0033822200033865.

Budsky, A., Wassenburg, J. A., Mertz-Kraus, R., Spötl, C., Jochum, K. P., Gibert, L., Scholz, D., 2019. Western Mediterranean Climate Response to Dansgaard/Oeschger Events: New Insights From Speleothem Records. *Geophysical Research Letters*, 46, 15 : 9042-9053. HTTPS://DOI.ORG/10.1029/2019GL084009.

Buisson, D., 1996. Brassempouy: présentation du site et problèmes posés par les fouilles récentes. Pyrénées préhistoriques. *Arts et sociétés* : 423-437.

Burjachs, F., Julià, R., 1994. Abrupt Climatic Changes during the Last Glaciation Based on Pollen Analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, 42, 3 : 308-315. https://doi.org/10.1006/qres.1994.1081.

Burr, G. S., Jull, A. J. T., 2009. Accelerator mass spectrometry for radiocarbon research. In Gross, M. L., Caprioli, R. (dir.). E*ncyclopedia of Mass Spectrometry.* Amsterdam.

Butzin, M., Heaton, T. J., Köhler, P., Lohmann, G., 2020. A Short Note on Marine Reservoir Age Simulations Used in IntCal20. *Radiocarbon,* 62, 4 : 865-871. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.9.

Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Jain, M., 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements,* 44, 5-6 : 560-565. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.02.007.

Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C., Sohbati, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas,* 41, 3 : 435-451. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography,* 14, 6 : 698-705. https://doi.org/10.1029/1999PA900044.

Calvo, L., Tarrega, R., Luis, E., 2002. Regeneration patterns in a Calluna vulgaris heathland in the Cantabrian mountains (NW Spain): effects of burning, cutting and ploughing. *Acta Oecologica,* 23, 2 : 81-90. https://doi.org/10.1016/S1146-609X(02)01137-2.

Camps, M., Higham, T., 2012. Chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition at Abric Romaní, Catalunya. *Journal of Human Evolution,* 62, 1 : 89-103. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2011.10.010.

Campy, M., Chaline, J., 1993. Missing Records and Depositional Breaks in French Late Pleistocene Cave Sediments. *Quaternary Research,* 40, 3 : 318-331. https://doi.org/10.1006/qres.1993.1085.

Castaing, P., 1981. *Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde*. Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux 1, Bordeaux.

Castaing, P., Froidefond, J.-M., Lazure, P., Weber, O., Prud'homme, R., Jouanneau, J.-M., 1999. Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspented sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II*, 46 : 1979-2001.

Català, A., Cacho, I., Frigola, J., Pena, L. D., Lirer, F., 2019. Holocene hydrography evolution in the Alboran Sea: a multi-record and multi-proxy comparison. *Climate of the Past,* 15, 3 : 927-942. https://doi.org/10.5194/cp-15-927-2019.

Chamberlain, E. L., Wallinga, J., 2019. Seeking enlightenment of fluvial sediment pathways by optically stimulated luminescence signal bleaching of river sediments and deltaic deposits. *Earth Surface Dynamics*, 7, 3 : 723-736. https://doi.org/10.5194/esurf-7-723-2019.

Chapman, M. R., Shackleton, N. J., 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150,000 years. *Earth and Planetary Science Letters,* 159, 1 : 57-70. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00068-5.

Chapman, M. R., Shackleton, N. J., Duplessy, J.-C., 2000. Sea surface temperature variability during the last glacial–interglacial cycle: assessing the magnitude and pattern of climate change in the North

Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 157, 1-2 : 1-25. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00168-6.

Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., Christen, J. A., Gallego-Sala, A., Harrison, S. P., Hughes, P. D. M., Jackson, S. T., Korhola, A., Mauquoy, D., Mitchell, F. J. G., Prentice, I. C., van der Linden, M., De Vleeschouwer, F., Yu, Z. C., Alm, J., Bauer, I. E., Corish, Y. M. C., Garneau, M., Hohl, V., Huang, Y., Karofeld, E., Le Roux, G., Loisel, J., Moschen, R., Nichols, J. E., Nieminen, T. M., MacDonald, G. M., Phadtare, N. R., Rausch, N., Sillasoo, Ü., Swindles, G. T., Tuittila, E.-S., Ukonmaanaho, L., Väliranta, M., van Bellen, S., van Geel, B., Vitt, D. H., Zhao, Y., 2013. Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences,* 10, 2 : 929-944. HTTPS://DOI.ORG/10.5194/bg-10-929-2013.

Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2013. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems,* 109-110 : S60-S76. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.09.015.

Cheddadi, R., Henrot, A.-J., François, L., Boyer, F., Bush, M., Carré, M., Coissac, E., De Oliveira, P. E., Ficetola, F., Hambuckers, A., Huang, K., Lézine, A.-M., Nourelbait, M., Rhoujjati, A., Taberlet, P., Sarmiento, F., Abel-Schaad, D., Alba-Sánchez, F., Zheng, Z., 2017. Microrefugia, Climate Change, and Conservation of Cedrus atlantica in the Rif Mountains, Morocco. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 5. 114

Chen, C., Liu, W., Wang, G., 2019. Understanding the Uncertainty in the 21st Century Dynamic Sea Level Projections: The Role of the AMOC. *Geophysical Research Letters,* 46, 1 : 210-217. https://doi.org/10.1029/2018GL080676.

Chiotti, L., 2003. Les productions lamellaires dans l'Aurignacien de l'abri Pataud, Les Eyzies-de-Tayac (Dordogne). *Gallia Préhistoire – Archéologie de la France préhistorique*, 45 : 113-156. https://doi.org/10.3406/galip.2003.2037.

Chivas, A. R., García, A., van der Kaars, S., Couapel, M. J. J., Holt, S., Reeves, J. M., Wheeler, D. J., Switzer, A. D., Murray-Wallace, C. V., Banerjee, D., Price, D. M., Wang, S. X., Pearson, G., Edgar, N. T., Beaufort, L., De Deckker, P., Lawson, E., Cecil, C. B., 2001. Sea-level and environmental changes since the last interglacial in the Gulf of Carpentaria, Australia: an overview. *Quaternary International,* 83-85 : 19-46. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00029-5.

Clopper, C. J., Pearson, E. S., 1934. The use of confidence or fiducial limits illustrated in the case of the binomial. *Biometrika,* 26 : 404-413.

Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., Fan, J., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes,* 36 : 199-204. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002.

Colarossi, D., Duller, G. A. T., Roberts, H. M., Tooth, S., Lyons, R., 2015. Comparison of paired quartz OSL and feldspar post-IR IRSL dose distributions in poorly bleached fluvial sediments from South Africa. *Quaternary Geochronology,* 30 : 233-238. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.02.015.

Colas, F., 2003. *Circulation et dispersion lagrangiennes en Atlantique nord-est*. Thèse de donctorat. Université de Bretagne occidentale, Brest.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F. J., 2002. Biometry of Emiliania huxleyi and its biostratigraphic significance in the Eastern North Atlantic Ocean and Western Mediterranean Sea in the last 20 000 years. *Marine Micropaleontology*, 46, 3 : 247-263. https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00065-8.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F. J., Bárcena, M. Á., Löwemark, L., Schönfeld, J., Grimalt, J. O., 2004. Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205, 3 : 317-336. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.014.

Colonge, D., Claud, E., Deschamps, M., Fourloubey, C., Hernandez, M., Sellami, F., Anderson, L., Busseuil, N., Debenham, N., Garon, H., O'Farrell, M., 2015. Preliminary results from new Palaeolithic open-air sites near Bayonne (south-western France). *Quaternary International*, 364 : 109-125. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.007.

Columbu, A., Chiarini, V., Spötl, C., Benazzi, S., Hellstrom, J., Cheng, H., De Waele, J., 2020. Speleothem record attests to stable environmental conditions during Neanderthal–modern human turnover in southern Italy. *Nature Ecology & Evolution*, 4, 9 : 1188-1195. https://doi.org/10.1038/s41559-020-1243-1.

Combier, J., 1962. Chronologie et systématique du Moustérien occidental: données et conceptions nouvelles. *Atti del VI Congresso Internazionale delle Scienze Preistoriche e Protostoriche (Rome)*, 1 : 77-96.

Combier, J., 1963. *Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique.* Thèse de doctorat, Université de Paris VI, 462p.

Combourieu Nebout, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30, 10 : 863-866. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0863:EAAAHP>2.0.CO;2.

Cook, G. T., Van Der Plicht, J., 2007. Radiocarbon dating: conventional method. In Elias, S. (dir.). *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam.

Correa-Metrio, A., Urrego, D. H., Cabrera, K. R., Bush, M. B., 2012. *paleoMAS*.

Corrick, E. C., Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Capron, E., Rasmussen, S. O., Zhang, X., Fleitmann, D., Couchoud, I., Wolff, E., 2020. Synchronous timing of abrupt climate changes during the last glacial period. *Science*, 369, 6506 : 963-969. https://doi.org/10.1126/science.aay5538.

Cortell, E., Iturbe, G., 1992. El Musteriense Final Mediterráneo: nuevas aportaciones -. *Aragón-litoral Mediterráneo. Intercambios culturales durante la Prehistoria: en homenaje a Juan Maluquer de Motes* : 117-127.

Cortés-Sánchez, M., Jiménez-Espejo, F. J., Simón-Vallejo, M. D., Stringer, C., Francisco, M. C. L., García-Alix, A., Peláez, J. L. V., Odriozola, C. P., Riquelme-Cantal, J. A., Giráldez, R. P., González, A.

M., Ohkouchi, N., Morales-Muñiz, A., 2019. An early Aurignacian arrival in southwestern Europe. *Nature Ecology & Evolution*, 3, 2 : 207-212. https://doi.org/10.1038/s41559-018-0753-6.

Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Duprat, J., Paillard, D., 2005. Heinrich events: hydrological impact. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 10 : 897-907. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.04.011.

Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, G., 1997. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 1-2 : 29-45. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00217-8.

Cortina, A., Sierro, F. J., Flores, J. A., Martrat, B., Grimalt, J. O., 2015. The response of SST to insolation and ice sheet variability from MIS 3 to MIS 11 in the northwestern Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Geophysical Research Letters*, 42, 23 : 10,366-10,374. https://doi.org/10.1002/2015GL065539.

Couchoud, I., 2006. *Etude pétrographique et isotopique des spéléothèmes du sud-ouest de la France formés en contexte archéologique : Contribution à la connaissance des paléoclimats régionaux du stade isotopique 5*. Thèse de doctorat, Université Sciences et Technologies - Bordeaux I.

Curry, C. W., Bennett, R. H., Hulbert, M. H., Curry, K. J., Faas, R. W., 2004. Comparative Study of Sand Porosity and a Technique for Determining Porosity of Undisturbed Marine Sediment. *Marine Georesources & Geotechnology*, 22, 4 : 231-252. https://doi.org/10.1080/10641190490900844.

Curt, T., Fréjaville, T., Lahaye, S., Curt, T., Fréjaville, T., Lahaye, S., 2016. Modelling the spatial patterns of ignition causes and fire regime features in southern France: implications for fire prevention policy. *International Journal of Wildland Fire*, 25, 7 : 785-796. https://doi.org/10.1071/WF15205.

Daniau, A.-L., Sánchez Goñi, M. F., Duprat, J., 2009. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay. *Quaternary Research*, 71 : 385-396.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Oeschger, H., 1984. North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. Climate Processes and Climate Sensitivity. *American Geophysical Union (AGU)*. https://doi.org/10.1029/GM029p0288.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 6434 : 218-220. https://doi.org/10.1038/364218a0.

Daujeard, C., Moncel, M.-H., 2010. On Neanderthal subsistence strategies and land use: A regional focus on the Rhone Valley area in southeastern France. *Journal of Anthropological Archaeology*, 29, 3 : 368-391. https://doi.org/10.1016/j.jaa.2010.05.002.

Daujeard, C., Moncel, M.-H., Fiore, I., Tagliacozzo, A., Bindon, P., Raynal, J.-P., 2014. Middle Paleolithic bone retouchers in Southeastern France: Variability and functionality. *Quaternary International*, 326-327 : 492-518. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.022.

Daujeard, C., Vettese, D., Britton, K., Béarez, P., Boulbes, N., Crégut-Bonnoure, E., Desclaux, E., Lateur, N., Pike-Tay, A., Rivals, F., Allué, E., Chacón, M. G., Puaud, S., Richard, M., Courty, M.-A., Gallotti, R., Hardy, B., Bahain, J. J., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Valladas, H., Moncel, M.-H., 2019. Neanderthal selective hunting of reindeer? The case study of Abri du Maras (south-eastern France). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11, 3 : 985-1011. https://doi.org/10.1007/s12520-017-0580-8.

Daura, J., Sanz, M., Allué, E., Vaquero, M., López-García, J. M., Sánchez-Marco, A., Domènech, R., Martinell, J., Carrión, J. S., Ortiz, J. E., Torres, T., Arnold, L. J., Benson, A., Hoffmann, D. L., Skinner, A. R., Julià, R., 2017. Palaeoenvironments of the last Neanderthals in SW Europe (MIS 3): Cova del Coll Verdaguer (Barcelona, NE of Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 177 : 34-56. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.005.

de la Torre, I., Martínez-Moreno, J., Mora, R., 2013. Change and Stasis in the Iberian Middle Paleolithic: Considerations on the Significance of Mousterian Technological Variability. *Current Anthropology*, 54, S8 : S320-S336. https://doi.org/10.1086/673861.

De Sonneville-Bordes, D., 1963. Upper Paleolithic Cultures in Western Europe. *Science*, 142, 3590 : 347-355.

de Beaulieu, J.-L., Reille, M., 1984. The Pollen Sequence of Les Échets (France): A New Element for the Chronology of the Upper Pleistocene. *Géographie physique et Quaternaire*, 38, 1 : 3-9. https://doi.org/10.7202/032531ar.

Debénath, A., Jelinek, A. J., Armand, D., Chase, P. G., Dibble, H. L., Mercier, N., Renault-Miskovsky, J., Tillier, A.-M., Valladas, H., Vandermeersch, B., 1998. Nouvelles fouilles à La Quina (Charente) : résultats préliminaires. *Gallia Préhistoire – Archéologie de la France préhistorique*, 40 : 29-74. https://doi.org/10.3406/galip.1998.2400.

de Buruaga Blázquez, A. S., 2014. C*ueva de Arrillor (Araba, País Vasco): notas de su evolución climática e industrial durante el Pleistoceno superior. Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el estrecho de Gibraltar: estado actual del conocimiento del registro arqueológico*. Universidad de Burgos, Burgos.

Defleur, A. R., Desclaux, E., Jabbour, R. S., Richards, G. D., 2020. The Eemian: Global warming, ecosystem upheaval, demographic collapse and cannibalism at Moula-Guercy. A reply to Slimak and Nicholson (2020). *Journal of Archaeological Science*, 117 : 105113. https://doi.org/10.1016/j.jas.2020.105113.

Defleur, A., Valladas, H., Radulescu, C., Combier, J., Arnold, M., 1990. Stratigraphy and carbone 14 dating using accelerator mass spectrometry of the recent Mousterian period at the Ranc de l'Arc shelter (Ardèche, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. sciences de la terre*, 311 : 719-724.

Delagnes, A., Jaubert, J., Meignen, L., 2007. Les technocomplexes du Paléolithique moyen en Europe occidentale dans leur cadre diachronique et géographique. *Les Néandertaliens. Biologie et cultures*, Editions du CTHS. 213-229.

Delagnes, A., Meignen, L., 2006. Diversity of Lithic Production Systems During the Middle Paleolithic in France. In Hovers, E., Kuhn, S. L. (dir.). *Transitions Before the Transition: Evolution and Stability in the Middle Paleolithic and Middle Stone Age. Interdisciplinary Contributions To Archaeology.* Springer US, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/0-387-24661-4_5.

Delagnes, A., Rendu, W., 2011. Shifts in Neandertal mobility, technology and subsistence strategies in western France. *Journal of Archaeological Science*, 38, 8 : 1771-1783. https://doi.org/10.1016/j.jas.2011.04.007.

Delporte, H., 1984. Delporte, Henri. « L'Aurignacien de la Ferrassie. » Le grand abri de la (1984). *Le grand abri de la Ferrassie.* Paris.

Demars, P.-Y., Hublin, J.-J., 1989. La transition Néandertaliens/Hommes de type moderne en Europe occidentale : aspects paléontologiques et culturels. *L'homme de Néandertal*, 7 : 23-37.

Depaepe, P., Patou-Mathis, M., 2018. *Néandertal.* Paris.

d'Errico, F., Banks, W. E., 2015. Tephra studies and the reconstruction of Middle-to-Upper Paleolithic cultural trajectories. *Quaternary Science Reviews*, 118 : 182-193. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.014.

d'Errico, F., Banks, W., Vanhaeren, M., Laroulandie, V., Langlais, M., 2011. PACEA geo-referenced radiocarbon database. *PaleoAnthropology*, 2011. https://doi.org/10.4207/PA.2011.ART40.

d'Errico, F., Julien, M., Liolios, D., Vanhaeren, M., Baffier, D., 2003. Many awls in our argument. Bone tool manufacture and use in the Châtelperronian and Aurignacian levels of the Grotte du Renne at Arcy-sur-Cure. *The Chronology of the Aurignacian and of the Transitional Technocomplexes. Dating, Stratigraphies, Cultural Implications*. Lisbon.

d'Errico, F., Sánchez Goñi, M. F., 2003. Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Reviews*, 22, 8 : 769-788. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00009-X.

d'Errico, F., Sánchez Goñi, M. F., Vanhaeren, M., 2005. L'impact de la variabilité climatique rapide des OIS3-2 sur le peuplement de l'Europe. *L'Homme face au climat.* Collège de France, Paris. 265-283

d'Errico, F., Zilhão, J., Julien, M., Baffier, D., Pelegrin, J., 1998. Neanderthal Acculturation in Western Europe? A Critical Review of the Evidence and Its Interpretation. *Current Anthropology*, 39, S1 : S1-S44. https://doi.org/0.1086/204689.

Deschamps, M., 2011. Le Vasconien : révision de sa signification à partir des industries lithiques d'Olha I et II, d'Isturitz et de Gatzarria. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 21 : 103-126. https://doi.org/10.4000/paleo.1775.

2017. Late Middle Palaeolithic assemblages with flake cleavers in the western Pyrenees: The Vasconian reconsidered. *Quaternary International*, 433 : 33-49. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.043.

Deschamps, M., Clark, A., Claud, É., Colonge, D., Hernandez, M., Normand, C., 2016. Approche technoéconomique et fonctionnelle des occupations de plein air du Paléolithique moyen récent autour de Bayonne (Pyrénées-Atlantiques). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 113, 4 : 659-689.

de Sonneville-Bordes, D., 1960. *Le paléolithique supérieur en Périgord*, Delmas, Paris.

de Sonneville-Bordes, D., Perrot, J., 1953. Essai d'adaptation des méthodes statistiques au Paléolithique supérieur. Premiers résultats. *Bulletin de la Société préhistorique de France*, 50, 5/6 : 323-333.

Desprat, S., Díaz Fernández, P. M., Coulon, T., Ezzat, L., Pessarossi-Langlois, J., Gil, L., Morales-Molino, C., Sánchez Goñi, M. F., 2015. Pinus nigra (European black pine) as the dominant species of the last glacial pinewoods in south-western to central Iberia: a morphological study of modern and fossil pollen. *Journal of Biogeography*, 42, 10 : 1998-2009. https://doi.org/10.1111/jbi.12566.

de Vries, H., 1958. Atomic Bomb Effect: Variation of Radiocarbon in Plants, Shells, and Snails in the Past 4 Years. Science. HTTPS://DOI.ORG/10.1126/science.128.3318.250.

Dibble, H. L., 1987. The Interpretation of Middle Paleolithic Scraper Morphology. *American Antiquity*, 52, 1 : 109-117. https://doi.org/10.2307/281062.

Dibble, H. L., Rolland, N., 1992. On assemblage variability in the Middle Paleolithic of Western Europe: History, perspectives, and a new synthesis. T*he Middle Paleolithic: Adaptation, Behavior, and Variability*, 2. 1-20.

Discamps, E., Bachellerie, F., Baillet, M., Sitzia, L., 2019a. The Use of Spatial Taphonomy for Interpreting Pleistocene Palimpsests: An Interdisciplinary Approach to the Châtelperronian and Carnivore Occupations at Cassenade (Dordogne, France). *Paleoanthropology*. 362-388. https://doi.org/10.4207/PA.2019.ART136.

Discamps, E., Delagnes, A., Lenoir, M., Tournepiche, J.-F., 2012. Human and Hyena Co-occurrences in Pleistocene sites: Insights from Spatial, Faunal and Lithic Analyses at Camiac and La Chauverie (SW France). *Journal of Taphonomy*, 10, 3-4 : 291-316.

Discamps, E., Faivre, J.-P., 2017. Substantial biases affecting Combe-Grenal faunal record cast doubts on previous models of Neanderthal subsistence and environmental context. *Journal of Archaeological Science*, 81 : 128-132.

Discamps, E., Gravina, B., Teyssandier, N., 2015. In the eye of the beholder: contextual issues for Bayesian modelling at the Middle-to-Upper Palaeolithic transition. *World Archaeology*, 47, 4 : 601-621. https://doi.org/10.1080/00438243.2015.1065759.

2019b. Comments on Higham and Heep (2017): 'Reply to: "In the eye of the beholder: contextual issues for Bayesian modelling at the middle-to-upper Palaeolithic transition", by Discamps, Gravina and Teyssandier (2015)'. *World Archaeology*, 51, 1 : 134-139. https://doi.org/10.1080/00438243.2018.1509724.

Discamps, E., Jaubert, J., Bachellerie, F., 2011. Human choices and environmental contraints: deciphering the variability of large game procurement from Mousterian to Aurignacian times (MIS 5-3) in southwestern France. *Quaternary Science Reviews,* 30 : 2755-2775.

Discamps, E., Royer, A., 2017. Reconstructing palaeoenvironmental conditions faced by Mousterian hunters during MIS 5 to 3 in southwestern France: A multi-scale approach using data from large and small mammal communities. *Quaternary International,* 433 : 64-87. https://doi.org/0.1016/j.quaint.2016.02.067.

Discamps, E., Soulier, M.-C., Bachellerie, F., Bordes, J.-G., Castel, J.-C., Morin, E., 2010. Des faunes et des hommes : interactions entre environnements et cultures à la fin du Paléolithique moyen et au début du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France. *Transitions, ruptures et continuité en Préhistoire. XXVIIème Congrès Préhistorique de France, Bordeaux-Les Eyzies 31 mai-5 juin 2010*, Paris : Société Préhistorique Française. 299-314

Dogandžić, T., McPherron, S. J. P., Mihailović, D., 2014. Middle and Upper Paleolithic in the Balkans: Continuities ans discontinuities of human occupations. In Mihailović, D., Srpsko arheološko društvo (dir.). P*alaeolithic and Mesolithic research in the Central Balkans.* Serbian Archeological Society, Belgrade.

Douka, K., Higham, T. F. G., Wood, R., Boscato, P., Gambassini, P., Karkanas, P., Peresani, M., Ronchitelli, A. M., 2014. On the chronology of the Uluzzian. *Journal of Human Evolution,* 68 : 1-13. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.007.

Duarte, C., Maurício, J., Pettitt, P. B., Souto, P., Trinkaus, E., Plicht, H. van der, Zilhão, J., 1999. The early Upper Paleolithic human skeleton from the Abrigo do Lagar Velho (Portugal) and modern human emergence in Iberia. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 96, 13 : 7604-7609. https://doi.org/10.1073/pnas.96.13.7604.

Duller, G. A. T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas,* 37, 4 : 589-612. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x.

Duller, G. A. T., 2015. *The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements*. 33, 1 : 8.

Durand, E., 2020. *Modélisation du transport pollinique dans le Golfe de Gascogne*. Bordeaux, EPOC, ENSEGID INP.

Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 10 : 2003-2027. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00053-3.

Duttine, M., Guibert, P., Perraut, A., Lahaye, C., Bechtel, F., Villeneuve, G., 2005. Effects of thermal treatment on TL and EPR of flints and their importance in TL-dating: application to French Mousterian sites of Les Forêts (Dordogne) and Jiboui (Drôme). *Radiation Measurements,* 39, 4 : 375-385. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.10.006.

Eixea, A., 2018. Middle palaeolithic lithic assemblages in western Mediterranean Europe from MIS 5 to 3. *Journal of Archaeological Science: Reports,* 21 : 643-666. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.08.039.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the Last Glacial Period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, 13, 5 : 433-446. https://doi.org/10.1029/98PA01792.

Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthé, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10–60 ka). *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 1-2 : 151-163. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00561-1.

Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). *Quaternary Science Reviews,* 21, 10 : 1153-1165. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8.

England, M. H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G. A., Timmermann, A., Cai, W., Gupta, A. S., McPhaden, M. J., Purich, A., Santoso, A., 2014. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, 4, 3 : 222-227. https://doi.org/10.1038/nclimate2106.

Erdtman, G., 1943. *An introduction to pollen analysis*. The Chronica Botanica Company, Waltham, Massachusetts.

Evans, D. J. A., Bateman, M. D., Roberts, D. H., Medialdea, A., Hayes, L., Duller, G. A. T., Fabel, D., Clark, C. D., 2017. Glacial Lake Pickering: stratigraphy and chronology of a proglacial lake dammed by the North Sea Lobe of the British–Irish Ice Sheet. Journal of Quaternary Science, 32, 2 : 295-310. https://doi.org/10.1002/jqs.2833.

Evin, J., Marechal, J., Marien, G., 1983. Lyon Natural Radiocarbon Measurements IX. *Radiocarbon,* 25, 1 : 59-128. https://doi.org/10.1017/S0033822200005300.

1985. Lyon Natural Radiocarbon Measurements X. *Radiocarbon,* 27, 2B : 386-454. https://doi.org/10.1017/S003382220000713X.

Evin, J., Marien, G., Pachiaudi, C., 1976. Lyon Natural Radiocarbon Measurements VI. *Radiocarbon,* 18, 1 : 60-88. https://doi.org/10.1017/S003382220000237X.

Fabre, V., Condemi, S., Degioanni, A., 2009. Genetic Evidence of Geographical Groups among Neanderthals. *PLOS ONE*, 4, 4 : e5151. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0005151.

Faivre, J.-P., Discamps, E., Gravina, B., Turq, A., Bourguignon, L., 2017a. Cleaning up a Messy Mousterian: How to describe and interpret Late Middle Palaeolithic chrono-cultural variability in Atlantic Europe. *Quaternary International,* 433 : 1-3. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.022.

Faivre, J.-P., Gravina, B., Bourguignon, L., Discamps, E., Turq, A., 2017b. Late Middle Palaeolithic lithic technocomplexes (MIS 5–3) in the northeastern Aquitaine Basin: Advances and challenges. *Quaternary International*, 433 : 116-131. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.060.

Falguères, C., Bahain, J.-J., Pérez-González, A., Mercier, N., Santonja, M., Dolo, J.-M., 2006. The Lower Acheulian site of Ambrona, Soria (Spain): ages derived from a combined ESR/U-series model. *Journal of Archaeological Science*, 33, 2 : 149-157. https://doi.org/10.1016/j.jas.2005.07.006.

Falguères, C., Jaubert, J., 2001. Datations radiométriques. *Gallia Préhistoire*, 43, 1 : 25-27. https://doi.org/10.3406/galip.2001.2313.

Fano, U., 1954. Introductory Remarks on the Dosimetry of Ionizing Radiations. *Radiation Research*, 1, 1 : 3-9. https://doi.org/10.2307/3570174.

Fedele, F., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G., Caroll, M., Scaillet, B., 2007. The Campanian Ignimbrite Factor: Towards a Reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic « Transition ». *Living Under the Shadow: Cultural Impacts of Volcanic Eruptions.* Routledge.

Ferrier, K. L., Austermann, J., Mitrovica, J. X., Pico, T., 2017. Incorporating sediment compaction into a gravitationally self-consistent model for ice age sea-level change. *Geophysical Journal International*, 211, 1 : 663-672. https://doi.org/10.1093/gji/ggx293.

Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., Xia, L., 2015. Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—A review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 687 : 350-382. https://doi.org/10.1002/qj.2364.

Finlayson, C., 2008. On the importance of coastal areas in the survival of Neanderthal populations during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 27, 23 : 2246-2252. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.033.

Finlayson, C., Carrión, J. S., 2007. Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations. *Trends in Ecology & Evolution*, 22, 4 : 213-222. https://doi.org/10.1016/j.tree.2007.02.001.

Finsinger, W., Tinner, W., 2005. Minimum count sums for charcoal concentration estimates in pollen slides: accuracy and potential errors. *The Holocene*, 15, 2 : 293-297. https://doi.org/10.1191/0959683605hl808rr.

Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70, 3 : 451-464. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.07.002.

Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., Allen, J. R. M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Magri, D., Margari, V., Müller, U. C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P. C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29 : 2839-2864.

Floss, H., Hoyer, C. T., Heckel, C., Tartar, É., 2015. L'Aurignacien en Bourgogne méridionale. *Palethnologie. Archéologie et sciences humaines*, 7. https://doi.org/10.4000/palethnologie.793.

Fourcade, T., Sanchez Goñi, M. F., Lahaye, C., Rossignol, L., Philippe, A., 2022. Environmental changes in SW France during the Middle-to-Upper Palaeolithic transition from the pollen analysis of an eastern North Atlantic deep-sea core. *Quaternary Research*. 110: 147-164. http///doi.org/10.1017/qua.2022.21.

Frajka-Williams, E., Ansorge, I. J., Baehr, J., Bryden, H. L., Chidichimo, M. P., Cunningham, S. A., Danabasoglu, G., Dong, S., Donohue, K. A., Elipot, S., Heimbach, P., Holliday, N. P., Hummels, R., Jackson, L. C., Karstensen, J., Lankhorst, M., Le Bras, I. A., Lozier, M. S., McDonagh, E. L., Meinen, C. S., Mercier, H., Moat, B. I., Perez, R. C., Piecuch, C. G., Rhein, M., Srokosz, M. A., Trenberth, K. E., Bacon, S., Forget, G., Goni, G., Kieke, D., Koelling, J., Lamont, T., McCarthy, G. D., Mertens, C., Send, U., Smeed, D. A., Speich, S., van den Berg, M., Volkov, D., Wilson, C., 2019. Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability. *Frontiers in Marine Science*, 6, 260.

Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O., 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*, 181, 1 : 88-104. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.016.

Froidefond, J.-M., Castaing, P., Jouanneau, J.-M., 1996. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements. *Journal of Marine Systems*, 8, 1-2 : 91-105. https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00040-2.

Frouin, M., 2014. *Les feldspaths comme support pour la datation par luminescence de gisements archéologiques et de séquences quaternaires d'Aquitaine.* Thèse de doctorat, Bordeaux 3.

Frouin, M., Guérin, G., Lahaye, C., Mercier, N., Huot, S., Aldeias, V., Bruxelles, L., Chiotti, L., Dibble, H. L., Goldberg, P., Madelaine, S., McPherron, S. J. P., Sandgathe, D., Steele, T. E., Turq, A., 2017a. New luminescence dating results based on polymineral fine grains from the Middle and Upper Palaeolithic site of La Ferrassie (Dordogne, SW France). *Quaternary Geochronology*, 39 : 131-141. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.009.

Frouin, M., Lahaye, C., Mercier, N., Guibert, P., Couchoud, I., Texier, J.-P., Royer, A., Costamagno, S., Beauval, C., Bourguignon, L., Meignen, L., Bordes, J.-G., Seguin, G., Bocherens, H., Lacrampe-Cuyaubère, F., Muth, X., Geigl, E.-M., Grün, R., Garralda, M. D., Vandermeersch, B., Mann, A. E., Maureille, B., 2017b. Chronologie du site moustérien de type Quina des Pradelles (Marillac-le-Franc, Charente, France). *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 28 : 117-136.

Frouin, M., Lahaye, C., Valladas, H., Higham, T., Debénath, A., Delagnes, A., Mercier, N., 2017c. Dating the Middle Paleolithic deposits of La Quina Amont (Charente, France) using luminescence methods. *Journal of Human Evolution*, 109 : 30-45. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.05.002.

Fu, Q., Hajdinjak, M., Moldovan, O. T., Constantin, S., Mallick, S., Skoglund, P., Patterson, N., Rohland, N., Lazaridis, I., Nickel, B., Viola, B., Prüfer, K., Meyer, M., Kelso, J., Reich, D., Pääbo, S., 2015. An early modern human from Romania with a recent Neanderthal ancestor. *Nature*, 524, 7564 : 216. https://doi.org/10.1038/nature14558.

Fuller, I. C., Wintle, A. G., Duller, G. A. T., 1994. Test of the partial bleach methodology as applied to the infra-red stimulated luminescence of an alluvial sediment from the Danube. *Quaternary Science Reviews,* 13, 5 : 539-543. https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90074-4.

Galbraith, R. F., Roberts, R. G., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, 11 : 1-27. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020.

Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., Olley, J. M., 1999. Optical dating of single and multiple grains from Jinmium rock shelter, Northern Australia: Part I, EDxperimental design and statistical models. Archaeometry, 41, 2 : 339-364. https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x.

Galván, B., Hernández, C. M., Mallol, C., Mercier, N., Sistiaga, A., Soler, V., 2014. New evidence of early Neanderthal disappearance in the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution,* 75 : 16-27. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2014.06.002.

Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature,* 409, 6817 : 153-158. https://doi.org/10.1038/35051500.

Ganopolski, A., Roche, D. M., 2009. On the nature of lead–lag relationships during glacial–interglacial climate transitions. *Quaternary Science Reviews,* 28, 27 : 3361-3378. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.019.

Garcia-Soto, C., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107, C8 : 3118. https://doi.org/10.1029/2001JC001012.

Gat, J. R., Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research (1896-1977),* 75, 15 : 3039-3048. https://doi.org/10.1029/JC075i015p03039.

Gearey, B. R., Marshall, P., Hamilton, D., 2009. Correlating archaeological and palaeoenvironmental records using a Bayesian approach: a case study from Sutton Common, South Yorkshire, England. *Journal of Archaeological Science,* 36, 7 : 1477-1487. https://doi.org/10.1016/j.jas.2009.03.003.

Geibert, W., Matthiessen, J., Stimac, I., Wollenburg, J., Stein, R., 2021. Glacial episodes of a freshwater Arctic Ocean covered by a thick ice shelf. *Nature,* 590, 7844 : 97-102. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03186-y.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S., 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature,* 421, 6925 : 833-837.

Genty, D., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Blamart, D., Wainer, K., Mansuri, F., Ghaleb, B., Isabello, L., Dormoy, I., von Grafenstein, U., Bonelli, S., Landais, A., Brauer, A., 2010. Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews,* 29, 19 : 2799-2820. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.035.

Giaccio, B., Hajdas, I., Isaia, R., Deino, A., Nomade, S., 2017. High-precision 14 C and 40 Ar/ 39 Ar dating of the Campanian Ignimbrite (Y-5) reconciles the time-scales of climatic-cultural processes at 40 ka. *Scientific Reports,* 7, 1 : 1-10. https://doi.org/10.1038/srep45940.

Gilpin, W., Feldman, M. W., Aoki, K., 2016. An ecocultural model predicts Neanderthal extinction through competition with modern humans. *PNAS*, 113, 8 : 2134-2139.

Gimingham, C. H., 1960. Biological flora of the British Isles. Calluna Salisb. A monotypic genus. Calluna vulgaris (L.) Hull. *Journal of Ecology*, 48, 2 : 455-483.

Girard, M., Bui Thi, M., 2002. Contenu végétal : spores et grains de pollen. *Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications*. Géopré, Paris.

Godfrey-Smith, D. I., Huntley, D. J., Chen, W.-H., 1988. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. Quaternary Science Reviews, 7, 3 : 373-380. https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90032-7.

Godwin, H., 1962. Half-life of Radiocarbon. *Nature*, 195, 4845 : 984-984. https://doi.org/10.1038/195984a0.

Golovanova, L. V., Doronichev, V. B., Cleghorn, N. E., Koulkova, M. A., Sapelko, T. V., Shackley, M. S., 2010. Significance of Ecological Factors in the Middle to Upper Paleolithic Transition. *Current Anthropology*, 51, 5 : 655-691. https://doi.org/10.1086/656185.

Gordon, A. D., Birks, H. J. B., 1972. Numerical Methods in Quaternary Palaeoecology I. Zonation of Pollen Diagrams. *New Phytologist*, 71, 5 : 961-979. https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1972.tb01976.x.

Gravina, B., Bachellerie, F., Caux, S., Discamps, E., Faivre, J.-P., Galland, A., Michel, A., Teyssandier, N., Bordes, J.-G., 2018. No Reliable Evidence for a Neanderthal-Châtelperronian Association at La Roche-à-Pierrot, Saint-Césaire. *Scientific Reports*, 8, 1 : 1-12. https://doi.org/10.1038/s41598-018-33084-9.

Gravina, B., d'Errico, F., Bachellerie, F., 2020. Neanderthal-Modern Disentangling Human Interactions in Western Europe. In Clack, T., Brittain, M. (dir.). *Archaeologies of Cultural Contact: At the Interface*, Oxford University Press. 110-142.

Gravina, B., Mellars, P., Ramsey, C. B., 2005. Radiocarbon dating of interstratified Neanderthal and early modern human occupations at the Chatelperronian type-site. *Nature*, 438, 7064 : 51-56. https://doi.org/10.1038/nature04006.

Green, R. E., Krause, J., Briggs, A. W., Maricic, T., Stenzel, U., Kircher, M., Patterson, N., Li, H., Zhai, W., Fritz, M. H.-Y., Hansen, N. F., Durand, E. Y., Malaspinas, A.-S., Jensen, J. D., Marques-Bonet, T., Alkan, C., Prüfer, K., Meyer, M., Burbano, H. A., Good, J. M., Schultz, R., Aximu-Petri, A., Butthof, A., Höber, B., Höffner, B., Siegemund, M., Weihmann, A., Nusbaum, C., Lander, E. S., Russ, C., Novod, N., Affourtit, J., Egholm, M., Verna, C., Rudan, P., Brajkovic, D., Kucan, Ž., Gušic, I., Doronichev, V. B., Golovanova, L. V., Lalueza-Fox, C., Rasilla, M. de la, Fortea, J., Rosas, A., Schmitz, R. W., Johnson, P. L. F., Eichler, E. E., Falush, D., Birney, E., Mullikin, J. C., Slatkin, M., Nielsen, R.,

Kelso, J., Lachmann, M., Reich, D., Pääbo, S., 2010. A Draft Sequence of the Neandertal Genome. *Science*, 328, 5979 : 710-722. https://doi.org/10.1126/science.1188021.

Greenbaum, G., Friesem, D. E., Hovers, E., Feldman, M. W., Kolodny, O., 2019. Was inter-population connectivity of Neanderthals and modern humans the driver of the Upper Paleolithic transition rather than its product? *Quaternary Science Reviews*, 217 : 316-329. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.011.

Grimm, E. C., 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13, 1 : 13-35. https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7.

Group, M., 1970. Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*. https://doi.org/10.1038/2271037a0.

Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., Huon, S., 1993. Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography*, 8, 2 : 175-192. https://doi.org/10.1029/92PA02923.

Grün, R., Mellars, P., Laville, H., 1991. ESR chronology of a 100,000-year archaeological sequence at Pech de l'Aze II, France. *Antiquity*, 65 : 544-551. https://doi.org/10.1017/S0003598X00080157.

Guérin, G., Christophe, C., Philippe, A., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Tribolo, C., Urbanova, P., Jain, M., Guibert, P., Mercier, N., Kreutzer, S., Lahaye, C., 2017a. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: Introducing the Average Dose Model. *Quaternary Geochronology*, 41 : 163-173. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.002.

Guérin, G., Discamps, E., Lahaye, C., Mercier, N., Guibert, P., Turq, A., Dibble, H. L., McPherron, S. P., Sandgathe, D., Goldberg, P., Jain, M., Thomsen, K., Patou-Mathis, M., Castel, J.-C., Soulier, M.-C., 2012a. Multi-method (TL and OSL), multi-material (quartz and flint) dating of the Mousterian site of Roc de Marsal (Dordogne, France): correlating Neanderthal occupations with the climatic variability of MIS 5–3. *Journal of Archaeological Science*, 39, 10 : 3071-3084. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.04.047.

Guérin, G., Frouin, M., Talamo, S., Aldeias, V., Bruxelles, L., Chiotti, L., Dibble, H. L., Goldberg, P., Hublin, J.-J., Jain, M., Lahaye, C., Madelaine, S., Maureille, B., McPherron, S. J. P., Mercier, N., Murray, A. S., Sandgathe, D., Steele, T. E., Thomsen, K. J., Turq, A., 2015. A multi-method luminescence dating of the Palaeolithic sequence of La Ferrassie based on new excavations adjacent to the La Ferrassie 1 and 2 skeletons. *Journal of Archaeological Science*, 58 : 147-166. https://doi.org/10.1016/j.jas.2015.01.019.

Guérin, G., Frouin, M., Tuquoi, J., Thomsen, K. J., Goldberg, P., Aldeias, V., Lahaye, C., Mercier, N., Guibert, P., Jain, M., Sandgathe, D., McPherron, S. J. P., Turq, A., Dibble, H. L., 2017b. The complementarity of luminescence dating methods illustrated on the Mousterian sequence of the Roc de Marsal: A serie of reindeer-dominated, Quina Mousterian layers dated to MIS 3. *Quaternary International*, 433 : 102-115. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.063.

Guérin, G., Lahaye, C., Heydari, M., Autzen, M., Buylaert, J.-P., Guibert, P., Jain, M., Kreutzer, S., Lebrun, B., Murray, A. S., 2021. Towards an improvement of optically stimulated luminescence (OSL) age uncertainties: modelling OSL ages with systematic errors, stratigraphic constraints and radiocarbon ages using the R package BayLum. *Geochronology*, 3, 1 : 229-245.

Guérin, G., Mercier, N., 2011. Determining gamma dose rates by field gamma spectroscopy in sedimentary media: Results of Monte Carlo simulations. *Radiation Measurements*, 46, 2 : 190-195. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2010.10.003.

Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29, 1 : 5-8.

Guérin, G., Mercier, N., Nathan, R., Adamiec, G., Lefrais, Y., 2012b. On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. *Radiation Measurements,* 47, 9 : 778-785. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004.

Guerzoni, S., Molinaroli, E., Chester, R., 1997. Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 44, 3 : 631-654. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00096-3.

Guibert, P., Bechtel, F., Bourguignon, L., Lenoir, M., Brenet, M., Couchoud, I., Delagnes, A., Delpech, F., Detrain, L., Duttine, M., Folgado, M., Jaubert, J., Ch, L., Maureille, B., Texier, P.-J., Turq, A., Vieillvigne, E., Villeneuve, G., 2008. Une base de données pour la chronologie du paléolithique moyen dans le Sud-Ouest de la France.In Les sociétés du Paléolithique dans un Grand Sud-Ouest : nouveaux gisements, nouveaux résultats, nouvelles methodes. *Mémoires de la Société préhistorique française*, XLVII. 19-40.

Guibert, P., Schvoerer, M., 1991. TL dating: Low background gamma spectrometry as a tool for the determination of the annual dose. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18, 1 : 231-238. https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90117-Z.

Guilarte, V., 2020. ESR dating in Archaeology. In Kumar Shukla, A. (dir.). *Spectroscopic Techniques for Archaeological and Cultural Heritage Research*. IOP Publishing Ltd. 1-29.

Guillevic, M., Bazin, L., Landais, A., Stowasser, C., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Eynaud, F., Falourd, S., Michel, E., Minster, B., Popp, T., Prié, F., Vinther, B. M., 2014. Evidence for a three-phase sequence during Heinrich Stadial 4 using a multiproxy approach based on Greenland ice core recordS. *Clim. Past,* 10 : 2115-2133.

Gutiérrez-Zugasti, I., Rios-Garaizar, J., Marín-Arroyo, A. B., Rasines del Río, P., Maroto, J., Jones, J. R., Bailey, G. N., Richards, M. P., 2018. A chrono-cultural reassessment of the levels VI–XIV from El Cuco rock-shelter: A new sequence for the Late Middle Paleolithic in the Cantabrian region (northern Iberia). *Quaternary International*, 474 : 44-55. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.059.

Hall, M. M., Bryden, H. L., 1982. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 29, 3 : 339-359. https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90099-1.

Hansen, V., Murray, A., Buylaert, J.-P., Yeo, E.-Y., Thomsen, K., 2015. A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements*, 81 : 123-127. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.017.

Hardy, B. L., Moncel, M.-H., Kerfant, C., Lebon, M., Bellot-Gurlet, L., Mélard, N., 2020. Direct evidence of Neanderthal fibre technology and its cognitive and behavioral implications. *Scientific Reports*, 10, 1 : 4889. https://doi.org/10.1038/s41598-020-61839-w.

Harvey, J., 1982. θ-S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. Deep Sea Research Part A. *Oceanographic Research Papers*, 29, 8 : 1021-1033. https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90025-5.

Haslett, J., Parnell, A., 2008. A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 57, 4 : 399-418. https://doi.org/10.1111/j.1467-9876.2008.00623.x.

Haws, J. A., Benedetti, M. M., Talamo, S., Bicho, N., Cascalheira, J., Ellis, M. G., Carvalho, M. M., Friedl, L., Pereira, T., Zinsious, B. K., 2020. The early Aurignacian dispersal of modern humans into westernmost Eurasia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117, 41 : 25414-25422. https://doi.org/10.1073/pnas.2016062117.

Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Ramsey, C. B., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C., 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62, 4 : 779-820. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68.

Heerema, C., 2016. *Luminescence Dating of Submarine Canyons: Application to the Monterey Canyon, California.* Thèse de doctorat. Université de Uppsala, Suède. URL : http://urn.kb.se/resolve?urn=urn:nbn:se:uu:diva-277270.

Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. *Quaternary Research*, 11 : 371-378.

Hellstrom, J., McCulloch, M., Stone, J., 1998. A Detailed 31,000-Year Record of Climate and Vegetation Change, from the Isotope Geochemistry of Two New Zealand Speleothems. *Quaternary Research*, 50, 2 : 167-178. https://doi.org/10.1006/qres.1998.1991.

Hemming, S. R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, 1 : RG1005. https://doi.org/10.1029/2003RG000128.

Henry, L. G., McManus, J. F., Curry, W. B., Roberts, N. L., Piotrowski, A. M., Keigwin, L. D., 2016. North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 353, 6298 : 470-474. https://doi.org/10.1126/science.aaf5529.

Henry-Gambier, D., Maureille, B., White, R., 2004. Vestiges humains des niveaux de l'Aurignacien ancien du site de Brassempouy (Landes). *Bulletins et mémoires de la Société d'Anthropologie de Paris*, 16 (1-2) : 49-87.

Henshilwood, C. S., d'Errico, F., Yates, R., Jacobs, Z., Tribolo, C., Duller, G. A. T., Mercier, N., Sealy, J. C., Valladas, H., Watts, I., Wintle, A. G., 2002. Emergence of Modern Human Behavior: Middle Stone Age Engravings from South Africa. *Science*, 295, 5558 : 1278-1280. https://doi.org/10.1126/science.1067575.

Hernandez, M., 2011. *Cadre chronologique des peuplements humains et des paléoenvironnements dans le Sud-Ouest de la France au Pléistocène moyen. Apports des datations par luminescence stimulée optiquement.* Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne Bordeaux 3.

Hernandez, M., Mercier, N., Bertran, P., Colonge, D., Lelouvier, L. A., 2012. Premiers éléments de datation des industries du Pléistocène moyen (Acheuléen - Paléolithique moyen ancien) de la région pyrénéo-garonnaise : une approche géochronologique pluri-méthodes (TL, OSL et TT-OSL) des sites de Duclos et Romentères. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 23 : 155-170. https://doi.org/10.4000/paleo.2344.

Hernandez, M., Mercier, N., Rigaud, J.-P., Texier, J.-P., Delpech, F., 2014. A revised chronology for the Grotte Vaufrey (Dordogne, France) based on TT-OSL dating of sedimentary quartz. *Journal of Human Evolution*, 75 : 53-63. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2014.05.010.

Heusser, L., Balsam, W. L., 1977. Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research*, 7, 1 : 45-62. https://doi.org/10.1016/0033-5894(77)90013-8.

Higham, T., Douka, K., Wood, R., Ramsey, C. B., Brock, F., Basell, L., Camps, M., Arrizabalaga, A., Baena, J., Barroso-Ruíz, C., Bergman, C., Boitard, C., Boscato, P., Caparrós, M., Conard, N. J., Draily, C., Froment, A., Galván, B., Gambassini, P., Garcia-Moreno, A., Grimaldi, S., Haesaerts, P., Holt, B., Iriarte-Chiapusso, M.-J., Jelinek, A., Jordá Pardo, J. F., Maíllo-Fernández, J.-M., Marom, A., Maroto, J., Menéndez, M., Metz, L., Morin, E., Moroni, A., Negrino, F., Panagopoulou, E., Peresani, M., Pirson, S., de la Rasilla, M., Riel-Salvatore, J., Ronchitelli, A., Santamaria, D., Semal, P., Slimak, L., Soler, J., Soler, N., Villaluenga, A., Pinhasi, R., Jacobi, R., 2014. The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature*, 512, 7514 : 306-309. https://doi.org/10.1038/nature13621.

Higham, T. F. G., Heep, G. S., 2019. Reply to: « In the eye of the beholder: contextual issues for Bayesian modelling at the Middle-to-Upper Palaeolithic transition », by Discamps, Gravina and Teyssandier (2015). *World Archaeology*, 51, 1 : 126-133. https://doi.org/10.1080/00438243.2017.1329026.

Higham, T., Jacobi, R., Basell, L., Ramsey, C. B., Chiotti, L., Nespoulet, R., 2011. Precision dating of the Palaeolithic: A new radiocarbon chronology for the Abri Pataud (France), a key Aurignacian sequence. *Precision dating of the Palaeolithic: A new radiocarbon chronology for the Abri Pataud (France), a key Aurignacian sequence*, 61, 5 : 549-563.

Higham, T., Jacobi, R., Julien, M., David, F., Basell, L., Wood, R., Davies, W., Ramsey, C. B., 2010. Chronology of the Grotte du Renne (France) and implications for the context of ornaments and human remains within the Chatelperronian. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107, 47 : 20234-20239. https://doi.org/10.1073/pnas.1007963107.

Hillaire-Marcel, C., Myers, P. G., Marshall, S., Tarasov, L., Purcell, K., Not, C., De Vernal, A., 2022. Challenging the hypothesis of an Arctic Ocean lake during recent glacial episodes. *Journal of Quaternary Science*. https://doi.org/10.1002/jqs.3421.

Hodge, E. J., Richards, D. A., Smart, P. L., Andreo, B., Hoffmann, D. L., Mattey, D. P., González-Ramón, A., 2008a. Effective precipitation in southern Spain (~ 266 To 46 Ka) based on a speleothem stable carbon isotope record. *Quaternary Research*, 69, 3 : 447-457. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.013.

Hodge, E. J., Richards, D. A., Smart, P. L., Ginés, A., Mattey, D. P., 2008b. Sub-millennial climate shifts in the western Mediterranean during the last glacial period recorded in a speleothem from Mallorca, Spain. *Journal of Quaternary Science*, 23, 8 : 713-718. https://doi.org/10.1002/jqs.1198.

Hodgkins, J., Marean, C. W., Turq, A., Sandgathe, D., McPherron, S. J. P., Dibble, H., 2016. Climate-mediated shifts in Neandertal subsistence behaviors at Pech de l'Azé IV and Roc de Marsal (Dordogne Valley, France). *Journal of Human Evolution*, 96 : 1-18. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2016.03.009.

Hollister, C. D., 1993. The concept of deep-sea contourites. *Sedimentary Geology*, 82, 1 : 5-11. https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90109-I.

Holt, B., Negrino, F., Riel-Salvatore, J., Formicola, V., Arellano, A., Arobba, D., Boschian, G., Churchill, S. E., Cristiani, E., Di Canzio, E., Vicino, G., 2019. The Middle-Upper Paleolithic transition in Northwest Italy: new evidence from Riparo Bombrini (Balzi Rossi, Liguria, Italy). *Quaternary International*, 508 : 142-152. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.032.

Hooghiemstra, H., Stalling, H., Agwu, C. O. C., Dupont, L. M., 1992. Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the sahara 250,000–5000 years BP: evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 74, 1 : 1-53. https://doi.org/10.1016/0034-6667(92)90137-6.

Hublin, J.-J., 2015. The modern human colonization of western Eurasia: when and where? *Quaternary Science Reviews*, 118 : 194-210. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.011.

Hublin, J.-J., Sirakov, N., Aldeias, V., Bailey, S., Bard, E., Delvigne, V., Endarova, E., Fagault, Y., Fewlass, H., Hajdinjak, M., Kromer, B., Krumov, I., Marreiros, J., Martisius, N. L., Paskulin, L., Sinet-Mathiot, V., Meyer, M., Pääbo, S., Popov, V., Rezek, Z., Sirakova, S., Skinner, M. M., Smith, G. M., Spasov, R., Talamo, S., Tuna, T., Wacker, L., Welker, F., Wilcke, A., Zahariev, N., McPherron, S. P., Tsanova, T., 2020. Initial Upper Palaeolithic Homo sapiens from Bacho Kiro Cave, Bulgaria. *Nature*, 581, 7808 : 299-302. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2259-z.

Hublin, J.-J., Spoor, F., Braun, M., Zonneveld, F., Condemi, S., 1996. A late Neanderthal associated with Upper Palaeolithic artefacts. *Nature*, 381, 6579 : 224-226. https://doi.org/10.1038/381224a0.

Hublin, J.-J., Talamo, S., Julien, M., David, F., Connet, N., Bodu, P., Vandermeersch, B., Richards, M. P., 2012. Radiocarbon dates from the Grotte du Renne and Saint-Césaire support a Neandertal origin for the Châtelperronian. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 46 : 18743-18748. https://doi.org/10.1073/pnas.1212924109.

Huntley, D. J., Baril, M. R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. 15, 1 : 3.

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Thewalt, M. L. W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 5998 : 105-107. https://doi.org/10.1038/313105a0.

Huntley, D. J., Hancock, G. V., 2001. The Rb of the K-felspar grains being measured in optical dating. *Ancient Thermoluminescence*, 19, 2 : 43-46.

Huntley, D. J., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating*, 38, 7 : 1093-1106.

Huon, S., Ruch, P., 1992. Mineralogical, K□Ar and 87Sr/86Sr isotope studies of Holocene and Late Glacial sediments in a deep-sea core from the northeast Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 107, 4 : 275-282. https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90076-T.

Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 5224 : 676-679. https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676.

Husson, F., Le, S., Pagès, J., Le, S., Pagès, J., 2017. Exploratory Multivariate Analysis by Example Using R. Chapman and Hall/CRC. https://doi.org/10.1201/b21874.

Hütt, G., Jaek, I., Tchonka, J., 1988. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. *Quaternary Science Reviews*, 7, 3-4 : 381-385. https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90033-9.

Ikeya, M., 1975. Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, 255, 5503 : 48-50. https://doi.org/10.1038/255048a0.

Jackson, G. E., Irvine, J., Grace, J., 1999. Xylem acoustic emissions and water relations of Calluna vulgaris L. at two climatological regions of Britain. *Plant Ecology*, 140, 1 : 3-14. https://doi.org/10.1023/A:1009781225506.

Jackson, L. C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M. A., Woollings, T., Mecking, J. V., Wood, R. A., 2015. Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, 45, 11 : 3299-3316. https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2.

Jacobs, Z., Jankowski, N. R., Dibble, H. L., Goldberg, P., McPherron, S. J. P., Sandgathe, D., Soressi, M., 2016. The age of three Middle Palaeolithic sites: Single-grain optically stimulated luminescence chronologies for Pech de l'Azé I, II and IV in France. *Journal of Human Evolution*, 95 : 80-103. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2016.03.010.

Jacobs, Z., Li, B., Jankowski, N., Soressi, M., 2015. Testing of a single grain OSL chronology across the Middle to Upper Palaeolithic transition at Les Cottés (France). J*ournal of Archaeological Science*, 54 : 110-122. https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.11.020.

Jacobson, M., Backman, J., Murray, A. S., Løvlie, R., 2003. Optically stimulated luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates - Research - Aarhus University. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 2 : 11. https://doi.org/10.1029/2002GC000423.

Jalón-Rojas, I., Wang, X. H., Fredj, E., 2019. A 3D numerical model to Track Marine Plastic Debris (TrackMPD): Sensitivity of microplastic trajectories and fates to particle dynamical properties and physical processes. *Marine Pollution Bulletin*, 141 : 256-272. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.02.052.

Janssen, C., 1981. Contemporary pollen assemblages from the Vosges (France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 33, 2-4 : 183-313. https://doi.org/10.1016/0034-6667(81)90090-7.

Jarry, M., Pallier, C., Bruxelles, L., Bon, F., Lejay, M., Anderson, L., Lacombe, S., Lelouvier, L.-A., Martin, H., Pétillon, J.-M., Potin, Y., Rabanit, M., Simonnet, R., Wattez, J., Arrighi, V., Callède, F., 2017. L'Aurignacien de la grotte du Mas d'Azil (Ariège) : résultats 2011-2016. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 114, 3 : 575-579.

Jaubert, J., 2011. Les archéo-sequences du Paléolithique moyen du Sud-Ouest de la France : Quel bilan un quart de siècle après François Bordes ? François Bordes et la Préhistoire. *Colloque international François Bordes, Bordeaux 22-24 avril 2009, Éditions du Comité des travaux historiques et scientifiques*, Bordeaux. 235-253

Jaubert, J., Bordes, J.-G., Discamps, E., Gravina, B., 2011. A New Look at the end of the Middle Palaeolithic Sequence in Southwestern France. *Characteristic Features of the Middle to Upper Paleolithic Transition in Eurasia*. Novosibirsk.

Jaubert, J., Kervazo, B., Falgueres, C., Jarry, M., Jeannet, M., Lemorini, C., Louchart, A., Maksud, F., Mourre, V., Quinif, Y., Thiebaut, C., 2005. Coudoulus I (Tour-de-Faure), site du Pleistocène moyen en Quercy : *Bilan pluridiciplinaire. Données récentes sur les premiers peuplements en Europe*.

Jaubert, J., Kervazo, B., Quinif, Y., Brugal, J.-P., O'Yl, W., 1992. Le site paléolithique moyen de Rescoundudou (Aveyron, France). datations U/Th et interprétation chronostratigraphique. *L'Anthropologie*, 96, 1 : 103-112.

Jaubert, J., Verheyden, S., Genty, D., Soulier, M., Cheng, H., Blamart, D., Burlet, C., Camus, H., Delaby, S., Deldicque, D., Edwards, R. L., Ferrier, C., Lacrampe-Cuyaubère, F., Lévêque, F., Maksud, F., Mora, P., Muth, X., Régnier, É., Rouzaud, J.-N., Santos, F., 2016. Early Neanderthal constructions deep in Bruniquel Cave in southwestern France. *Nature*, 534, 7605 : 111-114. https://doi.org/10.1038/nature18291.

Javel, J.-B., Urbanová, P., Guibert, P., Gaillard, H., 2019. Chronological study of the Saint-Jean-Baptiste de la Cité chapel in Périgueux, France : the contribution of mortar luminescence dating to the history of local Christianity. *Chronological study of the Saint-Jean-Baptiste de la Cité chapel in Périgueux, France : the contribution of mortar luminescence dating to the history of local Christianity* : 97-114. https://doi.org/10.1400/271827.

Jha, D. K., Sanyal, P., Philippe, A., 2020. Multi-proxy evidence of Late Quaternary climate and vegetational history of north-central India: Implication for the Paleolithic to Neolithic phases. *Quaternary Science Reviews*, 229 : 106121. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106121.

Jiang, J. H., Wu, D. L., Eckermann, S. D., Ma, J., 2003. Mountain waves in the middle atmosphere: Microwave limb sounder observations and analyses. *Advances in Space Research*, 32, 5 : 801-806. https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00402-2.

Jiménez-Moreno, G., Anderson, R. S., Ramos-Román, M. J., Camuera, J., Mesa-Fernández, J. M., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F. J., Carrión, J. S., López-Avilés, A., 2020. The Holocene Cedrus pollen record from Sierra Nevada (S Spain), a proxy for climate change in N Africa. *Quaternary Science Reviews*, 242 : 106468. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106468.

Johnston, F. K. B., Turchyn, A. V., Edmonds, M., 2011. Decarbonation efficiency in subduction zones: Implications for warm Cretaceous climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 303, 1 : 143-152. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.049.

Jones, J. R., Richards, M. P., Straus, L. G., Reade, H., Altuna, J., Mariezkurrena, K., Marín-Arroyo, A. B., 2018. Changing environments during the Middle-Upper Palaeolithic transition in the eastern Cantabrian Region (Spain): direct evidence from stable isotope studies on ungulate bones. *Scientific Reports*, 8, 1 : 1-20. https://doi.org/10.1038/s41598-018-32493-0.

Jöris, O., Street, M., Terberger, T., Weninger, B., 2011. Radiocarbon Dating the Middle to Upper Palaeolithic Transition: The Demise of the Last Neanderthals and the First Appearance of Anatomically Modern Humans in Europe. In Condemi, S., Weniger, G.-C. (dir.). *Continuity and Discontinuity in the Peopling of Europe: One Hundred Fifty Years of Neanderthal Study*, Springer, Dordrecht. 239-298.

Jouanneau, J.-M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II*, 46 : 2205-2220.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., Wolff, E. W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317, 5839 : 793-796. https://doi.org/10.1126/science.1141038.

Juggins, S., 2019. *Rioja: Analysis of Quaternary Science Data*.

Kars, R. H., Reimann, T., Ankjaergaard, C., Wallinga, J., 2014. Bleaching of the post-IR IRSL signal: new insights for feldspar luminescence dating: Feldspar luminescence dating. *Boreas*, 43, 4 : 780-791. https://doi.org/10.1111/bor.12082.

Kars, R. H., Wallinga, J., Cohen, K. M., 2008. A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating — tests on samples in field saturation. *Radiation Measurements*, 43, 2 : 786-790. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.01.021.

Kassambara, A., Mundt, F., 2020. f*actoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses*.

Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Spötl, C., Edwards, R. L., Zhang, H., Li, X., Yi, L., Ning, Y., Cai, Y., Lui, W. L., Breitenbach, S. F. M., 2016. Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales. *Scientific Reports*, 6, 1 : 24374. https://doi.org/10.1038/srep24374.

Key, R. M., Kozyr, A., Sabine, C. L., Lee, K., Wanninkhof, R., Bullister, J. L., Feely, R. A., Millero, F. J., Mordy, C., Peng, T.-H., 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles*, 18, 4. https://doi.org/10.1029/2004GB002247.

Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. Histoire géologique des divagations de l'Adour. *Proc Congr IVème Centenaire du Détournement de l'Adour*. 1578-1978.

Koehler, H., 2016. *Regroupements d'industries et Moustérien : une histoire conflictuelle : Historique, problématique et méthodologie. Comportements et identité techniques au Paléolithique moyen dans le Bassin parisien : une question d'échelle d'analyse ?* Prix de thèse. Presses universitaires de Paris Nanterre, Nanterre.

Kortekaas, M., Murray, A. S., Sandgren, P., Björck, S., 2007. OSL chronology for a sediment core from the southern Baltic Sea: A continuous sedimentation record since deglaciation. *Quaternary Geochronology*, 2, 1 : 95-101. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.036.

Kreutzer, S., Burow, C., Dietze, M., Fuchs, M. C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J., Mercier, N., Smedley, R. K., Christophe, C., Zink, A., Durcan, J., King, G. E., Philippe, A., Guerin, G., Riedesel, S., Autzen, M., Guibert, P., Mittelstrass, D., Fuchs, M., 2020. *Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis*.

Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., Allison, M. A., Faria, L. E. C., Dukat, D. A., Jaeger, J. M., Pacioni, T. D., Figueiredo, A. G., Underkoffler, E. C., 1996. Sediment deposition, accumulation, and seabed dynamics in an energetic fine-grained coastal environment. *Continental Shelf Research*, 16, 5 : 787-815. https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00047-X.

Kuhn, S. L., Pigati, J., Karkanas, P., Koumouzelis, M., Kozłowski, J., Ntinou, M., Stiner, M. C., 2010. Radiocarbon dating results for the Early Upper Paleolithic of Klissoura Cave 1. *Eurasian Prehistory*, 7, 2.

Labeyrie, L. D., 1999. Campagne Interpole MD99-114/ IMAGES V. *PANGAEA* Documentation. IPEV-Dept- Océanographique, Gif/Yvette cedex France. URL : https://epic.awi.de/id/eprint/34699/.

Lahaye, C., 2005. *Nouveaux apports de la thermoluminescence à la chronologie du Paléolithique dans le Sud-Ouest de la France. Etudes en milieu hétérogène et en présence de déséquilibres radioactifs dans les séries de l'uranium*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 3.

2019. *Chronologie des peuplements préhistoriques : Paléolithique moyen de l'Europe occidentale et peuplements pléistocènes de l'Amérique*. Habilitation à diriger des recherches, Université Bordeaux Montaigne, Bordeaux.

Lahaye, C., Guérin, G., 2016. Le cadre chronologique : méthodes et résultats. *Néandertal à la loupe: [exposition], Musée national de Préhistoire - Les Eyzies de Tayac, 2 juillet - 13 novembre 2016*, Musée

Labenche, Brive-la-Gaillarde, 30 juin - 17 septembre 2017. Imprimerie Grapho, Villefranche de Rouergue (France).

Lanos, P., Dufresne, P., 2019. *ChronoModel version 2.0: Software for Chronological Modelling of Archaeological Data using Bayesian Statistics*. Centre National de la Recherche Scientifique.

Lanos, P., Philippe, A., 2018. Event date model: a robust Bayesian tool for chronology building. *Communications for Statistical Applications and Methods*, 25, 2 : 131-157. https://doi.org/0.29220/CSAM.2018.25.2.131.

Lapierre, F., 1967. Etude de la répartition des sédiments dans le Golge de Gascogne. *Bull. Inst. Geol.* Bassin Aquitaine, 0003 : 93-126.

Laplace, G., 1966. Les Niveaux Castelperronien, Protoaurignaciens et Aurignaciens de Ia Grotte Gatzarria à Suhare en Pays Basque:(Fouilles 1961-1963). *Quartär–Internationales Jahrbuch zur Erforschung des Eiszeitalters und der Steinzeit*, 17 : 117-140.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428, 1 : 261-285. https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335.

Lavin, A., Valdes, L., Sanchez, F., Abaunza, P., Forest, A., Boucher, J., Lazure, P., Jegou, A.-M., 2006. *The Bay of Biscay: The encountering of the ocean and the shelf*. The Sea. Harvard University Press.

Le Cann, B., Serpette, A., 2009. Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn–winter 2006–2007. *Continental Shelf Research*, 29, 8 : 1014-1025. https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.11.015.

Lebegue, F., Boulbes, N., Grégoire, S., Moigne, A.-M., 2010. Systèmes d'occupation, exploitation des ressources et mobilité des néandertaliens de L'Hortus (Hérault, France). *Settlement dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age*, 3, 455-484.

Lebègue, F., Meignen, L., 2014. Quina ou pas? Révision techno-économique d'un site moustérien charentien en Languedoc oriental : la grotte de la Roquette à Conqueyrac (Gard, France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 111, 4 : 603-630.

Lebreton, V., Théry-Parisot, I., Bouby, L., Chrzavzez, J., Delhon, C., Ruas, M.-P., 2017. Archéobotanique et taphonomie. In J.-P., Brugal. (dir.). *Taphonomies*. Sciences Archéologiques. 291-328.

Legendre, P., Gallagher, E., 2001. Ecologically meaningful transformations for ordination of species. *Oecologia*, 129 : 271-280.

Lenoble, A., 2006. L'abri Caminade. préhistoriques du Périgord. *Livret-guide de l'excursion de l'Association des sédimentologistes français des 23-24 avril 2004* : 57-67.

Leveque, F., Vandemeersch, B., 1980. Les découvertes de restes humains dans un horizon castelperronien de Saint-Césaire (Charente-Maritime). *Les découvertes de restes humains dans un horizon castelperronien de Saint-Césaire (Charente-Maritime)*, 77, 2.

Lézine, A.-M., 2008. *Le pollen : outil d'étude de l'environnement et du climat au quaternaire.* Société géologique de France: Vuibert.

Li, B., Li, S.-H., 2011. Luminescence dating of K-feldspar from sediments: A protocol without anomalous fading correction. *Quaternary Geochronology,* 6, 5 : 468-479. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.05.001.

Libby, W. F., 1952. *Radiocarbon dating.* London.

Libby, W. F., Anderson, E. C., Arnold, J. R., 1949. Age Determination by Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbon. *Science,* 109, 2827 : 227-228. https://doi.org/10.1126/science.109.2827.227.

Lionello, P., 2012. *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future.* Elsevier.

Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2006. The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues. In Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (dir.). *Developments in Earth and Environmental Sciences. Mediterranean.* Elsevier. https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80003-0.

Lisiecki, L. E., Jones, A. M., Rand, D., Lee, T., Lawrence, C. E., 2022. Comparing age model techniques for the last glacial cycle: A case study of ten Iberian Margin sediment cores. *Quaternary Science Reviews,* 287 : 107559. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107559.

Lisiecki, L. E., Raymo, M. E., 2005. Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic stable oxygen isotope records. *PANGAEA.* https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.704257.

Locht, J.-L., Hérisson, D., Goval, E., Cliquet, D., Huet, B., Coutard, S., Antoine, P., Feray, P., 2016. Timescales, space and culture during the Middle Palaeolithic in northwestern France. *Quaternary International,* 411 : 129-148. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.053.

Lorenzo Martinez, M., Bordes, J.-G., Jaubert, J., 2014. L'industrie lithique du Paléolithique moyen récent de Roc de Combe (Payrignac, Lot, France), un nouvel exemple de Moustérien Discoïde à denticulés. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 25 : 101-124.

Lowe, J., Barton, N., Blockley, S., Ramsey, C. B., Cullen, V. L., Davies, W., Gamble, C., Grant, K., Hardiman, M., Housley, R., Lane, C. S., Lee, S., Lewis, M., MacLeod, A., Menzies, M., Müller, W., Pollard, M., Price, C., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Satow, C., Smith, V. C., Stringer, C. B., Tomlinson, E. L., White, D., Albert, P., Arienzo, I., Barker, G., Borić, D., Carandente, A., Civetta, L., Ferrier, C., Guadelli, J.-L., Karkanas, P., Koumouzelis, M., Müller, U. C., Orsi, G., Pross, J., Rosi, M., Shalamanov-Korobar, L., Sirakov, N., Tzedakis, P. C., 2012. Volcanic ash layers illuminate the resilience of Neanderthals and early modern humans to natural hazards. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 109, 34 : 13532-13537. https://doi.org/10.1073/pnas.1204579109.

Loÿe-Pilot, M. D., Martin, J. M., Morelli, J., 1986. Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, 321, 6068 : 427-428. https://doi.org/10.1038/321427a0.

Lucas, G., Rigaud, J.-P., Simek, J. F., Soressi, M., 2007. The Châtelperronian of Grotte XVI, Cénac-et-Saint-Julien (Dordogne, France). *Bar International Series*, 1620 : 289-298.

Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T. F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 7193 : 379-382. https://doi.org/10.1038/nature06949.

Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 15 : 1589-1596. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00131-8.

Magri, D., Parra, I., 2002. Late Quaternary western Mediterranean pollen records and African winds. *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 3 : 401-408. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00619-2.

Magri, D., Tzedakis, P. C., 2000. Orbital signatures and long-term vegetation patterns in the Mediterranean. *Quaternary International*, 73-74 : 69-78. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00065-3.

Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., Høisæter, T., 2006. Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25, 23 : 3228-3245. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.010.

Marchal, F., Monchot, H., Coussot, C., Desclaux, E., Deschamp, P., Thiébaut, C., Bahain, J.-J., Falguères, C., Dolo, J.-M., 2009. Neandertals paleoenvironment in Western Provence: The contribution of Les Auzières 2 (Méthamis, Vaucluse, France). *Comptes Rendus Palevol*, 8, 5 : 493-502. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2009.03.004.

Marciani, G., Ronchitelli, A., Arrighi, S., Badino, F., Bortolini, E., Boscato, P., Boschin, F., Crezzini, J., Delpiano, D., Falcucci, A., Figus, C., Lugli, F., Oxilia, G., Romandini, M., Riel-Salvatore, J., Negrino, F., Peresani, M., Spinapolice, E. E., Moroni, A., Benazzi, S., 2020. Lithic techno-complexes in Italy from 50 to 39 thousand years BP: An overview of lithic technological changes across the Middle-Upper Palaeolithic boundary. *Quaternary International*, 551 : 123-149. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.005.

Marín-Arroyo, A. B., Mihailović, B., 2017. The Chronometric Dating and Subsistence of Late Neanderthals and Early Anatomically Modern Humans in the Central Balkans: Insights from Šalitrena Pećina (Mionica, Serbia). *Journal of Anthropological Research*, 73, 3 : 413-447. https://doi.org/10.1086/693054.

Marín-Arroyo, A. B., Rios-Garaizar, J., Straus, L. G., Jones, J. R., Rasilla, M. de la, Morales, M. R. G., Richards, M., Altuna, J., Mariezkurrena, K., Ocio, D., 2018. Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *PLOS ONE*, 13, 4 : e0194708. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0194708.

Marino, G., Rohling, E. J., Rodríguez-Sanz, L., Grant, K. M., Heslop, D., Roberts, A. P., Stanford, J. D., Yu, J., 2015. Bipolar seesaw control on last interglacial sea level. *Nature*, 522, 7555 : 197-201. https://doi.org/10.1038/nature14499.

Maroto, J., Soler, N., Fullola, J., 1996. Cultural change between Middle and Upper Paleolithic in Catalonia. The Last Neanderthals, the First Anatomically Modern Humans: a Tale about the Human Diversity. *Cultural Change and Human Revolution at 40 ka BP*. 219-250.

Maroto, J., Vaquero, M., Arrizabalaga, Á., Baena, J., Baquedano, E., Jordá, J., Julià, R., Montes, R., Van Der Plicht, J., Rasines, P., Wood, R., 2012. Current issues in late Middle Palaeolithic chronology: New assessments from Northern Iberia. *Quaternary International*, 247 : 15-25. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.007.

Martin, J.-M., Elbaz-Poulichet, F., Guieu, C., Loÿe-Pilot, M.-D., Han, G., 1989. River versus atmospheric input of material to the mediterranean sea: an overview. *Marine Chemistry*, 28, 1 : 159-182. https://doi.org/10.1016/0304-4203(89)90193-X.

Martínez-Alfaro, Á., Bel, M. Á., Villaverde, V., 2021. New advances on the Aurignacian in the central Iberian Mediterranean basin. *L'Anthropologie,* 125, 2 : 102852. https://doi.org/10.1016/j.anthro.2021.102852.

Martinez-Moreno, J., Mora, R., Casanova, J., 2004. El marco radiométrico de las ocupaciones de la Cova de l'Estret de Tragó. *Saldvie* IV, 4 : 1-16.

Martínez-Moreno, J., Mora, R., Ignacio de la Torre, 2010. The Middle-to-Upper Palaeolithic transition in Cova Gran (Catalunya, Spain) and the extinction of Neanderthals in the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution*, 58, 3 : 211-226. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2009.09.002.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., 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 : 1-29. https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9.

Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M., 2017. Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Climate of the Past*, 13 : 201-216. https://doi.org/10.5194/cp-13-201-2017.

Masaoudi, H., Falguères, C., Bahain, J.-J., Yokoyama, Y., Lhomme, G., 1994. Datation d'ossements et de planchers stalagmitiques provenant de L'Abri-des-Pêcheurs (Ardèche) par la méthode des déséquilibres des familles de l'uranium (U-Th) [Uranium series dating of stalagmitic floors and hones samples front Abri-des-Pêcheurs (Ardèche-France).]. *Quaternaire*, 5, 2 : 79-83. https://doi.org/10.3406/quate.1994.2017.

Mathias, C., Bourguignon, L., 2020. Cores-on-flakes and ramification during the middle palaeolithic in Southern France: A gradual process from the early to late middle palaeolithic? *Journal of Archaeological Science: Reports*, 31 : 102336. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2020.102336.

Mauffret, A., Labarbarie, M., Montadert, L., 1982. Les affleurements de series sedimentaires pre-pliocenes dans le bassin mediterraneen nord-occidental. *Marine Geology*, 45, 1 : 159-175. https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90184-0.

Maureille, B., 2008. Marillac-le-Franc – Les Pradelles. ADLFI. Archéologie de la France - I*nformations. une revue Gallia*. URL : http://journals.openedition.org/adlfi/1275

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

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology*, 351 : 1-12. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.001.

Mc Andrews, J. H., King, J. E., 1976. Pollen of the North American quaternary: The top twenty. *Geoscience and Man*, 15, 1 : 41-49. https://doi.org/10.1080/00721395.1976.9989772.

McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 7 : 901-918. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.021.

McPherron, S. P., Talamo, S., Goldberg, P., Niven, L., Sandgathe, D., Richards, M. P., Richter, D., Turq, A., Dibble, H. L., 2012. Radiocarbon dates for the late Middle Palaeolithic at Pech de l'Azé IV, France. *Journal of Archaeological Science*, 39, 11 : 3436-3442. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.05.017.

Meignen, L., Vandermeersch, B., 1988. Le gisement moustérien de Marillac (Charente) couches 9 et 10. Caractéristiques des outillages. Économie des matières premières. Préhistoire de Poitou-Charentes: Problèmes actuels/*Actes du 111e Congrès National des Sociétés savantes*, Poitiers, 1986 : 135-144.

Meijer, P. Th., Tuenter, E., 2007. The effect of precession-induced changes in the Mediterranean freshwater budget on circulation at shallow and intermediate depth. *Journal of Marine Systems*, 68, 3 : 349-365. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.01.006.

Mellars, P. A., 1965. Sequence and Development of Mousterian Traditions in South-western France. *Nature*, 205, 4971 : 626-627. https://doi.org/10.1038/205626a0.

1970. The Chronology of Mousterian Industries in the Périgord Region of South-West France. *Proceedings of the Prehistoric Society*, 35 : 134-171. https://doi.org/10.1017/S0079497X00013438.

1989. Major Issues in the Emergence of Modern Humans. *Current Anthropology*, 30, 3 : 349-385. https://doi.org/10.1086/203755.

2004. Neanderthals and the modern human colonization of Europe. *Nature*, 432, 7016 : 461-465. https://doi.org/10.1038/nature03103.

2011. The earliest modern humans in Europe. *Nature*, 479, 7374 : 483-485. https://doi.org/10.1038/479483a.

Mercier, N., Valladas, H., Froget, L., Joron, J.-L., Reyss, J.-L., Balescu, S., Escutenaire, C., Kozlowski, J., Sitlivy, V., Sobczyk, K., Zieba, A., 2003. Luminescence dates for the palaeolithic site of Piekary IIa (Poland): comparison between TL of burnt flints and OSL of a loess-like deposit. *Quaternary Science Reviews*, 22, 10 : 1245-1249. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00025-8.

Mihailović, D., 2020. Push-and-pull factors of the Middle to Upper Paleolithic transition in the Balkans. *Quaternary International*, 551 : 47-62. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.10.010.

Milankovitch, M. M., 1941. Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademice Beograd Special Publication*, 132.

Millot, C., 1979. Wind induced upwellings in the gulf of lions. *Oceanologica Acta*, 2, 3 : 261-274.

1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10, 9 : 885-894. https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T.

1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20, 1 : 423-442. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5.

Mitas, C. M., Clement, A., 2006. Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses. *Geophysical Research Letters*, 33, 1. https://doi.org/10.1029/2005GL024406.

Modica, K. D., Bonjean, D., Bosquet, D., Bringmans, P. M. M. A., Jungels, C., 2015. Le Paléolithique moyen en Belgique : variabilité des comportements techniques. Les plaines du Nord-Ouest : carrefour de l'Europe au Paléolithique moyen? *Actes table ronde d'Amiens, 29-29 mars 2008.* Société Préhistorique Française.

Molodkov, A., 2020. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence. *Quaternary International*, 556 : 180-197. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031.

Monaco, A., Ludwig, W., Provansal, M., Picon, B. (dir.), 2009. *Le golfe du Lion: Un observatoire de l'environnement en Méditerranée*. éditions Quae. https://doi.org/10.35690/978-2-7592-0312-3.

Moncel, M.-H., 1998. Le Paléolithique moyen dans le moyenne vallée du Rhône en France : La question de la variabilité des assemblages lithiques des stades 9 à 3. *Anthropologie*, 36, 3 : 181-199.

Moncel, M.-H., Daujeard, C., 2012. The variability of the Middle Palaeolithic on the right bank of the Middle Rhône Valley (southeast France): Technical traditions or functional choices? *Quaternary International*, 247 : 103-124. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.10.030.

Monge Soares, A. M., 1993. The 14C content of marine shells: Evidence for variability in coastal upwelling off Portugal during the Holocene. Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere. *International Atomic Energy Agency. IAEA.*

Monnier, G. F., Missal, K., 2014. Another Mousterian Debate? Bordian facies, chaîne opératoire technocomplexes, and patterns of lithic variability in the western European Middle and Upper Pleistocene. *Quaternary International,* 350 : 59-83. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.053.

Montes, L., Utrilla, P., Hedges, R., 2001. Le passage Paléolithique Moyen-Paléolithique Supérieur dans la Vallée de l'Ebre (Espagne). Datations radiométriques des grottes de Peña Miel et Gabasa. *Trabalhos de Arqueologia,* 17. 87-102.

Moore, P., Webb, J., Collinson, M., 1991. *Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publication, Oxford.

Mora, R., Martínez-Moreno, J., Roy Sunyer, M., Benito Calvo, A., Polo-Díaz, A., Samper Carro, S., 2018. Contextual, technological and chronometric data from Cova Gran: Their contribution to discussion of the Middle-to-Upper Paleolithic transition in northeastern Iberia. *Quaternary International,* 474 : 30-43. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.05.017.

Morales, J. I., Cebrià, A., Burguet-Coca, A., Fernández-Marchena, J. L., García-Argudo, G., Rodríguez-Hidalgo, A., Soto, M., Talamo, S., Tejero, J.-M., Vallverdú, J., Fullola, J. M., 2019. The Middle-to-Upper Paleolithic transition occupations from Cova Foradada (Calafell, NE Iberia). *PLOS ONE,* 14, 5 : e0215832. HTTPS://DOI.ORG/10.1371/journal.pone.0215832.

Morales, J. I., Tejero, J.-M., Cebrià, A., Pedro, M., Rodríguez-Hidalgo, A., Oms, F. X., Soto, M., Vallverdu, J., Allué, E., Saladié, P., García, M., García-Argudo, G., Fernández-Marchena, J. L., López-García, J., Bañuls-Cardona, S., Burguet-Coca, A., Fullola, J., 2016. Expanding the geography of the Middle to Upper Paleolithic transition: Foradada Cave (Calafell, Spain), a new site in the Iberian Mediterranean coastline. *Antiquity,* 351.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sánchez-Goñi, M.-F., Grimalt, J. O., Weltje, G. J., 2002. Saharan Dust Transport and High-Latitude Glacial Climatic Variability: The Alboran Sea Record. *Quaternary Research,* 58, 3 : 318-328. https://doi.org/10.1006/qres.2002.2383.

Morin, E., Delagnes, A., Armand, D., Castel, J.-C., Hoodgkins, J., 2014. Millennial-scale change in archaeofaunas and their implications for Mousterian lithic variability in southwestern France. *Journal of Anthropological Archaeology*, 36 : 158-180.

Morthekai, P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Bøtter-Jensen, L., 2008. Fading characteristics of martian analogue materials and the applicability of a correction procedure. *Radiation Measurements,* 43, 2 : 672-678. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.02.019.

Moss, P. T., Kershaw, A. P., 2007. A late Quaternary marine palynological record (oxygen isotope stages 1 to 7) for the humid tropics of northeastern Australia based on ODP Site 820. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251, 1 : 4-22. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.014.

Mourre, V., Costamagno, S., Thiébaut, C., Allard, M., Bruxelles, L., Colonge, D., Cravinho, S., Jeannet, M., Juillard, F., Laroulandie, V., Maureille, B., 2008. *Le site moustérien de la Grotte du Noisetier à Fréchet-Aure (Hautes-Pyrénées) - premiers résultats des nouvelles fouilles.* 189.

Movius, J., 1975. *Excavation of the Abri Pataud, Les Eyzies (Dordogne).* Peabody Museum, Harvard University, Cambridge.

Murray, A.S., Arnold, L. J., Buylaert, J.-P., Guérin, G., Qin, J., Singhvi, A. K., Smedley, R., Thomsen, K. J., 2021. Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nature Reviews Methods Primers*, 1, 1 : 1-31. https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5.

Murray, A. S., Olley, J. M., Caitcheon, G. G., 1995. Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews*, 14, 4 : 365-371. https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00030-5.

Murray, A. S., Roberts, R. G., 1997. Determining the burial time of single grains of quartz using optically stimulated luminescence. *Earth and Planetary Science Letters*, 152, 1 : 163-180. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00150-7.

Murray, A. S., Wintle, A. G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 1 : 57-73. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X.

2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, 37, 4 : 377-381. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2.

Naughton, F., Sánchez Goñi, M. F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J.-L., 2009. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 3 : 329-342. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.001.

Naughton, F., Sanchez Goñi, M. F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A. H. L., Abrantes, F., 2016. Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quaternary International*, 414 : 9-22. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.073.

Negrino, F., Riel-Salvatore, J., 2018. From Neanderthals to Anatomically Modern Humans in Liguria (Italy): the current state of knowledge. *Paleolithic Italy* : 161-181.

Nelson, M., Rittenour, T., Cornachione, H., 2019. Sampling Methods for Luminescence *Dating of Subsurface Deposits from Cores. Methods and Protocols*, 2, 4 : 88. https://doi.org/10.3390/mps2040088.

Nian, X., Bailey, R. M., Zhou, L., 2012. Investigations of the post-IR IRSL protocol applied to single K-feldspar grains from fluvial sediment samples. *Radiation Measurements*, 47, 9 : 703-709. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.03.024.

Nigst, P. R., Haesaerts, P., Damblon, F., Frank-Fellner, C., Mallol, C., Viola, B., Götzinger, M., Niven, L., Trnka, G., Hublin, J.-J., 2014. Early modern human settlement of Europe north of the Alps occurred 43,500 years ago in a cold steppe-type environment. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111, 40 : 14394-14399.

Ning, S., Dupont, L. M., 1997. Vegetation and climatic history of southwest Africa: A marine palynological record of the last 300,000 years - ProQuest. *Vegetation Historiy and Archaeobotany*, 6, 2 : 117-131.

Normand, C., Turq, A., 2005. L'Aurignacien de la grotte d'Isturitz (France): la production lamellaire dans la séquence de la salle de Saint-Martin. *Productions lamellaires attribuées à l'Aurignacien: chaînes opératoires et perspectives techno-culturelles*. Liège. 6-7.

Ochando, J., Carrión, J. S., Blasco, R., Rivals, F., Rufà, A., Demuro, M., Arnold, L. J., Amorós, G., Munuera, M., Fernández, S., Rosell, J., 2020. Neanderthals in a highly diverse, mediterranean-Eurosiberian forest ecotone: The pleistocene pollen record of Teixoneres Cave, northeastern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 241 : 106429. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106429.

Oksanen, J., Blanchet, F. G., Friendly, M., Kindt, R., Legendre, P., McGlinn, D., Minchin, P. R., O'Hara, R. B., Simpson, G. L., Solymos, P., Stevens, M. H. H., Szoecs, E., Wagner, H., 2020. *vegan: Community Ecology Package*.

Ollerhead, J., Huntley, D. J., Berger, G. W., 1994. Luminescence dating of sediments from Buctouche Spit, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 3 : 523-531. https://doi.org/10.1139/e94-046.

Olley, J., Caitcheon, G., Murray, A., 1998. The distribution of apparent dose as determined by Optically Stimulated Luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments. *Quaternary Science Reviews*, 17, 11 : 1033-1040. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00090-5.

Olley, J. M., Caitcheon, G. G., Roberts, R. G., 1999. The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, 30, 2 : 207-217. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00040-2.

Olley, J. M., De Deckker, P., Roberts, R. G., Fifield, L. K., Yoshida, H., Hancock, G., 2004. Optical dating of deep-sea sediments using single grains of quartz: a comparison with radiocarbon. *Sedimentary Geology*, 169, 3 : 175-189. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.005.

Onoratini, G., 1986. Découverte en Provence orientale (grotte Rainaude) d'une industrie souche de l'Aurignacien: Cette civilisation est-elle monolithique? *Bulletin de la Société préhistorique française*, 83, 8 : 240-256.

Ozenda, P., 1982. *Les végétaux dans la biosphère*. Paris.

Pailler, D., Bard, E., 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 4 : 431-452. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00444-8.

Pairaud, I., Seyne-sur-Mer, L., Desmare, S., Gatti, J., 2012. *Etat physique et chimique. Caractéristiques physiques*.
URL :https://sextant.ifremer.fr/documentation/dcsmm/documents/Evaluation_initiale/MO/EE/MO_EE_06_Courantologie.pdf.

Pallier, C., Jarry, M., Bon, F., Camus, H., Rabanit, M., Bruxelles, L., 2018. Evolution karstique, enregistrements sédimentaires et occupations humaines de la grotte du Mas d'Azil (Ariège, France). *KARSTOLOGIA*, 68 : 31-38.

Palma di Cesnola, A., 1963. Seconda campagna di scavi nella Grotta del Cavallo presso Santa Caterina (Lecce) .*Rivista di Scienze Preistoriche*, 19. 23-39.

Parish, F., Sirin, A. A., Charman, D., Joosten, H., Minaeva T.yu., Silvius, M., 2008. *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change.* Wetlands International.

Pasty, J.-F., Costamagno, S., Mistrot, V., Laroulandie, V., Alix, P., Ballut, C., Pasty-Vande Walle, H., Murat, R., 2012. Biostratigraphic and palaeoenvironmental implications of the Middle Palaeolithic and Chatelperronian occupations of La Tour Fondue site in Chauriat (Puy-de-Dôme, France). *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 23. https://doi.org/10.4000/paleo.2468.

Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S. R., Scourse, J. D., 2007. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 26, 7 : 862-875. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.002.

Pédelaborde, P., 1953. Un exemple de circulation atmosphérique régionale. La circulation sur l'Europe occidentale. *Annales de Géographie*, 62, 334 : 401-417.

Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A. M. P., Oliveira, P. B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52, 4 : 621-646. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.005.

Peresani, M., 2008. A New Cultural Frontier for the Last Neanderthals: The Uluzzian in Northern Italy. *Current Anthropology*, 49, 4 : 725-731. HTTPS://DOI.ORG/10.1086/588540.

Peresani, M., Bertola, S., Delpiano, D., Benazzi, S., Romandini, M., 2019. The Uluzzian in the north of Italy: insights around the new evidence at Riparo Broion. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11, 7 : 3503-3536. https://doi.org/10.1007/s12520-018-0770-z.

Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Sancho, C., Martín-García, R., Spötl, C., Cacho, I., Cheng, H., Edwards, R. L., 2019. Orbital-to-millennial scale climate variability during Marine Isotope Stages 5 to 3 in northeast Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 224 : 105946. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105946.

Pétillon, J.-M., Laroulandie, V., Costamagno, S., Langlais, M., 2016. Testing environmental determinants in the cultural evolution of hunter-gatherers: a three-year multidisciplinary project on the occupation of the western Aquitaine basin during the Middle and Upper Magdalenian (19–14 kyr cal BP). *Quaternary International*, 414 : 1-8. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.035.

Pettitt, P., Zilhão, J., 2015. Problematizing Bayesian approaches to prehistoric chronologies. *World Archaeology*, 47, 4 : 525-542. https://doi.org/10.1080/00438243.2015.1070082.

Peyrony, D., 1920. *Le Moustérien-ses faciès. Association Française pour l'avancement des Sciences,* 44 : 1-2.

1925. Étude de formes inédites ou très peu connues du Moustérien. Leur évolution dans le Paléolithique supérieur. *Revue anthropologique*, 35 : 290-308.

Philippe, A., Vibet, M.-A., 2020. Analysis of Archaeological Phases Using the R Package ArchaeoPhases. *Journal of Statistical Software*, 93, 1 : 1-25. https://doi.org/10.18637/jss.v093.c01.

Picin, A., Carbonell, E., 2016. Neanderthal mobility and technological change in the northeastern of the Iberian Peninsula: The patterns of chert exploitation at the Abric Romaní rock-shelter. *Comptes Rendus Palevol*, 15, 5 : 581-594. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2015.09.012.

Picin, A., Moroni, A., Benazzi, S., 2022. The arrival of Homo sapiens in the Near East and Europe. *Updating Neanderthals. Understanding Behavioural Complexity in the Late Middle Palaeolithic.* Elsevier, Cambridge. htpps://doi.org/10.1016/B978-0-12-821428-2.00021-4.

Pinardi, N., Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 3 : 153-173. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00048-1.

Pingree, R. D., 1997. The Eastern Subtropical Gyre (North Atlantic): Flow Rings Recirculations Structure and Subduction. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 77, 3 : 573-624. https://doi.org/10.1017/S0025315400036109.

2005. North Atlantic and North Sea Climate Change: curl up, shut down, NAO and Ocean Colour. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom,* 85, 6 : 1301-1315. https://doi.org/10.1017/S0025315405012488.

Pingree, R. D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom,* 70, 4 : 857-885. https://doi.org/10.1017/S0025315400059117.

Pollard, R. T., Griffttths, M. J., Cunningham, S. A., Read, J. F., Pérez, F. F., Ríos, A. F., 1996. Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37, 2 : 167-192. https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00008-0.

Polunin, O., Walter, M., 1985. *A Guide to the Vegetation of Britain and Europe*. New York.

Polymeris, G. S., Kitis, G., Liolios, A. K., Sakalis, A., Zioutas, K., Anassontzis, E. G., Tsirliganis, N. C., 2009. Luminescence dating of the top of a deep water core from the NESTOR site near the Hellenic Trench, east Mediterranean Sea. *Quaternary Geochronology*, 4, 1 : 68-81. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.05.001.

Pont, D., 1997. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995) / The discharge of suspended sediments near to the mouth of the Rhône recent statistics (1994-1995). *Géocarrefour*, 72, 1 : 23-33. https://doi.org/10.3406/geoca.1997.4675.

Poolton, N. R. J., Ozanyan, K. B., Wallinga, J., Murray, A. S., Bøtter-Jensen, L., 2002a. Electrons in feldspar II: a consideration of the influence of conduction band-tail states on luminescence processes. *Physics and Chemistry of Minerals*, 29, 3 : 217-225. https://doi.org/10.1007/s00269-001-0218-2.

Poolton, N. R. J., Wallinga, J., Murray, A. S., Bulur, E., Bøtter-Jensen, L., 2002b. Electrons in feldspar I: on the wavefunction of electrons trapped at simple lattice defects. *Physics and Chemistry of Minerals*, 29, 3 : 210-216. https://doi.org/10.1007/s00269-001-0217-3.

Porat, N., Avital, A., Frechen, M., Almogi-Labin, A., 2003. Chronology of upper Quaternary offshore successions from the southeastern Mediterranean Sea, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 22, 10 : 1191-1199. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00016-7.

Poulos, S. E., Drakopoulos, P. G., Collins, M. B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *Journal of Marine Systems*, 13, 1 : 225-244. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00113-3.

Prescott, J. R., Hutton, J. T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23, 2 : 497-500. https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8.

Prüfer, K., Racimo, F., Patterson, N., Jay, F., Sankararaman, S., Sawyer, S., Heinze, A., Renaud, G., Sudmant, P. H., de Filippo, C., Li, H., Mallick, S., Dannemann, M., Fu, Q., Kircher, M., Kuhlwilm, M., Lachmann, M., Meyer, M., Ongyerth, M., Siebauer, M., Theunert, C., Tandon, A., Moorjani, P., Pickrell, J., Mullikin, J. C., Vohr, S. H., Green, R. E., Hellmann, I., Johnson, P. L. F., Blanche, H., Cann, H., Kitzman, J. O., Shendure, J., Eichler, E. E., Lein, E. S., Bakken, T. E., Golovanova, L. V., Doronichev, V. B., Shunkov, M. V., Derevianko, A. P., Viola, B., Slatkin, M., Reich, D., Kelso, J., Pääbo, S., 2014. The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature*, 505, 7481 : 43-49. https://doi.org/10.1038/nature12886.

Quezel, P., Medail, F., 2003. Que faut-il entendre par ”forêts méditerranéennes”? *Forêt Méditerranéenne*, XXIV, 1 : 11-31.

Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106 : 14-28. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007.

Rees-Jones, J., 1995. Optical Dating of Young Sediments Using Fine-Grain Quartz. *Ancient TL*, 13, 2 : 9-14.

Reeves, J. M., Chivas, A. R., García, A., Holt, S., Couapel, M. J. J., Jones, B. G., Cendón, D. I., Fink, D., 2008. The sedimentary record of palaeoenvironments and sea-level change in the Gulf of Carpentaria, Australia, through the last glacial cycle. *Quaternary International*, 183, 1 : 3-22. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.11.019.

Reille, M., 1992. *Pollens d'Europe et d'Amérique du Nord*. Éditions du Laboratoire de botanique historique et palynologie, Marseille.

Reille, M., de Beaulieu, J. L., 1990. Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 80, 1 : 35-48. https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90032-3.

Reille, M., Pons, A., 1990. *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*. Editions du CNRS, Paris.

Reimann, T., Tsukamoto, S., Naumann, M., Frechen, M., 2011. The potential of using K-rich feldspars for optical dating of young coastal sediments – A test case from Darss-Zingst peninsula (southern Baltic Sea coast). *Quaternary Geochronology*, 6, 2 : 207-222. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.10.001.

Reimer, P. J., 2004. Intcal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 3 : 1029-1058. https://doi.org/10.1017/S0033822200032999.

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., Plicht, J. van der, Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 4 : 725-757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., Plicht, J. van der, 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 4 : 1869-1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947.

Reimer, P. J., Reimer, R. W., 2001. 14CHRONO Marine20 Reservoir Database 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43:461-3. Disponible sur http://calib.org/marine/, consulté le 25/02/2022.

Rendu, W., Beauval, C., Crevecoeur, I., Bayle, P., Balzeau, A., Bismuth, T., Bourguignon, L., Delfour, G., Faivre, J.-P., Lacrampe-Cuyaubère, F., Tavormina, C., Todisco, D., Turq, A., Maureille, B., 2014. Evidence supporting an intentional Neandertal burial at La Chapelle-aux-Saints. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 1 : 81-86. https://doi.org/10.1073/pnas.1316780110.

Rendu, W., Renou, S., Soulier, M.-C., Rigaud, S., Roussel, M., Soressi, M., 2019. Subsistence strategy changes during the Middle to Upper Paleolithic transition reveals specific adaptations of Human Populations to their environment. *Scientific Reports*, 9, 1 : 15817. https://doi.org/10.1038/s41598-019-50647-6.

Rhodes, E. J., 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 1 : 461-488. https://doi.org/0.1146/annurev-earth-040610-133425.

Rhodes, E. J., Fanning, P. C., Holdaway, S. J., 2010. Developments in optically stimulated luminescence age control for geoarchaeological sediments and hearths in western New South Wales, Australia. *Quaternary Geochronology*, 5, 2 : 348-352. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.04.001.

Richard, M., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Bahain, J.-J., Voinchet, P., Lebon, M., Valladas, H., Dolo, J.-M., Puaud, S., Rué, M., Daujeard, C., Moncel, M.-H., Raynal, J.-P., 2015. Contribution of ESR/U-

series dating to the chronology of late Middle Palaeolithic sites in the middle Rhône valley, southeastern France. *Quaternary Geochronology*, 30 : 529-534. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.002.

Richard, M., Pons-Branchu, E., Genuite, K., Jaillet, S., Joannes-Boyau, R., Wang, N., Genty, D., Cheng, H., Price, G. J., Pierre, M., Dapoigny, A., Falguères, C., Tombret, O., Voinchet, P., Bahain, J.-J., Moncel, M.-H., 2021. Timing of Neanderthal occupations in the southeastern margins of the Massif Central (France): A multi-method approach. *Quaternary Science Reviews*, 273 : 107241. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107241.

Richardson, C. A., 2001. Residual luminescence signals in modern coastal sediments. *Quaternary Science Reviews*, 20, 5 : 887-892. HTTPS://DOI.ORG/10.1016/S0277-3791(00)00052-4.

Richerson, P. J., Bettinger, R. L., Boyd, R., 2005. Evolution on a restless planet: Were environmental variability and environmental change major drivers of human evolution. in Weinheim, W.-V. V. G., *Handbook of Evolution: The Evolution of Living Systems (including Hominids)*.

Richter, D., Dibble, H., Goldberg, P., McPherron, S. P., Niven, L., Sandgathe, D., Talamo, S., Turq, A., 2013. The late Middle Palaeolithic in Southwest France: New TL dates for the sequence of Pech de l'Azé IV. *Quaternary International*, 294 : 160-167. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.028.

Richter, D., Mercier, N., Valladas, H., Jaubert, J., Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Kervazo, B., Reyss, J.-L., Joron, J.-L., Wagner, G. A., 2007. Thermoluminescence dating of heated flint from the Mousterian site of Bérigoule, Murs, Vaucluse, France. *Journal of Archaeological Science*, 34, 4 : 532-539. https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.06.006.

Riel-Salvatore, J., 2010. A Niche Construction Perspective on the Middle–Upper Paleolithic Transition in Italy. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 17, 4 : 323-355. https://doi.org/10.1007/s10816-010-9093-9.

Riel-Salvatore, J., Negrino, F., 2018. Proto-Aurignacian Lithic Technology, Mobility, and Human Niche Construction: A Case Study from Riparo Bombrini, Italy. In Robinson, E., Sellet, F. (dir.). *Lithic Technological Organization and Paleoenvironmental Change: Global and Diachronic Perspectives. Studies in Human Ecology and Adaptation*. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64407-3_8.

Rigaud, J.-P., Simek, J., Delpech, F., Texier, J.-P., 2016. L'Aurignacien et le Gravettien du nord de l'Aquitaine : la contribution du Flageolet I (Bézenac, Dordogne, France). *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 27 : 265-295. https://doi.org/10.4000/paleo.3149.

Rios-Garaizar, J., 2017. A new chronological and technological synthesis for Late Middle Paleolithic of the Eastern Cantabrian Region. *Quaternary International*, 433 : 50-63. HTTPS://DOI.ORG/10.1016/j.quaint.2016.02.020.

Rios-Garaizar, J., Iriarte, E., Arnold, L. J., Sánchez-Romero, L., Marín-Arroyo, A. B., Emeterio, A. S., Gómez-Olivencia, A., Pérez-Garrido, C., Demuro, M., Campaña, I., Bourguignon, L., Benito-Calvo, A., Iriarte, M. J., Aranburu, A., Arranz-Otaegi, A., Garate, D., Silva-Gago, M., Lahaye, C., Ortega, I., 2022. The intrusive nature of the Châtelperronian in the Iberian Peninsula. *PLOS ONE*, 17, 3 : e0265219. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265219.

Rivas-Martínez, S., Gandullo Gutiérrez, J. M., Allué Andrade, J. L., Montero de Burgos, J. L., González Rebollar, J. L., Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza (Espanya), 1987. *Mapa de series de vegetación de España 1: 400 000 y memoria*. ICONA, Madrid.

Roberts, H. M., 2013. Luminescence Dating, Deep-Sea Marine and Lacustrine. In Rink, W. J., Thompson, J. (dir.). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods.* Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_34-1.

Roche, D., Paillard, D., Cortijo, E., 2004. Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling, 432, 7015 : 379-382.

Rohling, E. J., Abu-Zied, R., Casford, J. S. L., Hayes, A., Hoogakker, B., 2009. The Marine Environment: Present and Past. *The Physical Geography of the Mediterranean*, 33-67.

Rohling, E. J., Hilgen, F. J., 2007. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, Classic Papers.

Rolland, N., 1981. The Interpretation of Middle Palaeolithic Variability. *Man*, 16, 1 : 15-42. https://doi.org/10.2307/2801973.

Rolland, N., Dibble, H. L., 1990. A New Synthesis of Middle Paleolithic Variability. *American Antiquity*, 55, 3 : 480-499. https://doi.org/10.2307/281279.

Ronchitelli, A., Benazzi, S., Boscato, P., Douka, K., Moroni, A., 2014. Comments on « human-climate interaction during the Early Upper Paleolithic: testing the hypothesis of an adaptive shift between the Proto-Aurignacian and the Early Aurignacian » by William E. Banks, Francesco d'Errico, João Zilhão. *Journal of Human Evolution*, 73 : 107-111. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.010.

Roucoux, K. H., de Abreu, L., Shackleton, N. J., Tzedakis, P. C., 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65kyr. *Quaternary Science Reviews*, 24, 14-15 : 1637-1653. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.022.

Roucoux, K. H., Shackleton, N. J., Abreu, L. de, Schönfeld, J., Tzedakis, P. C., 2001. Combined Marine Proxy and Pollen Analyses Reveal Rapid Iberian Vegetation Response to North Atlantic Millennial-Scale Climate Oscillations. *Quaternary Research*, 56, 1 : 128-132. https://doi.org/10.1006/qres.2001.2218.

Royer, A., Montuire, S., Legendre, S., Discamps, E., Jeannet, M., Lécuyer, C., 2016. Investigating the Influence of Climate Changes on Rodent Communities at a Regional-Scale (MIS 1-3, Southwestern France). *PLOS ONE*, 11, 1 : e0145600. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0145600.

Ruddiman, W. F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *GSA Bulletin*, 88, 12 : 1813-1827. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1813:LQDOIS>2.0.CO;2.

2001. *Earth's Climate: Past and Future.* New York.

Ruebens, K., McPherron, S. J. P., Hublin, J.-J., 2015. On the local Mousterian origin of the Châtelperronian: Integrating typo-technological, chronostratigraphic and contextual data. *Journal of Human Evolution*, 86 : 55-91. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.06.011.

Rusch, L., Boulbes, N., Lartigot-Campin, A.-S., Pois, V., Testu, A., Bahain, J.-J., Falguères, C., Shao, Q., Moigne, A.-M., Saos, T., † P. B., 2019. Contexte paléoenvironnemental et chronologique des occupations néandertaliennes de la grotte des Ramandils (Port-La-Nouvelle, Aude, France) : apport des restes de grands mammifères. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 30/2 : 151-165. https://doi.org/10.4000/quaternaire.11717.

Sánchez Goñi, M. F., 1996. Les changements climatiques du Paléolithique Supérieur. Enquête sur le rapport entre Paléoclimatologie et Préhistoire. *Zephyrus*, 46 : 3-36.

2022. Chapter 2 - The climatic and environmental context of the Late Pleistocene. In Romagnoli, F., Rivals, F., Benazzi, S. (dir.). *Updating Neanderthals*. Academic Press. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821428-2.00017-2.

Sánchez Goñi, M. F., Bard, E., Landais, A., Rossignol, L., d'Errico, F., 2013. Air–sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial–glacial transition. *Nature Geoscience*, 6, 10 : 837-841. https://doi.org/10.1038/ngeo1924.

Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J., Guiot, J., Sierro, F., Peypouquet, J., Grimalt, J., Shackleton, N., 2002. Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19, 1 : 95-105. https://doi.org/10.1007/s00382-001-0212-x.

Sánchez Goñi, M. F., Desprat, S., Daniau, A.-L., Bassinot, F. C., Polanco-Martínez, J. M., Harrison, S. P., Allen, J. R. M., Anderson, R. S., Behling, H., Bonnefille, R., Burjachs, F., Carrión, J. S., Cheddadi, R., Clark, J. S., Combourieu-Nebout, N., Mustaphi, Colin. J. C., Debusk, G. H., Dupont, L. M., Finch, J. M., Fletcher, W. J., Giardini, M., González, C., Gosling, W. D., Grigg, L. D., Grimm, E. C., Hayashi, R., Helmens, K., Heusser, L. E., Hill, T., Hope, G., Huntley, B., Igarashi, Y., Irino, T., Jacobs, B., Jiménez-Moreno, G., Kawai, S., Kershaw, A. P., Kumon, F., Lawson, I. T., Ledru, M.-P., Lézine, A.-M., Liew, P. M., Magri, D., Marchant, R., Margari, V., Mayle, F. E., McKenzie, G. M., Moss, P., Müller, S., Müller, U. C., Naughton, F., Newnham, R. M., Oba, T., Pérez-Obiol, R., Pini, R., Ravazzi, C., Roucoux, K. H., Rucina, S. M., Scott, L., Takahara, H., Tzedakis, P. C., Urrego, D. H., van Geel, B., Valencia, B. G., Vandergoes, M. J., Vincens, A., Whitlock, C. L., Willard, D. A., Yamamoto, M., 2017. The ACER pollen and charcoal database: a global resource to document vegetation and fire response to abrupt climate changes during the last glacial period. *Earth System Science Data*, 9, 2 : 679-695. HTTPS://DOI.ORG/10.5194/essd-9-679-2017.

Sánchez Goñi, M. F., Fourcade, T., Salonen, S., Lesven, J., Frigola, J., Swingedouw, D., Sierro, F. J., 2021. Muted cooling and drying of NW Mediterranean in response to the strongest last glacial North American ice surges. *GSA Bulletin*. 133, 3-4. 451-460. https://doi.org/10.1130/B35736.1.

Sánchez Goñi, M. F., Harrison, S. P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29, 21 : 2823-2827. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014.

Sánchez Goñi, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27 : 1136-1151.

Sánchez Goñi, M. F., Turon, J.-L., Eynaud, F., Gendreau, S., 2000a. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere– Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54 : 394-403.

2000b. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere–Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54, 3 : 394-403. https://doi.org/10.1006/qres.2000.2176.

Sankararaman, S., Patterson, N., Li, H., Pääbo, S., Reich, D., 2012. The Date of Interbreeding between Neandertals and Modern Humans. *PLOS Genetics*, 8, 10 : e1002947. https://doi.org/10.1371/journal.pgen.1002947.

Saos, T., Grégoire, S., Bahain, J.-J., Higham, T., Moigne, A.-M., Testu, A., Boulbes, N., Bachellerie, M., Chevalier, T., Becam, G., Duran, J.-P., Alladio, A., Ortega, M. I., Devièse, T., Shao, Q., 2020. The Middle and Upper Palaeolithic at La Crouzade cave (Gruissan, Aude, France): New excavations and a chronostratigraphic framework. *Quaternary International*, 551 : 85-104. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.040.

Sato, T., 1982. ESR dating of planktonic foraminifera. *Nature*, 300, 5892 : 518-521. https://doi.org/10.1038/300518a0.

Scaillet, S., Vita-Scaillet, G., Rotolo, S. G., 2013. Millennial-scale phase relationships between ice-core and Mediterranean marine records: insights from high-precision 40Ar/39Ar dating of the Green Tuff of Pantelleria, Sicily Strait. *Quaternary Science Reviews*, 78 : 141-154. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.008.

Schaminée, J. H. J., Meertens, M. H., 1991. A vegetation analysis of the transition between subalpine heathlands and their surroundings in the Monts du Forez (Massif Central, France). *Acta Botanica Neerlandica*, 40, 2 : 139-159. https://doi.org/10.1111/j.1438-8677.1991.tb01522.x.

Scherer, R., 2018. *shearer/PropCIs*.

Schott, F., Leaman, K. D., 1991. Observations with Moored Acoustic Doppler Current Profilers in the Convection Regime in the Golfe du Lion. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 4 : 558-574. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0558:OWMADC>2.0.CO;2.

Schwarcz, H. P., Blackwell, B., 1983. 230Th/234U age of a Mousterian site in France. *Nature*, 301, 5897 : 236-237. https://doi.org/10.1038/301236a0.

Seeley, M.-A., 1975. Thermoluminescent dating in its application to archaeology: A review. *Journal of Archaeological Scienc*e, 2, 1 : 17-43. https://doi.org/10.1016/0305-4403(75)90044-8.

Seierstad, I. K., Abbott, P. M., Bigler, M., Blunier, T., Bourne, A. J., Brook, E., Buchardt, S. L., Buizert, C., Clausen, H. B., Cook, E., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Guillevic, M., Johnsen, S. J., Pedersen, D.

S., Popp, T. J., Rasmussen, S. O., Severinghaus, J. P., Svensson, A., Vinther, B. M., 2014. Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale δ18O gradients with possible Heinrich event imprint. *Quaternary Science Reviews,* 106 : 29-46. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.032.

Sepulchre, P., Ramstein, G., Kageyama, M., Vanhaeren, M., Krinner, G., Sánchez-Goñi, M.-F., d'Errico, F., 2007. H4 abrupt event and late Neanderthal presence in Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 1 : 283-292. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.041.

Serryn, P., 1994. *Atlas Bordas Géographique*. Paris.

Shackleton, N. J., Hall, M. A., Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago. *Paleoceanography,* 15, 6 : 565-569. https://doi.org/10.1029/2000PA000513.

Shackleton, N. J., Opdyke, N. D., 1973. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale*. *Quaternary Research,* 3, 1 : 39-55. https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5.

Shao, Y., Limberg, H., Klein, K., Wegener, C., Schmidt, I., Weniger, G.-C., Hense, A., Rostami, M., 2021. Human-existence probability of the Aurignacian techno-complex under extreme climate conditions. *Quaternary Science Reviews*, 263 : 106995. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106995.

Sharp, W. D., Mertz-Kraus, R., Vallverdu, J., Vaquero, M., Burjachs, F., Carbonell, E., Bischoff, J. L., 2016. Archeological deposits at Abric Romaní extend to 110ka: U-series dating of a newly cored, 30meter-thick section. *Journal of Archaeological Science: Reports,* 5 : 400-406. H https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2015.12.015.

Sier, M. J., Parés, J. M., Antoine, P., Locht, J.-L., Dekkers, M. J., Limondin-Lozouet, N., Roebroeks, W., 2015. Evidence for the Blake Event recorded at the Eemian archaeological site of Caours, France. *Quaternary International*, 357 : 149-157. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.022.

Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 28, 25 : 2867-2881. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.019.

Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events: Impact of iceberg melting on the Mediterranean. *Paleoceanography,* 20, 2. https://doi.org/10.1029/2004PA001051.

Skinner, L. C., Shackleton, N. J., 2005. An Atlantic lead over Pacific deep-water change across Termination I: implications for the application of the marine isotope stage stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 24, 5 : 571-580. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.008.

Slimak, L., 2005. Moustériens Quina rhodaniens et Quina classiques dans le Sud-Est de la France. *Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques*, 126, 9 : 95-113.

2007. Le Néronien et la structure historique du basculement du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur en France méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol*, 6, 4 : 301-309. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2007.02.004.

Slimak, L., Pesesse, D., Giraud, Y., 2006. Reconnaissance d'une installation du Protoaurignacien en vallée du Rhône. Implications sur nos connaissances concernant les premiers hommes modernes en France méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol*, 5, 7 : 909-917. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2006.05.002.

Slimak, L., Zanolli, C., Higham, T., Frouin, M., Schwenninger, J.-L., Arnold, L. J., Demuro, M., Douka, K., Mercier, N., Guérin, G., Valladas, H., Yvorra, P., Giraud, Y., Seguin-Orlando, A., Orlando, L., Lewis, J. E., Muth, X., Camus, H., Vandevelde, S., Buckley, M., Mallol, C., Stringer, C., Metz, L., 2022. Modern human incursion into Neanderthal territories 54,000 years ago at Mandrin, France. *Science Advances*, 8, 6 : eabj9496. https://doi.org/10.1126/sciadv.abj9496.

Smedley, R. K., Glasser, N. F., Duller, G. A. T., 2016. Luminescence dating of glacial advances at Lago Buenos Aires (~46 °S), Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 134 : 59-73. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.010.

Soressi, M., 2002. *Le Moustérien de tradition acheuléenne du sud-ouest de la France. Discussion sur la signification du faciès à partir de l'étude comparée de quatre sites : Pech-de-l'Azé I, Le Moustier, La Rochette et la Grotte XVI.* Thèse de doctorat, Université Bordeaux I.

Soressi, M., Jones, H. L., Rink, W. J., Maureille, B., Tillier, A. M., 2007. The Pech-de-l'Azé I Neandertal child: ESR, uranium-series, and AMS 14C dating of its MTA type B context. *Journal of Human Evolution*, 52, 4 : 455-466. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2006.11.006.

Soressi, M., McPherron, S. P., Lenoir, M., Dogandzic, T., Goldberg, P., Jacobs, Z., Maigrot, Y., Martisius, N. L., Miller, C. E., Rendu, W., Richards, M., Skinner, M. M., Steele, T. E., Talamo, S., Texier, J.-P., 2013. Neandertals made the first specialized bone tools in Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 35 : 14186-14190. https://doi.org/10.1073/pnas.1302730110.

Soressi, M., Roussel, M., Rendu, W., Primault, J., Rigaud, S., Texier, P.-J., Richter, D., Talamo, S., Ploquin, F., Larmignat, B., Tavormina, C., Hublin, J.-J., 2010. Les Cottés (Vienne). Nouveaux travaux sur l'un des gisements de référence pour la transition Paléolithique moyen/supérieur. In Buisson-Catil J., J. P. (dir.). *Préhistoire entre Vienne et Charente - Hommes et sociétés du Paléolithique*. Mémoire 38. 221-234

Spielhagen, R. F., Scholten, J. C., Bauch, H. A., Eisenhauer, A., 2022. No freshwater-filled glacial Arctic Ocean. *Nature*, 602, 7895 : E1-E3. https://doi.org/10.1038/s41586-021-04089-8.

Spinapolice, E. E., Zerboni, A., Meyer, M. C., Talamo, S., Mariani, G. S., Gliganic, L. A., Buti, L., Fusco, M., Maiorano, M. P., Silvestrini, S., Sorrentino, R., Vazzana, A., Romandini, M., Fiorini, A., Curci, A., Benazzi, S., 2022. Back to Uluzzo – archaeological, palaeoenvironmental and chronological context of the Mid–Upper Palaeolithic sequence at Uluzzo C Rock Shelter (Apulia, southern Italy). *Journal of Quaternary Science*, 37, 2 : 217-234. https://doi.org/10.1002/jqs.3349.

Spratt, R. M., Lisiecki, L. E., 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12, 4 : 1079-1092. https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016.

Stern, J. V., Lisiecki, L. E., 2013. North Atlantic circulation and reservoir age changes over the past 41,000 years. *Geophysical Research Letters*, 40, 14 : 3693-3697. https://doi.org/10.1002/grl.50679.

Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*. 13, 615-621.

Stokes, S., Ingram, S., Aitken, M. J., Sirocko, F., Anderson, R., Leuschner, D., 2003. Alternative chronologies for Late Quaternary (Last Interglacial–Holocene) deep sea sediments via optical dating of silt-sized quartz. *Quaternary Science Reviews*, 22, 8 : 925-941. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00243-3.

Stuiver, M., Pearson, G. W., Braziunas, T., 1986. Radiocarbon Age Calibration of Marine Samples Back to 9000 Cal Yr BP. *Radiocarbon*, 28, 2B : 980-1021. https://doi.org/10.1017/S0033822200060264.

Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35, 1 : 215-230. https://doi.org/10.1017/S0033822200013904.

Stuiver, M., Suess, H. E., 1966. On the Relationship Between Radiocarbon Dates and True Sample Ages. *Radiocarbon*, 8 : 534-540. https://doi.org/10.1017/S0033822200000345.

Suchéras-Marx, B., Escarguel, G., Ferreira, J., Hammer, Ø., 2019. Statistical confidence intervals for relative abundances and abundance-based ratios: Simple practical solutions for an old overlooked question. *Marine Micropaleontology*, 151 : 101751. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101751.

Suess, H. E., 1965. Secular variations of the cosmic-ray-produced carbon 14 in the atmosphere and their interpretations. *Journal of Geophysical Research*, 70, 23 : 5937-5952. https://doi.org/10.1029/JZ070i023p05937.

Sugisaki, S., Buylaert, J. P., Murray, A. S., Harada, N., Kimoto, K., Okazaki, Y., Sakamoto, T., Iijima, K., Tsukamoto, S., Miura, H., Nogi, Y., 2012. High resolution optically stimulated luminescence dating of a sediment core from the southwestern Sea of Okhotsk. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13 : Q0AA22. https://doi.org/10.1029/2011GC004029.

Sugisaki, S., Buylaert, J.-P., Murray, A., Tsukamoto, S., Nogi, Y., Miura, H., Sakai, S., Iijima, K., Sakamoto, T., 2010. High resolution OSL dating back to MIS 5e in the central Sea of Okhotsk. *Quaternary Geochronology*, 5, 2 : 293-298. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.01.008.

Svensson, A., Andersen, K., Clausen, H., Johnsen, S., Rasmussen, S., Steffensen, J., Vinther, B., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3258-3267.

Sykes, R. M. W., 2017. Neanderthals in the outermost west: technological adaptation in the late middle palaeolithic (re)-colonization of Britain, marine isotope stage 4/3. *Quaternary International*, 433 : 4-32.

Szmidt, C. C., Brou, L., Jaccottey, L., 2010a. Direct radiocarbon (AMS) dating of split-based points from the (Proto)Aurignacian of Trou de la Mère Clochette, Northeastern France. Implications for the

characterization of the Aurignacian and the timing of technical innovations in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 37, 12 : 3320-3337. https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.08.001.

Szmidt, C. C., Moncel, M.-H., Daujeard, C., 2010b. New data on the Late Mousterian in Mediterranean France: First radiocarbon (AMS) dates at Saint-Marcel Cave (Ardèche). *Comptes Rendus Palevol*, 9, 4 : 185-199. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2010.05.002.

Taborin, Y., 1993. Shells of the French aurignacian and perigordian. Before Lascaux: *The complex record of the early Upper Paleolithic* : 211-227.

Talamo, S., Aldeias, V., Goldberg, P., Chiotti, L., Dibble, H. L., Guérin, G., Hublin, J.-J., Madelaine, S., Maria, R., Sandgathe, D., Steele, T. E., Turq, A., Mcpherron, S. J. P., 2020. The new 14C chronology for the Palaeolithic site of La Ferrassie, France: the disappearance of Neanderthals and the arrival of Homo sapiens in France. *Journal of Quaternary Science*, 35, 7 : 961-973. https://doi.org/10.1002/jqs.3236.

Talamo, S., Blasco, R., Rivals, F., Picin, A., Chacón, M. G., Iriarte, E., López-García, J. M., Blain, H.-A., Arilla, M., Rufà, A., Sánchez-Hernández, C., Andrés, M., Camarós, E., Ballesteros, A., Cebrià, A., Rosell, J., Hublin, J.-J., 2016. The Radiocarbon Approach to Neanderthals in a Carnivore Den Site: a Well-Defined Chronology for Teixoneres Cave (Moià, Barcelona, Spain). *Radiocarbon*, 58, 2 : 247-265. https://doi.org/10.1017/RDC.2015.19.

Talamo, S., Soressi, M., Roussel, M., Richard, M., Hublin, J.-J., 2012. A radiocarbon chronology for the complete Middle to Upper Palaeolithic transitional sequence of Les Cottés (France). *A radiocarbon chronology for the complete Middle to Upper Palaeolithic transitional sequence of Les Cottés (France)*, 39, 1 : 175-183.

Talley, L. D., 1996. North Atlantic circulation and variability, reviewed for the CNLS conference. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 98, 2 : 625-646. https://doi.org/10.1016/0167-2789(96)00123-6.

Tanaka, K., Hataya, R., Spooner, N. A., Questiaux, D. G., Saito, Y., Hashimoto, T., 1997. Dating of marine terrace sediments by ESR, TL and OSL methods and their applicabilities. *Quaternary Science Reviews*, 16, 3 : 257-264. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00092-3.

Tartar, E., Teyssandier, N., Bon, F., Liolios, D., 2005. Equipement de chasse, équipement domestique : une distinction efficace ? Réflexion sur la notion d'investissement technique dans les industries aurignaciennes. In Astruc, L., Bon, F., Léa, V., Phillibert, P.-Y. M. et S. (dir.). *Normes techniques et pratiques sociales : de la simplicité des outillages pré- et protohistoriques*. Antibes, France. 107-117.

Teyssandier, N., 2007. L'émergence du Paléolithique supérieur en Europe : mutations culturelles et rythmes d'évolution. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 19 : 367-389.

2008. Revolution or Evolution: The Emergence of the Upper Paleolithic in Europe. *World Archaeology*, 40, 4 : 493-519.

Thiébaut, C., 2005. *Le Moustérien à denticulés : variabilité ou diversité techno-économique ?* Thèse de doctorat, Aix-Marseille 1.

Thiébaut, C., Mourre, V., Chalard, P., Colonge, D., Coudenneau, A., Deschamps, M., Sacco-Sonador, A., 2012. Lithic technology of the final Mousterian on both sides of the Pyrenees. *Quaternary International*, 247 : 182-198. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.028.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2011a. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, 234, 1 : 23-31. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Tsukamoto, S., 2011b. On the applicability of post-IR IRSL dating to Japanese loess. *Geochronometria*, 38, 4 : 369-378. https://doi.org/10.2478/s13386-011-0043-4.

Thomsen, K. J., Murray, A. S., Buylaert, J. P., Jain, M., Hansen, J. H., Aubry, T., 2016. Testing single-grain quartz OSL methods using sediment samples with independent age control from the Bordes-Fitte rockshelter (Roches d'Abilly site, Central France). *Quaternary Geochronology*, 31 : 77-96. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.11.002.

Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43, 9 : 1474-1486. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.06.002.

Timmermann, A., 2020. Quantifying the potential causes of Neanderthal extinction: Abrupt climate change versus competition and interbreeding. *Quaternary Science Reviews*, 238 : 106331. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106331.

Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface Δ14C and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews*, 29, 19 : 2633-2646. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.013.

Tissoux, H., 2004. *Datation par uranium-thorium et par résonance paramagnétique électronique de quelques gisements paléolithiques du Pléistocène supérieur de Catalogne (Espagne) et du sud de la France.* These de doctorat, Paris, Muséum national d'histoire naturelle.

Torner, J., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F. J., Martrat, B., Rodriguez-Lazaro, J., Frigola, J., Arnau, P., Belmonte, Á., Hellstrom, J., Cheng, H., Edwards, R. L., Stoll, H., 2019. Ocean-atmosphere interconnections from the last interglacial to the early glacial: An integration of marine and cave records in the Iberian region. *Quaternary Science Reviews*, 226 : 106037. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106037.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Gibbard, P. L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J. L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L., 2009. A 1.2Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quaternary Science Reviews*, 28, 25 : 2974-2981. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.003.

Treinen-Crespo, C., Barbara, L., Villaescusa, J. A., Schmidt, S., Pearson, A., Carriquiry, J. D., 2021. Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using 14C and 210Pb dating. *Quaternary Geochronology*, 66 : 101178. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101178.

Turon, J.-L., 1984. Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature*, 309, 5970 : 673-676.

Turon, J.-L., Bourillet, J.-F., Delpeint, A., Simplet, L., 2004. *MD141 – ALIÉNOR. Rapport scientifique à bord du Marion Dufresne II*. URL : https://archimer.ifremer.fr/doc/00257/36809/.

Turq, A., 1989. Approche technologique et économique du faciès Moustérien de type Quina : étude préliminaire. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 86, 8 : 244-256. https://doi.org/10.3406/bspf.1989.9390.

Turq, A., Bourguignon, L., Lahaye, C., Uzunidis, A., Beauval, C., Billiant, P., Bruxelles, L., Faivre, J.-P., Fernandez, P., Guérin, G., Lanot, M., Maureille, B., Rendu, W., Raynal, J.-P., 2020. *Mas Viel 2015-2017*.

Turq, A., Faivre, J.-P., Gravina, B., Bourguignon, L., 2017. Building models of Neanderthal territories from raw material transports in the Aquitaine Basin (southwestern France). *Quaternary International*, 433 : 88-101. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.062.

Turq, A., Roebroeks, W., Bourguignon, L., Faivre, J.-P., 2013. The fragmented character of Middle Palaeolithic stone tool technology. *Journal of Human Evolution*, 65, 5 : 641-655. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.07.014.

Urbanová, P., Michel, A., Cantin, N., Guibert, P., Lanos, P., Dufresne, P., Garnier, L., 2018. A novel interdisciplinary approach for building archaeology: The integration of mortar “single grain” luminescence dating into archaeological research, the example of Saint Seurin Basilica, Bordeaux. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 20 : 307-323. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.04.009.

Vahdati, A., Weissmann, J. D., Timmermann, A., Ponce de León, M., Zollikofer, C. P. E., 2022. Exploring Late Pleistocene hominin dispersals, coexistence and extinction with agent-based multi-factor models. *Quaternary Science Reviews*, 279 : 107391. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107391.

Vaissié, E., Delvigne, V., Faivre, J.-P., Fernandes, P., Turq, A., Raynal, J.-P., 2017. Techno-économie et signification culturelle de l’occupation moustérienne supérieure de Baume-Vallée (Haute-Loire). *Comptes Rendus Palevol*, 16, 7 : 804-819. https://doi.org/10.1016/j.crpv.2017.06.005.

Valdes, V. C., Bischoff, J. L., 1989. Accelerator 14C dates for early upper paleolithic (basal Aurignacian) at El Castillo Cave (Spain). *Journal of Archaeological Science*, 16, 6 : 577-584. https://doi.org/10.1016/0305-4403(89)90023-X.

Valladas, H., Chadelle, J. P., Geneste, J. M., Joron, J. L., Meignen, L., Texier, P. J., 1987. Datation par la thermoluminescence de gisements moustériens du sud de la France. *Datation par la thermoluminescence de gisements moustériens du sud de la France*, 91, 1 : 211-226.

Valladas, H., Geneste, J. M., Joron, J. L., Chadelle, J. P., 1986. Thermoluminescence dating of Le Moustier (Dordogne, France). *Nature*, 322, 6078 : 452-454. https://doi.org/10.1038/322452a0.

Valladas, H., Mercier, N., Ayliffe, L. K., Falguères, C., Bahain, J.-J., Dolo, J.-M., Froget, L., Joron, J.-L., Masaoudi, H., Reyss, J.-L., Moncel, M.-H., 2008. Radiometric dates for the Middle Palaeolithic

sequence of Payre (Ardèche, France). *Quaternary Geochronology*, 3, 4 : 377-389. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.01.001.

Valladas, H., Mercier, N., Falguères, C., Bahain, J.-J., 1999. Contribution des méthodes nucléaires à la chronologie des cultures paléolithiques entre 300 000 et 35 000 ans BP. *Gallia Préhistoire,* 41, 1 : 153-166. https://doi.org/10.3406/galip.1999.2163.

Valladas, H., Mercier, N., Joron, J. L., McPherron, S. P., Dibble, H. L., Lenoir, M., 2003. TL dates for the Middle Paleolithic site of Combe-Capelle Bas, France. *Journal of Archaeological Science*, 30, 11 : 1443-1450. https://doi.org/10.1016/S0305-4403(03)00039-6.

Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II – The chronology of events and climate forcing. *The Holocene,* 24, 4 : 434-453. https://doi.org/10.1177/0959683613519688.

van Aken, H. M., 2000a. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47, 5 : 757-788. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00092-8.

2000b. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47, 5 : 789-824. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00112-0.

Vanhaeren, M., d'Errico, F., 2006. Aurignacian ethno-linguistic geography of Europe revealed by personal ornaments. *Journal of Archaeological Science,* 33, 8 : 1105-1128. https://doi.org/10.1016/j.jas.2005.11.017.

Vaquero, M., Allué, E., Bischoff, J. L., Burjachs, F., Vallverdú, J., 2013. Environmental, depositional and cultural changes in the upper Pleistocene and Early Holocene: the Cinglera del Capelló sequence (Capellades, Spain). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol. 24/1 : 49-64. https://doi.org/10.4000/quaternaire.6481.

Velasco, J. P. B., Baraza, J., Canals, M., Balon, J., 1996. La depresión periférica y el lomo contourítico de Menorca: evidencias de la actividad de corrientes de fondo al N del Talud Balear. *Geogaceta,* 20, 2 : 359-362.

Vermeersch, P., 2021. *Radiocarbon Palaeolithic Europe Database v28.* Disponible sur https://lirias.kuleuven.be/retrieve/520371

Verna, C., Dujardin, V., Trinkaus, E., 2012. The Early Aurignacian human remains from La Quina-Aval (France). *Journal of Human Evolution,* 62, 5 : 605-617. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2012.02.001.

Verna, C., Ramirez Rozzi, F. V., d'Errico, F., Michel, A., Renou, S., Vanhaeren, M., 2008. New Aurignacian human remains from les Rois (France). *Paleoanthropology Society Annual Meeting.*Vancouver

Vernot, B., Akey, J. M., 2015. Complex History of Admixture between Modern Humans and Neandertals. *The American Journal of Human Genetics*, 96, 3 : 448-453. https://doi.org/10.1016/j.ajhg.2015.01.006.

Vieillevigne, E., Bourguignon, L., Ortega, I., Guibert, P., 2008. Analyse croisée des données chronologiques et des industries lithiques dans le grand sud-ouest de la France (OIS 10 à 3). *Paleo*, https://doi.org/10.4000/paleo.1715.

Vignoles, A., Banks, W. E., Klaric, L., Kageyama, M., Cobos, M., Romero-Alvarez, D., 2020. Investigating relationships between technological variability and ecology in the Middle Gravettian (ca. 32-28 ky cal. BP) in France. *OSF Preprints.* https://doi.org/10.31219/osf.io/ud3hj.

Villanea, F. A., Schraiber, J. G., 2019. Multiple episodes of interbreeding between Neanderthal and modern humans. *Nature Ecology & Evolution*, 3, 1 : 39-44. https://doi.org/10.1038/s41559-018-0735-8.

Villaverde, V., Real, C., Roman, D., Albert, R. M., Badal, E., Bel, M. Á., Bergadà, M. M., de Oliveira, P., Eixea, A., Esteban, I., Martínez-Alfaro, Á., Martínez-Varea, C. M., Pérez-Ripoll, M., 2019. The early Upper Palaeolithic of Cova de les Cendres (Alicante, Spain). *Quaternary International*, 515 : 92-124. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.051.

Voelker, A. H., 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 10 : 1185-1212.

Vogel, J. C., Waterbolk, H. T., 1967. Groningen Radiocarbon Dates VII. *Radiocarbon*, 9, 1 : 107-155. https://doi.org/10.1017/S0033822200000497.

Waelbroek, C., Duplessy, J.-C., Michel, E., Labeyrie, L., Paillard, D., Duprat, J., 2001. The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *Nature*, 412 : 724-727.

Waelbroeck, C., Lougheed, B. C., Riveiros, N. V., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., Wacker, L., Abbott, P., Dumoulin, J.-P., Thil, F., Eynaud, F., Rossignol, L., Fersi, W., Albuquerque, A. L., Arz, H., Austin, W. E. N., Came, R., Carlson, A. E., Collins, J. A., Dennielou, B., Desprat, S., Dickson, A., Elliot, M., Farmer, C., Giraudeau, J., Gottschalk, J., Henderiks, J., Hughen, K., Jung, S., Knutz, P., Lebreiro, S., Lund, D. C., Lynch-Stieglitz, J., Malaizé, B., Marchitto, T., Martínez-Méndez, G., Mollenhauer, G., Naughton, F., Nave, S., Nürnberg, D., Oppo, D., Peck, V., Peeters, F. J. C., Penaud, A., Portilho-Ramos, R. da C., Repschläger, J., Roberts, J., Rühlemann, C., Salgueiro, E., Goni, M. F. S., Schönfeld, J., Scussolini, P., Skinner, L. C., Skonieczny, C., Thornalley, D., Toucanne, S., Rooij, D. V., Vidal, L., Voelker, A. H. L., Wary, M., Weldeab, S., Ziegler, M., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Scientific Data*, 6, 1 : 1-12. https://doi.org/10.1038/s41597-019-0173-8.

Wall, J. D., Yang, M. A., Jay, F., Kim, S. K., Durand, E. Y., Stevison, L. S., Gignoux, C., Woerner, A., Hammer, M. F., Slatkin, M., 2013. Higher Levels of Neanderthal Ancestry in East Asians than in Europeans. *Genetics*, 194, 1 : 199-209. https://doi.org/10.1534/genetics.112.148213.

Wallinga, J., 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, 31, 4 : 303-322. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01076.x.

Wang, X. L., Lu, Y. C., Wintle, A. G., 2006a. Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess. *Quaternary Geochronology*, 1, 2 : 89-100. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.020.

Wang, X. L., Wintle, A. G., Lu, Y. C., 2006b. Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: Basic observations. *Radiation Measurements*, 41, 6 : 649-658. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.01.001.

Wang, Y., Long, H., Yi, L., Yang, L., Ye, X., Shen, J., 2015. OSL chronology of a sedimentary sequence from the inner-shelf of the East China Sea and its implication on post-glacial deposition history. *Quaternary Geochronology*, 30 : 282-287. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.005.

Webster, P. J., 1982. Seasonality in the Local and Remote Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 1 : 41-52. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<0041:SITLAR>2.0.CO;2.

Welker, F., Hajdinjak, M., Talamo, S., Jaouen, K., Dannemann, M., David, F., Julien, M., Meyer, M., Kelso, J., Barnes, I., Brace, S., Kamminga, P., Fischer, R., Kessler, B. M., Stewart, J. R., Pääbo, S., Collins, M. J., Hublin, J.-J., 2016. Palaeoproteomic evidence identifies archaic hominins associated with the Châtelperronian at the Grotte du Renne. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113, 40 : 11162-11167. https://doi.org/10.1073/pnas.1605834113.

Wenban-Smith, F. F., Bates, M. R., Schwenninger, J.-L., 2010. Early Devensian (MIS 5d–5b) occupation at Dartford, southeast England. *Journal of Quaternary Science*, 25, 8 : 1193-1199. https://doi.org/10.1002/jqs.1447.

White, R., Bourrillon, R., Mensan, R., Clark, A., Chiotti, L., Higham, T., Ranlett, S., Tartar, E., Morala, A., Soulier, M.-C., 2018. Newly discovered Aurignacian engraved blocks from Abri Cellier: History, context and dating. *Quaternary International*, 498 : 99-125. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.001.

White, R., Mensan, R., Bourrillon, R., Cretin, C., Higham, T. F. G., Clark, A. E., Sisk, M. L., Tartar, E., Gardère, P., Goldberg, P., Pelegrin, J., Valladas, H., Tisnérat-Laborde, N., Sanoit, J. de, Chambellan, D., Chiotti, L., 2012. Context and dating of Aurignacian vulvar representations from Abri Castanet, France. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 22 : 8450-8455. https://doi.org/10.1073/pnas.1119663109.

Willmes, M., Grün, R., Douka, K., Michel, V., Armstrong, R. A., Benson, A., Crégut-Bonnoure, E., Desclaux, E., Fang, F., Kinsley, L., Saos, T., Defleur, A. R., 2016. A comprehensive chronology of the Neanderthal site Moula-Guercy, Ardèche, France. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 9 : 309-319. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2016.08.003.

Wintle, A. G., 1993. Luminescence dating of aeolian sands: an overview. *Geological Society*, London, Special Publications, 72, 1 : 49-58. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.072.01.06.

Wintle, A. G., Huntley, D. J., 1979. Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature*, 279, 5715 : 710-712. https://doi.org/10.1038/279710a0.

1980. Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 3 : 348-360.

Woillez, M.-N., Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Krinner, G., 2013. Simulating the vegetation response in western Europe to abrupt climate changes under glacial background conditions. *Biogeosciences*, 10, 3 : 1561-1582. https://doi.org/10.5194/bg-10-1561-2013.

Wolf, D., Kolb, T., Alcaraz-Castaño, M., Heinrich, S., Baumgart, P., Calvo, R., Sánchez, J., Ryborz, K., Schäfer, I., Bliedtner, M., Zech, R., Zöller, L., Faust, D., 2018. Climate deteriorations and Neanderthal demise in interior Iberia. *Scientific Reports*, 8, 1 : 7048. https://doi.org/10.1038/s41598-018-25343-6.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 21 : 2828-2838. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013.

Wood, R. E., Arrizabalaga, A., Camps, M., Fallon, S., Iriarte-Chiapusso, M.-J., Jones, R., Maroto, J., de la Rasilla, M., Santamaría, D., Soler, J., Soler, N., Villaluenga, A., Higham, T. F. G., 2014. The chronology of the earliest Upper Palaeolithic in northern Iberia: New insights from L'Arbreda, Labeko Koba and La Viña. *Journal of Human Evolution*, 69 : 91-109. https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.017.

Wood, R. E., Barroso-Ruíz, C., Caparrós, M., Jordá Pardo, J. F., Galván Santos, B., Higham, T. F. G., 2013. Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia. *Proceedings of the National Academy of Science*s, 110, 8 : 2781-2786. https://doi.org/10.1073/pnas.1207656110.

Wood, R. E, Bernaldo de Quirós, F., Maíllo-Fernández, J.-M., Tejero, J.-M., Neira, A., Higham, T., 2018. El Castillo (Cantabria, northern Iberia) and the Transitional Aurignacian: Using radiocarbon dating to assess site taphonomy. *Quaternary International*, 474 : 56-70. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.03.005.

Wood, R. E., Douka, K., Boscato, P., Haesaerts, P., Sinitsyn, A., Higham, T. F. G., 2012. Testing the ABOx-SC method: Dating known-age charcoals associated with the Campanian Ignimbrite. *Quaternary Geochronology*, 9 : 16-26. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.02.003.

Xu, X., Li, H., Tang, L., Lai, Z., Xu, G., Zhang, X., Wang, Y., 2020. Chronology of a Holocene Core From the Pearl River Delta in Southern China. *Frontiers in Earth Science*, 8.

Yang, L., Long, H., Yi, L., Li, P., Wang, Y., Gao, L., Shen, J., 2015. Luminescence dating of marine sediments from the Sea of Japan using quartz OSL and polymineral pIRIR signals of fine grains. *Quaternary Geochronology*, 30 : 257-263. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.003.

Yi, L., Ye, X., Chen, J., Li, Y., Long, H., Wang, X., Du, J., Zhao, S., Deng, C., 2014. Magnetostratigraphy and luminescence dating on a sedimentary sequence from northern East China Sea: Constraints on evolutionary history of eastern marginal seas of China since the Early Pleistocene. *Quaternary International*, 349 : 316-326. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.038.

Yi, S., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Lu, H., Thiel, C., Zeng, L., 2016. A detailed post-IR IRSL dating study of the Niuyangzigou loess site in northeastern China. *Boreas*, 45, 4 : 644-657. https://doi.org/10.1111/bor.12185.

Zanchetta, G., Giaccio, B., Bini, M., Sarti, L., 2018. Tephrostratigraphy of Grotta del Cavallo, Southern Italy: Insights on the chronology of Middle to Upper Palaeolithic transition in the Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 182. 65-77. https://doi.org/ 10.1016/j.quascirev.2017.12.014.

Ziemen, F. A., Kapsch, M.-L., Klockmann, M., Mikolajewicz, U., 2019. Heinrich events show two-stage climate response in transient glacial simulations. *Climate of the Past*, 15, 1 : 153-168. https://doi.org/10.5194/cp-15-153-2019.

Zilhão, J., 2000. The Ebro frontier: A model for the late extinction of Iberian Neanderthals. N*eanderthals on the Edge*.

2006. Chronostratigraphy of the Middle-to-Upper Paleolithic Transition in the Iberian Peninsula. *Pyrenae* : 7-84.

2008. Grotte des Fées (Châtelperron): History of Research, Stratigraphy, Dating, and Archaeology of the Châtelperronian Type-Site. *PaleoAnthropology*, 1, 42.

2021a. The earliest Upper Paleolithic of Southern and Western Iberia is an Evolved, not an Early Aurignacian. Côa Symposium. *Novos olhares sobre a Arte Paleolítica. Associação dos Arqueólogos Portugueses e Fundação Côa-Parque*. 52-71.

2021b. The late persistence of the Middle Palaeolithic and Neandertals in Iberia: A review of the evidence for and against the “Ebro Frontier” model. *Quaternary Science Reviews*, 270 : 107098. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107098.

Zilhão, J., Anesin, D., Aubry, T., Badal, E., Cabanes, D., Kehl, M., Klasen, N., Lucena, A., Martín-Lerma, I., Martínez, S., Matias, H., Susini, D., Steier, P., Wild, E. M., Angelucci, D. E., Villaverde, V., Zapata, J., 2017. Precise dating of the Middle-to-Upper Paleolithic transition in Murcia (Spain) supports late Neandertal persistence in Iberia. *Heliyon*, 3, 11 : e00435. https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2017.e00435.

Zilhão, J., Banks, W. E., d’Errico, F., Gioia, P., 2015. Analysis of Site Formation and Assemblage Integrity Does Not Support Attribution of the Uluzzian to Modern Humans at Grotta del Cavallo. *PLOS ONE*, 10, 7 : e0131181. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0131181.

Zilhão, J., Davis, S. J. M., Duarte, C., Soares, A. M. M., Steier, P., Wild, E., 2010. Pego do Diabo (Loures, Portugal): Dating the Emergence of Anatomical Modernity in Westernmost Eurasia. *PLOS ONE*, 5, 1 : e8880. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0008880.

Zilhão, J., d’Errico, F., 1999. The Chronology and Taphonomy of the Earliest Aurignacian and Its Implications for the Understanding of Neandertal Extinction. *Journal of World Prehistory*, 13, 1 : 1-68. https://doi.org/10.1023/A:1022348410845.

Zimmerman, D. W., 1971. Thermoluminescent Dating Using Fine Grains from Pottery*. *Archaeometry*, 13, 1 : 29-52. https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1971.tb00028.x.

Zuo, Z., Eisma, D., Berger, G., 1991. Determination of sediment accumulation and mixing rates in the gulf of lions, mediterranean-sea. *Oceanologica Acta*, 14, 3 : 253-262.

Liste des figures

Fig. 1. Schéma de la subdivision de la Préhistoire des derniers 600 ka en Europe occidentale. Sont représentées de gauche à droite : les stades isotopiques (de 1 à 15), une courbe des variations du $\delta^{18}O$ du Groenland (Lisiecki and Raymo, 2005) illustrant les variations de températures. Les périodes géologiques et culturelles sont représentées, associées avec les types humains et les TCLs et cultures. Les photographies des types humains sont des reconstructions faites par la paléo-plasticienne E. Daynès (https://www.elisabethdaynes.com/paleoart-reconstructions/). Schéma modifié d'après Lahaye (2019). 12
Fig. 2. Carte non exhaustive des localisations de gisements livrant des fossiles néandertaliens en Europe et au Moyen-Orient. 13
Fig. 3. Synthèse des technocomplexes lithiques moustériens, tiré de Bourguignon *et al.* (2016). L'outillage lithique : le témoin privilégie d'une grande diversité dans *Néandertal à la loupe*, p. 68. 19
Fig. 4. Synthèse chronologique, basée sur une modélisation bayésienne des âges associés aux TCLs moustériens du Sud-Ouest de la France, à partir d'une approche technologique, d'après Lahaye & Guérin (2016) et tiré de Lahaye (2019). 22
Fig. 5. Durée des occupations des sites de la vallée du Rhône. Figure 11 dans Richard *et al.*, 2021. Les âges minimums et maximums estimés pour les occupations humaines sont représentés en rouge et vert. Les hiatus sont représentés en lignes pointillées. 24
Fig. 6. Industries lithiques des niveaux archéologiques E et D dans la grotte Mandrin. (A) Niveau post-Néronien | Moustérien. D : Pointes pseudo-Levallois à dos tronqués. (B) Niveau Néronien E : lames et lamelles. Extrait de la figure 3 dans Slimak *et al.* (2022). 25
Fig. 7. Modèle proposé pour l'organisation chronologique des différents TCLs du Paléolithique moyen dans le Nord-Est de la Cantabrie et l'ouest des Pyrénées (Figure 7 dans Rios-Garaizar., 2017). 27
Fig. 8. Aires d'expansion des industries de transition en Europe centrale et occidentale. Modifié d'après Challier (2019). Source : topographie SRTM. 30
Fig. 9. Lames de Châtelperron pointues, incurvées, à dos à La Ferrassie (a ,b, e, g), Roc de Combe (c, d, f) et les b, f et g ont des cassures distales. Figure 1 dans Ruebens *et al.* (2015). 32
Fig. 10. Aire d'expansion du Proto-Aurignacien. Les sites Proto-Aurignaciens cités dans le texte sont localisés en rouge foncé 36
Fig. 11. Compilation d'une sélection d'industries Proto-Aurignaciennes de trois sites européens. A - Riparo Bombrini (Figure 8.3 dans Riel-Salvatore & Negrino (2018)): lamelles Dufour (1 - 7), nucléus (8 - 9), burin (10) et pointe (11). B- Esquicho-Grapaou (Figures 4 et 5 de Barshay-Szmidt *et al.* (2020) : industries du niveau SLC1a où sont représentées à droite les lamelles Dufour. C – Les Cottés, extrait de la figure 5 dans Soressi *et al.* (2010). 37
Fig. 12. Aire d'expansion de l'Aurignacien ancien. Les sites Aurignaciens anciens cités dans le texte sont localisés en orange, sauf le site de Lapa do Picareiro (en jaune) dont l'attribution est remise en cause. 39
Fig. 13. Compilation d'industries lithiques de deux sites Aurignacien ancien. A – Grotte des Hyènes, Brassempouy (Landes) : grattoirs sur lames et lame retouchés du niveau 2F (dessin F. Bon).

B – Isturitz : grattoirs sur lames retouchées (1 et 3), grattoirs sur lame Aurignacienne (2). Figures modifiées et extraites des figures 5 et 15a dans Bachellerie *et al.* (2011). C – Abri Pataud (niveau 11) : grattoir caréné et à museau. Dessin de L. Chiotti, extrait de la figure 5 dans Chiotti (2003). 40
Fig. 14. Synthèse chronologique des âges cités dans le texte à partir du paragraphe 2.2. Les intervalles d'occupations sont représentés uniquement sur la base des âges ^{14}C et OSL (triangles noirs). Les sites archéologiques sont numérotés à côté des différents âges et sont localisés sur la carte. 1) Velica Pecina, 2) Salitrena, 3) Oase, 4) l'Arbreda, 5) Riparo Broion, 6) Castelcivita, 7) Cavallo, 8) Ulluzo, 9) Fumane, 10) Klissoura, 11) Arcy-sur-Cure, 12) Cassenade, 13) Les Cottés, 14) La Ferrassie, 15) Riparo Bombrino, 16) Isturitz, 17) Gatzarria, 18) Esquicho-Grapaou, 19) Mandrin, 20) Lapa do Picareiro, 21) Labeko-Koba, 22) La Quina aval, 23) Baranica, 24) Bacho Kiro, 25) Românesti, 26) Malladetes, 27) Cueva Foradada, 28) Cova del Cendres, 29) Pego do Diablo, 30) Ekain, 31) Abri Pataud. 43
Fig. 15. Schéma représentant les trois paramètres orbitaux influençant le climat. 50
Fig. 16. Variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, précession et obliquité) et l'insolation à 45°N en juin (en $W.m^{-2}$) au cours des derniers 600 ka (modifié d'après Berger & Loutre, 2004). 52
Fig. 17. Exemple de la structure de deux cycles D-O, montrant le réchauffement rapide et les intervalles correspondant aux interstadiaires (GI) et stadiaires (GS) du Groenland (Sánchez Goñi & Harrison, 2010)..... 53
Fig. 18. Variations du $\delta^{18}O$ du Groenland (NGRIP, Rasmussen *et al.*, 2014) entre 80 et 30 ka avec les GIs surlignés en rose et les HSs en bleu. 56
Fig. 19. Reconstruction conceptuelle des types de végétations occupant l'Europe pendant les différentes périodes climatiques du dernier cycle climatique. Cette reconstruction est basée sur 32 enregistrements polliniques répartis de manière inégale sur l'Europe (régions Centre et Sud). Figures extraites de Sánchez Goñi (2022). 58
Fig. 20. Carte des schémas océaniques et atmosphériques pendant les évènements d'Heinrich dans l'Atlantique Nord pour la première phase (a) et la seconde phase (b) des HS 4, HS 2 et HS 1. La bande de Ruddiman est représentée par une zone grise au milieu de l'Atlantique Nord (Naughton *et al*., 2009)..... 60
Fig. 21. Exemple de calibration d'un âge ^{14}C utilisant Oxcal v.4.4 et IntCal20. 65
Fig. 22. Photographies au MEB de deux foraminifères planctoniques couramment utilisés pour la datation ^{14}C (*Neogloboquadrina pachyderma* et *Globigerina bulloïdes*) provenant de la carotte MD95-2040 prélevée au large du Portugal. ©Lucia de Abreu..... 67
Fig. 23. Courbe de l'âge réservoir marin mondial (hors régions polaires) correspondant à Marine20 (estimée par des simulations), comparée à la courbe de l'âge réservoir marin précédente (Marine13). Figure extraite de Heaton *et al.*, 2020. 69
Fig. 24. Représentation schématique des niveaux d'énergie des charges dans un réseau cristallin expliquant le phénomène de luminescence stimulée (Aitken, 1998) (modifié d'après Rhodes, 2011). 71
Fig. 25. Schéma récapitulatif expliquant la datation par luminescence optique. L'OSL ou IRSL héritée est remise à zéro suite à l'exposition du sédiment à la lumière solaire. Dès que le sédiment est enfoui (t0), les pièges à électrons commencent à se remplir suite à l'ionisation des atomes dans l'environnement. En laboratoire, la comparaison du signal naturel à celui induit par des doses

d'irradiations artificielles permet de déterminer la dose équivalente. Schéma modifié d'après Anasse (2002)..... 71
Fig. 26. Schéma de luminescence considéré par Spoolton *et al.* (2002)..... 73
Fig. 27. Exemple de courbe décroissante du signal pIR-IR_{290} pour l'échantillon BDX24931 en fonction de la durée de stimulation et courbe de croissance construite d'après le protocole SAR. 75
Fig. 28. Exemple extrait de Frouin *et al.,* 2017 montrant des âges issus des datations OLS et IRSL dans le site des Pradelles (Martillac-le-Franc, Dordogne). 80
Fig. 29. Localisations de carottes marines à partir desquelles des datations par luminescence (TL, OSL, IRSL) ont été menées. Un tableau récapitulatif est référencé en annexe 5..... 82
Fig. 30. Schéma des chaînes de désintégration de l'uranium 238, de l'uranium 235 et du ^{232}Th. 84
Fig. 31. Quelques exemples de méthodes de datation chronométriques et paléodosimétriques avec la portée chronologique approximative correspondante. L'échelle de temps est logarithmique. Figure tirée de (Guilarte, 2020)..... 85
Fig. 32. Exemples de deux modèles d'âge-profondeur utilisant Clam (a) sur un enregistrement sédimentaire (Blaauw, 2010) et BaCON (b) pour la construction de la chronologie de la carotte marine RLGH3 (Blaauw & Christen, 2011). Les HPD des âges ^{14}C sont représentés à 95% en bleu. 88
Fig. 33. Comparaison entre changements climatiques, environnementaux et technologies et culturels dans le sud-ouest de la France. Figure extraite de Frouin (2014). Le climat au Groenland, les environnements et la courbe des températures des eaux de surface dans le golfe de Gascogne sont comparés aux zoocénoses dominants. 92
Fig. 34. Coupe transversale des masses d'eau de l'Océan Atlantique. (Ruddiman, 2001, p 45). . 100
Fig. 35. Carte représentant les principaux courants océaniques, formation d'eau profonde (WMDW) et vents dans le golfe de Gascogne et dans le Nord-Ouest de la Méditerranée. Carte modifiée d'après Mary *et al.* (2017) et Torner *et al.* (2019). 101
Fig. 36. Schéma transversal ouest-est des masses d'eau en Méditerranée. ©GRID-Arendal (https://www.grida.no/resources/5885). 102
Fig. 37. Principales zones de végétation actuelles en Europe et dans le Caucase (modifiée d'après http://media.web.britannica.com/eb-media/14/106714-050-A26C9EDC.gif). 107
Fig. 38. Végétation de la chaîne pyrénéenne. Coupe schématique à travers la partie médiane de la chaîne : les limites d'étage sont environ 200 m plus hautes en exposition Sud (ou versant espagnol) qu'en versant Nord (versant français), modifié d'après Ozenda (1982)..... 108
Fig. 39. Carte de localisation des deux carottes sédimentaires marines étudiées : MD04-2845 (golfe de Gascogne) et MD99-2343 (Nord-Ouest de la Méditerranée). 113
Fig. 40. Schéma d'échantillonnage idéal pour récupérer le sédiment d'une carotte marine afin de déterminer les D_e et D_r..... 120
Fig. 41. a) Schéma représentant les éléments constituant une fleur et le lieu de production des grains de pollen, b) schéma d'un grain de pollen..... 128
Fig. 42. Exemple de caractères morphologiques des grains de pollen et spores. Pollen (A à K) : A), pollen à ballonnets (conifères), B) pollen tétraédrique, C) tétrade plane, D) inaperturé, E) monoporé, F) triporé, G) périporé, H) monocolpé, I) tricolpé, J) polyplicaturé, K) tricolporé. Spores L) monolète et M) trilète. (modifié d'après Moore *et al.*, 1991)..... 131
Fig. 43. Seuils de représentativité minimale du comptage pollinique..... 132
Fig. 44. Spore de *Lycopodium* utilisée pour le calcul des concentrations polliniques 133

Fig. 45. Schéma des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt Atlantique pour une partie de la séquence de la carotte MD04-2845 entre 1160 et 1300 cm. « CI-u » et « CI-l » représentent les valeurs minimales et maximales d'un intervalle de confiance. Ces valeurs représentent donc des incertitudes à la valeur médiane, qui est le pourcentage du groupe écologique. 152
Fig. 46. Diagramme pollinique simplifié de la carotte MD04-2845 représentant les pourcentages polliniques des différents taxons en fonction de la profondeur. Les groupes écologiques sont représentés à droite 156
Fig. 47. En haut : Analyse en composantes principales utilisant les taxons représentés par des pourcentages d'au moins 5 % dans au moins 5 échantillons. En bas : ellipses de confiance basées sur les zones polliniques, définies statistiquement. 158
Fig. 48. Évolution de la dose mesurée des échantillons BDX24931 et BDX25938 en fonction du temps de blanchiment initial en vue de la détermination de la dose résiduelle. 160
Fig. 49. Distribution des D_e mesurées pour chaque aliquotes des échantillons cités dans le texte. L'erreur standard relative est indiquée en % (c'est-à-dire comme étant l'erreur standard divisée par la dose équivalente, multipliée par 100), et la "précision" est l'inverse de l'erreur standard relative. 163
Fig. 50. Évolution des teneurs en eau selon la profondeur. Une incertitude sur la profondeur a été intégrée considérant que plusieurs centimètres ont été prélevés pour les datations. 168
Fig. 51. Synthèse des datations par IRSL des feldspaths à partir du signal pIR-IR_{290} et des âges ^{14}C en fonction de la profondeur. L'intervalle 1900-2300 cm de profondeur n'est pas représenté et ce hiatus est indiqué une interruption de l'axe des profondeurs. 169
Fig. 52. (A) : modèle d'âge-profondeur de la carotte MD04-2845, basé uniquement sur les datations ^{14}C et IRSL et (B) **:** modèle d'âge-profondeur entre 35 et 100 ka, basé sur les âges ^{14}C, IRSL et les données chronologiques du Groenland (Tableau 13). Les distributions a posteriori des âges sont représentées par les barres horizontales et les âges des profondeurs non datées sont données à partir des courbes d'accumulations sédimentaires : médianes (rose), à 68 % (entre les lignes violettes) et à 95 % (lignes bleues). 175
Fig. 53. Localisation des différentes archives (pollen, spéléothèmes) citées dans ce chapitre. ... 176
Fig. 54. Étude multiproxy de la carotte MD04-2845 pour la période comprise entre 67 et 36 ka. Les données d'obliquité (courbe pointillée) et de précession sont issues de Laskar et al. (2004). Les barres horizontales sous l'enregistrement de la forêt tempérée représentent certains points de contrôle chronologiques et les erreurs associées. 178
Fig. 55. Analyses par composantes principales représentant à gauche les principales variables (taxons) et à droite les ellipses de confiance basée sur les pourcentages polliniques au sein des HS 4, 5, 6 et des GI/GSs. 182
Fig. 56. Comparaison climatique et environnementale d'enregistrements polliniques marins et de spéléothèmes des régions Atlantiques (37 - 45°N). Parmi les enregistrements des spéléothèmes, Vil9 est représenté en violet, Vil27 en orange et Vil14 en vert. Certaines incertitudes chronologiques sont représentées pour les enregistrement glaciaire, de spéléothèmes et de notre enregistrement pollinique. 184
Fig. 57. Comparaison des pourcentages polliniques de la forêt tempérée (en vert), Calluna (courbe bleue) et semi-désert (en orange) de la carotte MD04-2845 avec les données de l'AMOC (Böhm *et al.*, 2015 ; Henry *et al.*, 2016). 186

Fig. 58. Représentation statistique des TCLs de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur à partir des distributions a posteriori à 68,2 %. [a] Deux modèles ont été construits pour Arcy-sur-Cure basés sur les modèles de Welker *et al.* (2016). L'axe de âges a été inversé par respect des conventions archéologiques. 191
Fig. 59. Comparaison des chronologies des TCLs du Sud-Ouest de la France avec l'enregistrement pollinique et de SST de la carotte MD04-2845 (cette étude). Les HS 4, 5 et 6 sont identifiés par les bandeaux bleus clairs et les GSs sont numérotés sur la courbe de SST. 197
Fig. 60. Schéma des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt tempérée pour une partie de la séquence de la carotte MD99-2343 entre 1202 et 1492 cm. « CI-u » et « CI-l » représentent les valeurs minimales et maximales d'un intervalle de confiance. Ces valeurs représentent donc des incertitudes à la valeur médiane, qui est le pourcentage du groupe écologique. 206
Fig. 61. Diagramme pollinique simplifié de la carotte MD99-2343 représentant les pourcentages polliniques (en bas) des différents taxons en fonction de la profondeur. Les groupes écologiques sont représentés à droite. 208
Fig. 62. Deux ACP représentant les taxons majeurs estimés avec des pourcentages d'au moins 6% pour au moins 5 échantillons et les ellipses de confiance basées sur les zones polliniques, définies statistiquement. 212
Fig. 63. Nouveau modèle d'âge-profondeur de la carotte MD99-2343 pour toute la séquence sédimentaire entre 0 et 2200 cm (A) et pour la séquence entre 1100 et 2200 cm (B). Les distributions a posteriori des âges sont représentées par les barres horizontales et les âges des profondeurs non datées sont données à partir des courbes d'accumulations sédimentaires : médianes (rose), à 68 % (entre les lignes violettes) et à 95 % (lignes bleues). 214
Fig. 64. Carte de localisation des différentes archives (polliniques marines et terrestres, spéléothèmes) citées dans le texte. Les points verts représentent les archives polliniques terrestres, en violet celles de spéléothèmes et les étoiles rouges, les archives polliniques marines. 216
Fig. 65. Comparaisons des multiproxies climatiques terrestres et marins de la carotte MD99-2343. Ces enregistrements sont comparés aux données orbitales : insolation de juin à 40°N, obliquité et précession (Laskar *et al.*, 2004) et aux teneurs en $\delta^{18}O$ du Groenland (Rasmussen et al., 2014). Les GIs sont numérotés sur les courbes de forêt tempérée et du $\delta^{18}O$. 217
Fig. 66. ACP à ellipses de confiance représentant les trois GSs selon les variables de l'ACP. ... 220
Fig. 67. Synthèse climatique des HS 4 à HS 6 (bandeaux bleus) dans le nord-ouest de la Méditerranée d'après les enregistrements polliniques marins et terrestres, mais aussi de spéléothèmes. 224
Fig. 68. Cartes synthétiques des configurations océaniques, atmosphériques et environnementales pendant les HS 6, 5 et 4 en Europe occidentale. 227
Fig. 69. Représentation statistique des distributions a posteriori des intervalles de crédibilité (68%) des phases chronologiques. Chaque phase est attribuée à un TCL. Les sites numérotés et associés à un astérisque sont localisés sur la carte en haut. L'axe du temps a été inversé pour respecter les conventions archéologiques. 230
Fig. 70. Comparaison non exhaustive des chronologies des TCLs de la vallée du Rhône et du Nord-Est de la péninsule Ibérique avec les pourcentages polliniques de la forêt tempérée en vert et du semi-désert en orange (cette étude) et de l'enregistrement isotopique (Sierro *et al.*, 2005) de la

carotte MD99-2343. Les HS 4, 5 et 6 sont identifiés par les bandeaux bleus clairs et les GIs sont numérotés au-dessus de l'enregistrement isotopique. 235
Fig. 71. Bilan des intervalles de crédibilité des TCLs pour les gisements archéologiques en Europe occidentale comparées aux pourcentages polliniques de la forêt et du semi-désert des carottes MD04-2845 et MD99-2343. Les gisements sont classés par régions. Les TCLs sont distingués par couleur et la légende complète est montrée dans les figures 58 et 69. 247

Liste des tableaux

Tableau 1. Synthèse des différentes manifestations technologiques européennes en Europe occidentale citées dans le texte. 29
Tableau 2. Synthèse des caractéristiques des industries du début du Paléolithique supérieur en Europe occidentale mentionnées dans ce manuscrit ainsi que leurs chronologies, citées dans Picin *et al*. (2022). 42
Tableau 3. Âges des réchauffements de D-Os dans les carottes de glace du Groenland. Les âges et leurs incertitudes à 1 σ sont donnés à partir de la chronologie GICC05 jusqu'à 60 ka puis au-delà, par ajustement avec la chronologie ss09sea. Les âges et leurs incertitudes sont arrondis à la première décimale et ont été convertis selon l'échelle calendaire. *Les incertitudes ne sont pas mentionnées. Les valeurs au millième sont disponibles dans la table 2 dans Wolff *et al.* (2010). 54
Tableau 4. Intervalles de temps des HSs donnés en âges ^{14}C et en âges calendaires, basés sur la chronologie GICC05. Tableau modifié d'après la table 1 dans Sánchez Goñi & Harrison (2010). 55
Tableau 5. Description des étapes du protocole SAR (Murray & Wintle, 2000 ; 2003). 77
Tableau 6. Liste des datations principalement ^{14}C de la carotte MD04-2845 115
Tableau 7. Datations et ponts de contrôle de la carotte MD99-2343. Les âges (^{a}) ont été obtenus par la corrélation entre l'enregistrement du $\delta^{18}O$ de la carotte avec l'enregistrement glaciaire NGRIP2 (Rasmussen *et al.*, 2014) ou (^{b}) du $\delta^{18}O$ de la carotte marine ODP 975 (Marino *et al.*, 2015). Les * sont associés à des âges pour lesquels les incertitudes chronologiques ont été considérées comme négligeables par les auteurs (Torner *et al.*, 2019). 116
Tableau 8. Nombre théorique moyen de grains dans une aliquote d'un centimètre de diamètre pour les fractions polyminérales et pour une aliquote en *single grain*. 121
Tableau 9. Protocole de dose régénérative par aliquote simple (SAR) utilisé pour les mesures de D_e sur les feldspaths ($pIR\text{-}IR_{290}$) 123
Tableau 10. Liste des sites présents dans les bases de données et les principales références associées. Les sites en gras sont ceux intégrés et discutés dans la suite de ce manuscrit. 145
Tableau 11. Synthèse des âges calculés ainsi que les teneurs en eau associées, le nombre d'aliquote et D_e mesurés. *Une incertitude de ±10% a été associée aux teneurs en eau pour prendre en compte toutes incertitudes réalistes. n.d. : les overdispersions des deux échantillons ne sont pas indiquées, car les pourcentages calculés sont extrêmement faibles. 162
Tableau 12. Débit de dose des 13 échantillons mesurés. Les teneurs en K, U et Th ont été déterminées par spectrométrie gamma BEGe à haute résolution et à bas bruit de fond.(Guibert & Schvoerer, 1991). Les graphiques des teneurs en K, U et Th et leurs incertitudes associées sont présentés en annexes (Annexe 5). Pour certains échantillons, deux débits de dose sont indiqués, représentant ceux des fractions granulométriques mesurées. 167
Tableau 13. Points de contrôle utilisés dans la construction du modèle d'âge-profondeur de la carotte MD04-2845. Les astérisques désignent les échantillons pour lesquels deux fractions

granulométriques ont été datées par IRSL. Les échantillons dont les profondeurs sont en gras sont celles utilisées dans la construction du deuxième modèle d'âge-profondeur. 173
Tableau 14. Points de contrôle utilisés pour la création du modèle d'âge-profondeur de la carotte MD99-2343. 213

Annexes

Annexe 1 : Protocole d'extraction de pollen et de kystes dinoflagellés

Par M.-H. Castéra et J.-L. Turon

Préparation du sédiment

1- Le sédiment (environ 5 g) est séché à l'étuve à 40°C pendant une nuit ou plus, suivant la teneur en eau.

Estimation du volume de sédiment

2- Dans une éprouvette de 25 cc en polypropylène, mettre 15 cc d'eau distillée. Poser celle-ci sur une balance, faire la tare, puis ajouter le sédiment. La colonne d'eau augmente, enregistrer le poids ainsi que le volume.

Lavage du sédiment

Ce lavage permet de travailler sur deux proxies. La fraction supérieure est récupérée pour, en particulier, l'étude des foraminifères, et la fraction inférieure pour l'étude des pollens et dinoflagellés.

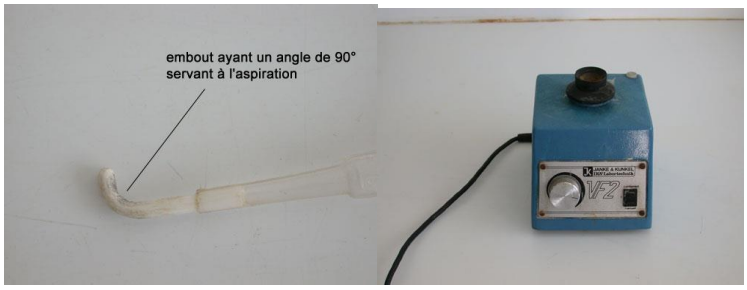
3- Prendre un tamis de maille 150 µm et de diamètre 10 cm, le poser sur un bécher de 1000 mL. Vider le contenu de l'éprouvette sur le tamis, et laver délicatement à l'eau du robinet. Lorsque le résidu > à 150 µm est propre, bien le rincer à l'eau distillée et le récupérer dans une coupelle toujours avec de l'eau distillée. La fraction inférieure récupérée dans le bécher est mise à décanter pendant 48h minimum. Ne pas oublier de couvrir les béchers pour éviter toute pollution.

Attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Cette attaque permet d'éliminer tous les organismes et particules calcaires. **Il est important de bien réaliser cette attaque** (élimination complète des carbonates).

4- Aspirer l'eau à l'aide d'une trompe à vide. Celle-ci est équipée, à l'extrémité du tuyau, d'un embout en plastique présentant un angle de 90° par rapport à la paroi du bécher. Cet embout permet d'éviter toute aspiration accidentelle du résidu décanté au fond du bécher. Récupérer le résidu dans un tube de 100ml à fond rond en polypropylène.

5- Centrifuger 7mn à 2500tr/mn. Eliminer l'eau, remettre en suspension avec l'agitateur. Mettre une ou deux pastilles de Lycopodes (*voir annexes*) dans le tube, le nombre de pastilles étant défini en fonction de la concentration supposée en pollen ou en dinoflagellés. Elles permettent d'estimer les concentrations en palynomorphes.

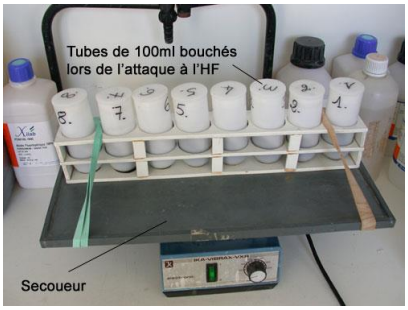


Embout en plastique et agitateur

6- L'attaque à l'HCl **à froid** se fait en trois étapes. Une première attaque à **10 %**, remuer à l'aide d'une baguette d'agitation en verre, laisser agir quelques minutes, si le sédiment est riche en carbonates il est important de commencer par l'HCl à faible concentration afin d'éviter une importante effervescence et également un débordement des tubes. Continuer par de l'HCl à **25 %** attendre quelques minutes et terminer par de l'HCl à **50 %**. Cette dernière attaque est essentielle pour la suite de la manipulation. Bien s'assurer que la réaction est terminée en ajoutant de l'HCl à 50 %. Lorsqu'il n'y a plus d'effervescence dans le tube, la réaction est terminée.

Attaque à l'acide fluorhydrique (HF)

Cette attaque permet d'éliminer la silice et les silicates.



Secoueur

7- Centrifuger les tubes de 100ml pendant 7 mn à 2500 tr/mn et éliminer le surnageant. Remettre le culot en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50 cc d'HF à **45 % à froid**. Fermer les tubes avec le bouchon approprié et les poser sur le secoueur, laisser agiter pendant 4 à 5 h. Bien respecter la concentration de l'HF, car une concentration supérieure peut entraîner une forte effervescence, avec risque de perte de sédiment.

8- Centrifuger à nouveau les tubes, 7 mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50cc d'HF à **70 % à froid**. Poser les tubes sur le secoueur, laisser agiter pendant **28 à 30 h**.

Note : Attention pour faire cette manipulation il est impératif de respecter les mesures de sécurité, mettre des longs gants, ainsi que des lunettes. Travailler toujours sous hotte aspirante bien fermée. Travailler également les tubes toujours fermés.

Deuxième attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Elimination des fluorosilicates.

9- Centrifuger les tubes, 7mn à 2500 tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50 cc d'HCL à **25 % à froid**. Poser les tubes sur le secoueur, laisser agiter pendant 15 mn.

Note : Il est très important de faire cette attaque à l'HCl avant de rincer à l'eau distillée. Des risques de formation de fluorures peuvent avoir lieu et donc gêner le reste de la manipulation.

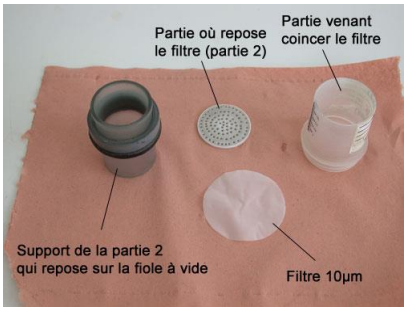
Rinçage

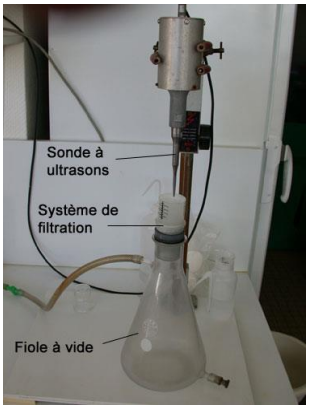
10- Centrifuger les tubes, 7 mn à 2500 tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension le culot avec l'agitateur, remplir les tubes d'eau distillée. Centrifuger les tubes, 7 mn à 2500tr/mn. Eliminer l'eau, les résidus sont prêts pour la filtration.

Filtration

Cette opération nécessite la mise en œuvre d'un système de filtration très original, fabrication maison. Ce matériel est posé sur une fiole à vide de 2 L reliée à une trompe à vide.

11- Remettre en suspension le culot avec l'agitateur et verser une partie ou la totalité du résidu, suivant la concentration, sur le filtre en nylon de maille 10µm. Rincer à l'eau distillée avec une pissette de 50ml. La contenance de la pissette est essentielle car elle permet de l'avoir bien en main et donc de presser suffisamment fort pour avoir un jet assez puissant pour la filtration. Lorsque cela colmate, mettre 20 à 40 s d'ultrasons et rincer abondamment, en même temps, avec la pissette. Le succès de cette opération est basé sur la coordination entre les ultrasons et la pissette. Il est important de bien gérer le temps des ultrasons, car l'abus peut casser les microorganismes.





Système de filtration « maison » et Sonde à ultrasons

12- Récupérer le résidu, une fois bien lavé, avec la pissette dans un tube à fond conique de 50 mL en polypropylène. Bien froisser le filtre entre les doigts pour décoller éventuellement les micro-organismes qui pourraient rester sur le filtre.

13- Centrifuger les tubes, 7 mn à 2500 tr/mn, éliminer le surnageant à l'aide de la trompe à vide munie de l'embout à 90°. Transvaser le résidu avec de l'eau distillée dans un tube à fond conique de 8 cc en plastique. Centrifuger les tubes, 7 mn à 2500 tr/mn, éliminer le surnageant toujours avec la trompe à vide. Le résidu est prêt pour le montage.

Montage

Suivant les palynomorphes étudiés, il existe deux sortes de montages.

1. Montage à la gélatine glycérinée (lames fixes)

Cette technique de montage est utilisée pour l'étude des dinoflagellés.

14a- Poser une lame (76 x 26 mm) sur la plaque chauffante (T° 200°C - 250°C), mettre sur celle-ci une goutte du mélange de gélatine glycérinée (*voir annexes*), ajouter quelques gouttes de résidus, doser suivant la concentration voulue. Laisser évaporer l'eau puis poser dessus une lamelle (24x32 mm). Retirer la lame de la plaque chauffante et la luter.

2. Montage à la glycérine bidistillée phénolée (lames mobiles)

Cette technique de montage est utilisée pour l'étude des grains de pollen.

14b- Poser une lame sur la plaque chauffante (T° 200°C-250°C), mettre sur celle-ci une goutte de glycérol, ajouter quelques gouttes de résidus, doser suivant la concentration voulue. Laisser évaporer l'eau. Pendant ce temps préparer la lamelle en posant sur les longueurs de la lamelle de l'histolaque. Une fois l'évaporation terminée poser la lamelle sur la lame. Retirer la lame de la plaque chauffante et luter les deux côtés restants.

Conservation

15- Pour la conservation remplir les tubes de 8cc d'eau distillée, puis ajouter quelques gouttes de glycérine bidistillée phénolée

Annexe 2 : Planches photographiques de pollen, spores, plantes et environnements.

Les barres d'échelle noires suer les photographies de pollen et spores représentent 10 µm sauf sur les photographies d'*Abies* (50 µm) et de *Picea* (20 µm). Chaque illustration a été produite dans le cadre de ce travail. Dans le cas contraire, l'auteur de la photographie est mentionné.

Planche 1 : Forêt boréale et conifères

Planche 2 : Taxons de la forêt tempérée

Planche 3 : Bruyères

Planche 4 : Plantes semi-désertiques

Planche 5 : Taxons de la prairie

Planche 6 : Plantes méditerranéennes

Planche 7 : Fougères et sphaigne.

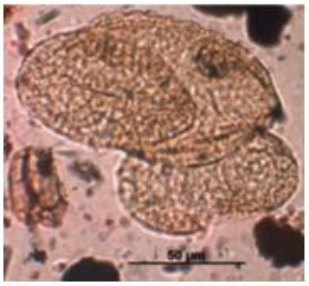
Planche 1 : Forêt boréale



Liinankijärvi, Finlande



Alpes, France



Abies



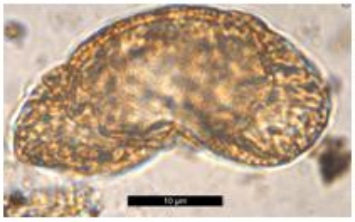
Sapin pectiné
(*Abies alba*)





Epicéa commun
(*Picea alba*)

Conifères



Cedrus



Cèdre
(*Cedrus atlantica*)



Pinus



Pin sylvestre
(*Pinus sylvestris*)

Planche 2 : Forêt tempérée



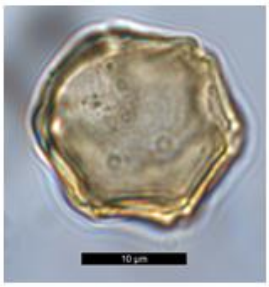
Acer



Erable
(Acer *campestre*)



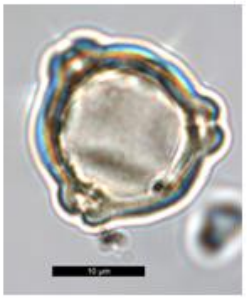
Aquitaine, France



Almus



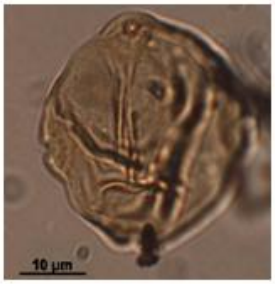
Aulne cordé
(*Alnus cordata*)



Betula



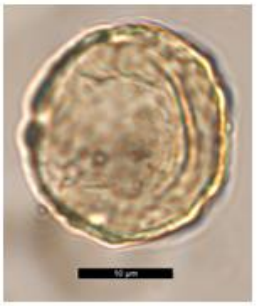
Bouleau
(*Betula rothens*)



Carpinus



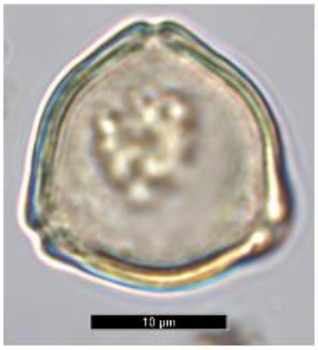
Charme commun
(*Carpinus betulus*)



Ulmus



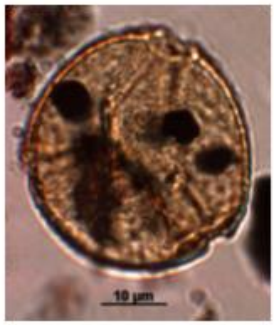
Orme
(*Ulmus pumila var. arborea*)



Corylus



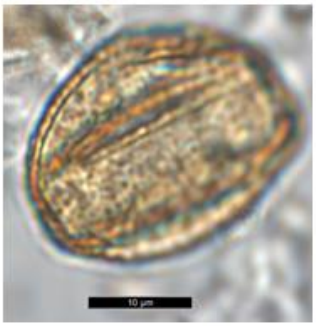
Noisetier
(*Corylus avellana*)



Fagus



Hêtre commun
(*Fagus sylvatica*)



Quercus deciduous-type



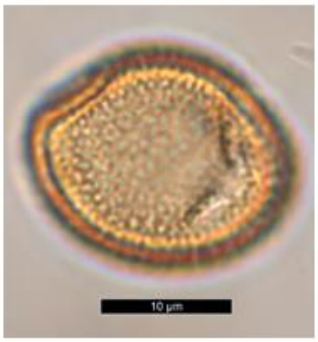
Chêne caducifolié
(*Quercus* deciduous)



Tilia



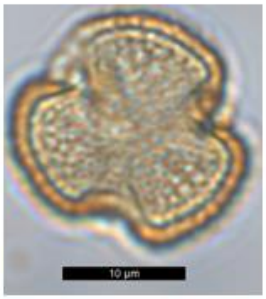
Tilleul
(*Tilia*)



Fraxinus excelsior-type



Frêne
(Fraxinus ssp.)



Salix



Saule à longues feuilles
(Salix smithiana)

Planche 3 : Bruyères



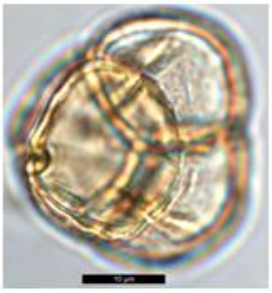
Howth, Irlande



Calluna



Callune
(*Calluna vulgaris*)



Ericaceae

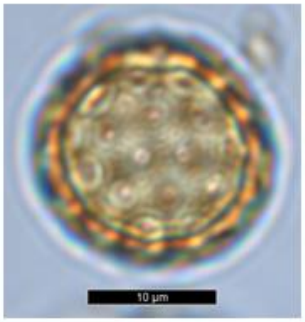


Bruyère carnée
(*Erica carnea*)

Planche 4 : Plantes semi-désertiques



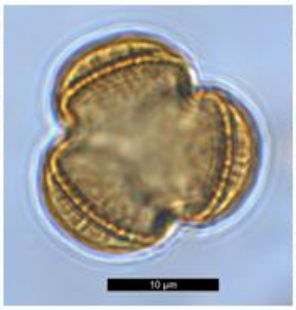
Steppe Méditerranéenne



Amaranthaceae



Chénopode bon-Henri (Chenopodium bonus-henricus)



Artemisia



Absinthe (*Artemisia absinthium*)



Ephedra distachya-type



Raisin de mer



Ephedra fragilis-type

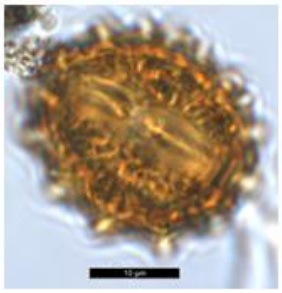


Ephédra

Planche 5 : Taxons de la prairie



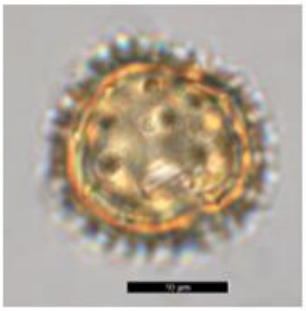
Saint-Emilion, France



Anthemis-type



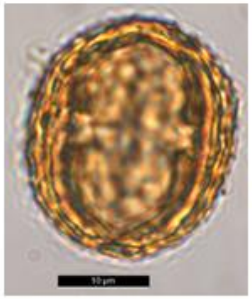
Ex. Marguerites



Aster-type



ex. Dahlia
(Dahlia pinnata Cav.)



Centaurea nigra-type



ex. Centaurée noire
(Centaurea nigra L.)



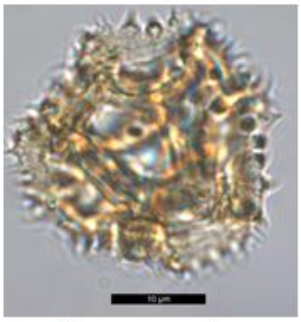


Centaurée scabieuse
Centaurea scabiosa-type



ex. Bleuet
Centaurea cyanus-type)

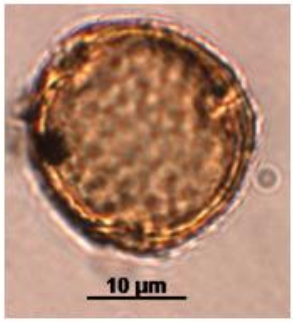




Taraxacum-type



ex. Pissenlit



Campanulaceae



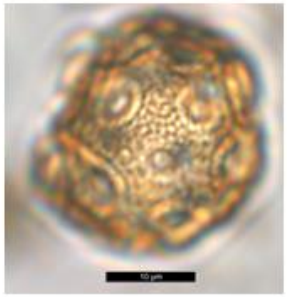
Campanula carpatica
Laba



Euphorbiaceae



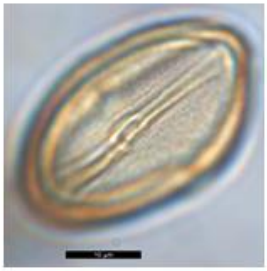
ex. Euphorbe faux cyprès
(*Euphorbia cyparissias L.*)



Caryophyllaceae



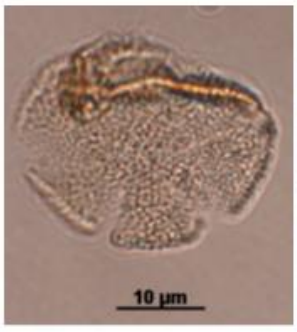
ex. Oeillet
(Dianthus Carmen)



Helianthemum



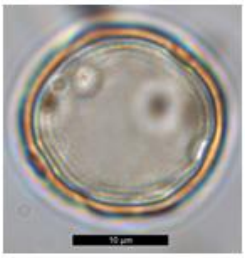
ex. Hélianthème
(Helianthemum nummularium Golden Queen)



Mentha-type



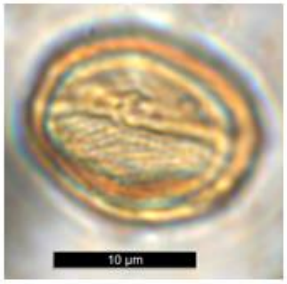
ex. Menthe
(Mentha spicata L.)



Plantago



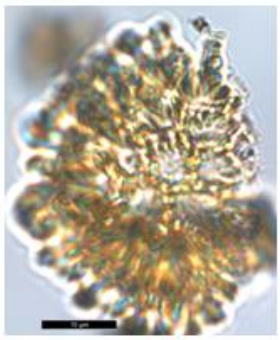
Grand plantain
(Plantago major)



Rosaceae



Rosier



Plumbaginaceae



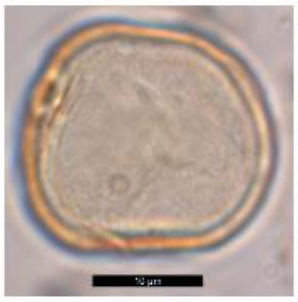
Statice
(Statice Pale Blue)



Cyperaceae



ex. Carex
(Carex oshimensis EVEREST Fiwhite)



Poaceae



ex. Avoine
(Avena Sativa L.)

Planche 6 : Taxons méditerranéens



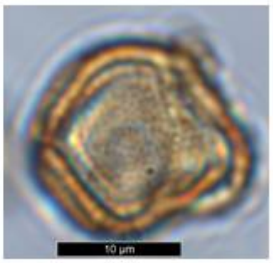
Pyrénées orientales, France



Olea



Olivier
(Olea europea)



Quercus evergreen-type



Chêne vert
(Quercus ilex)



Pistachia



Pistachier térebinthe
(Pistacia terebinthus)



Phillyrea



Filaire à feuilles longues
(Phillyrea latifolia)



Cistus

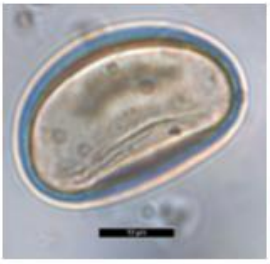


Cistus heterophyllus

Planche 7 : Fougères



Pays-basque, France



Monolète lisse

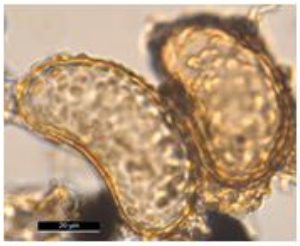


©S. Despiat

Ex. Dryopétéris pâlissante
(Dryopteris pallida)



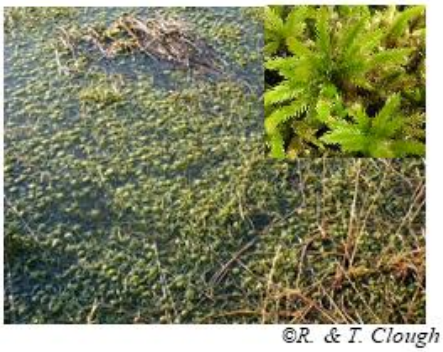
Sphagnum



Polypodium vulgare-type



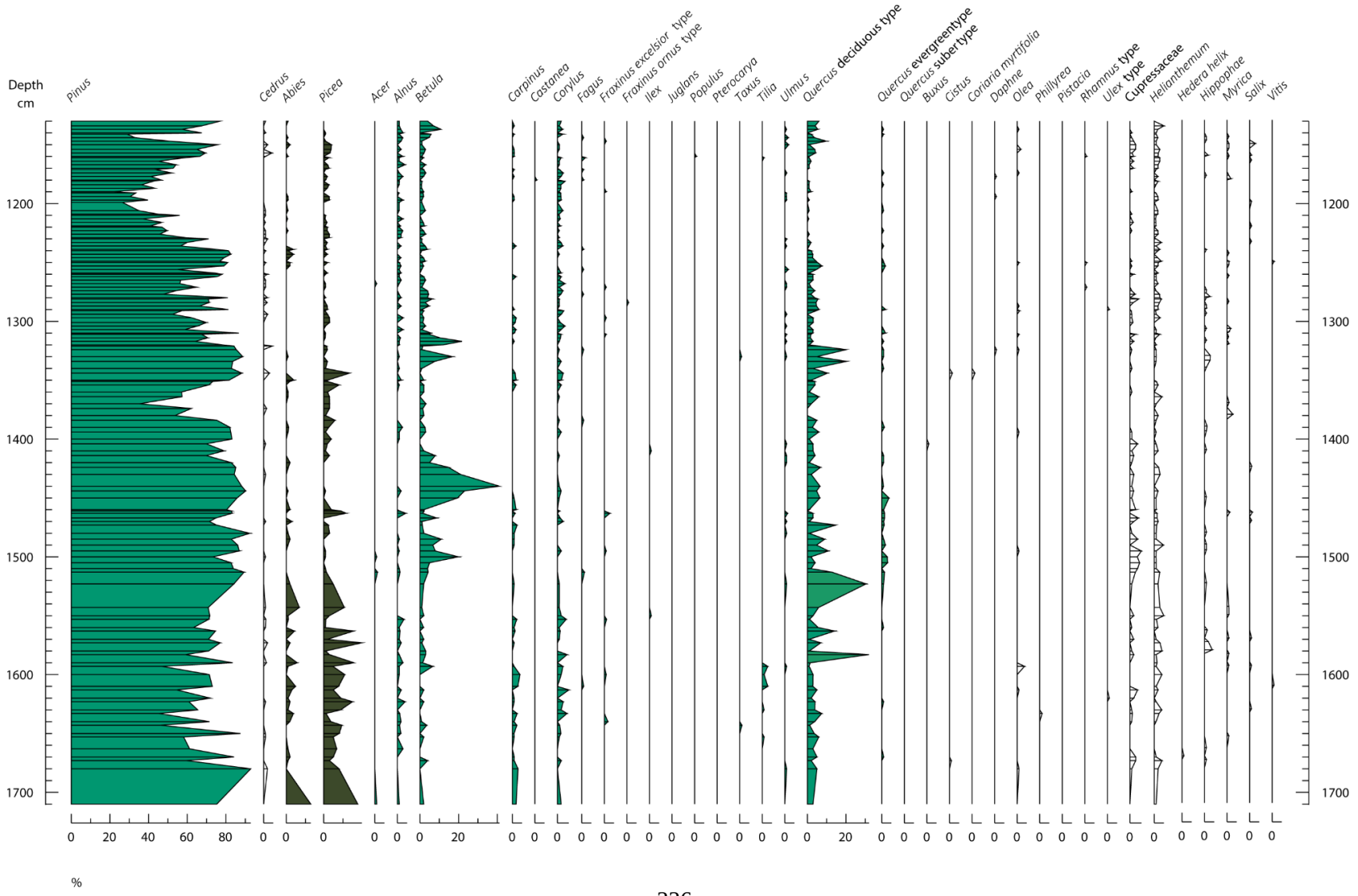
Polypodium vulgaire
(Polypodium vulgare)

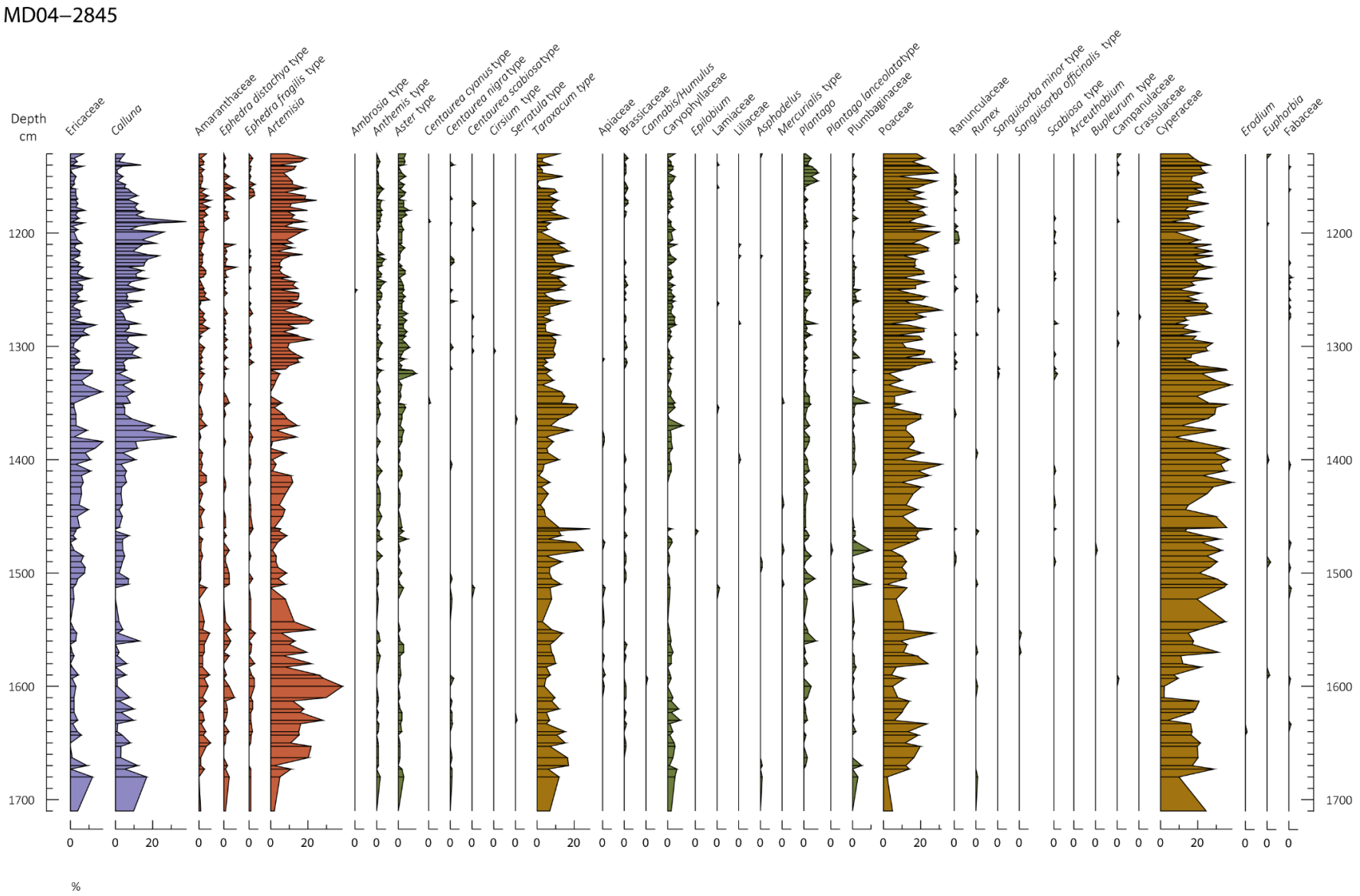


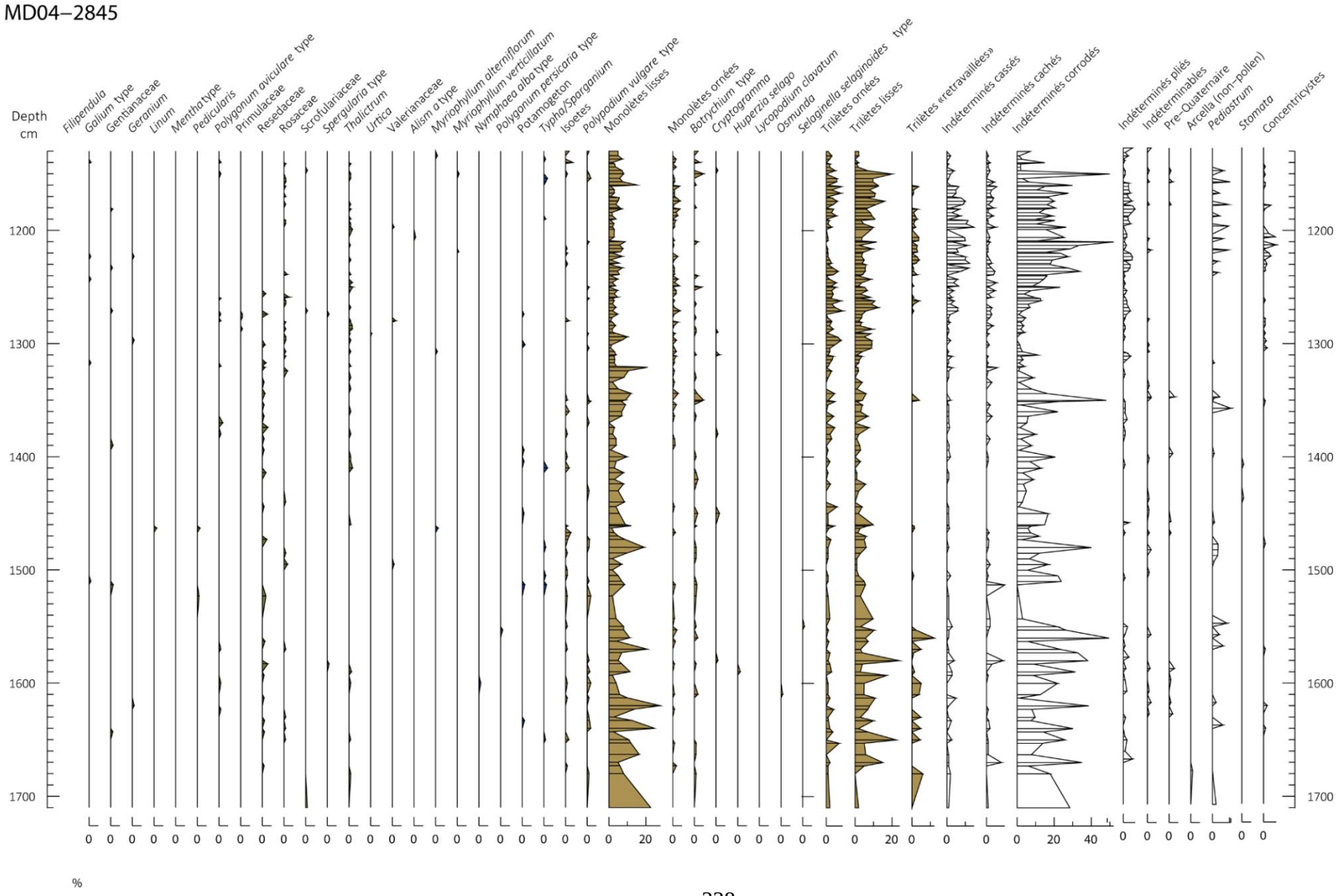
©R. & T. Clough

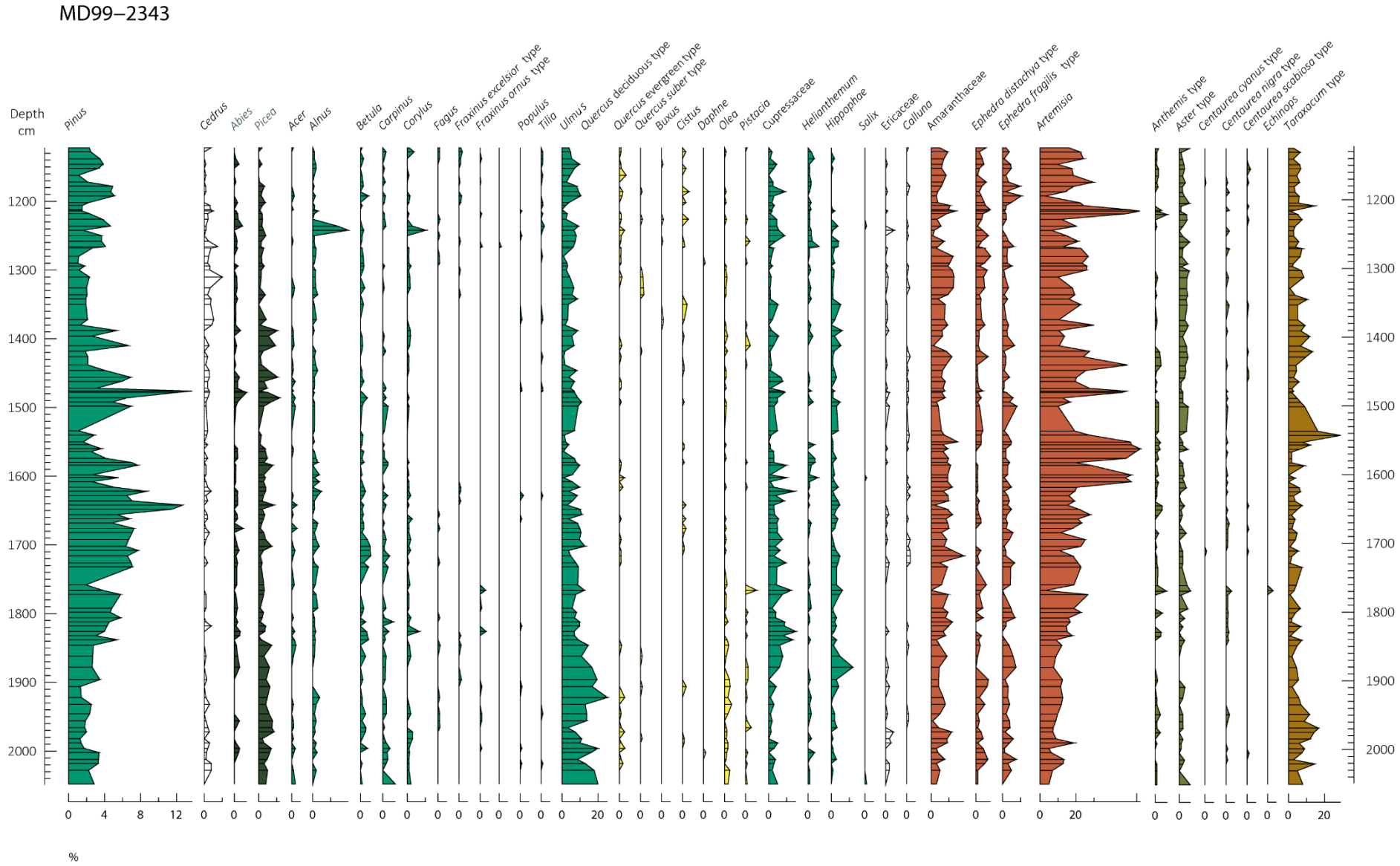
Annexe 3 : Diagrammes polliniques détaillés des carottes MD04-2845 et MD99-2343

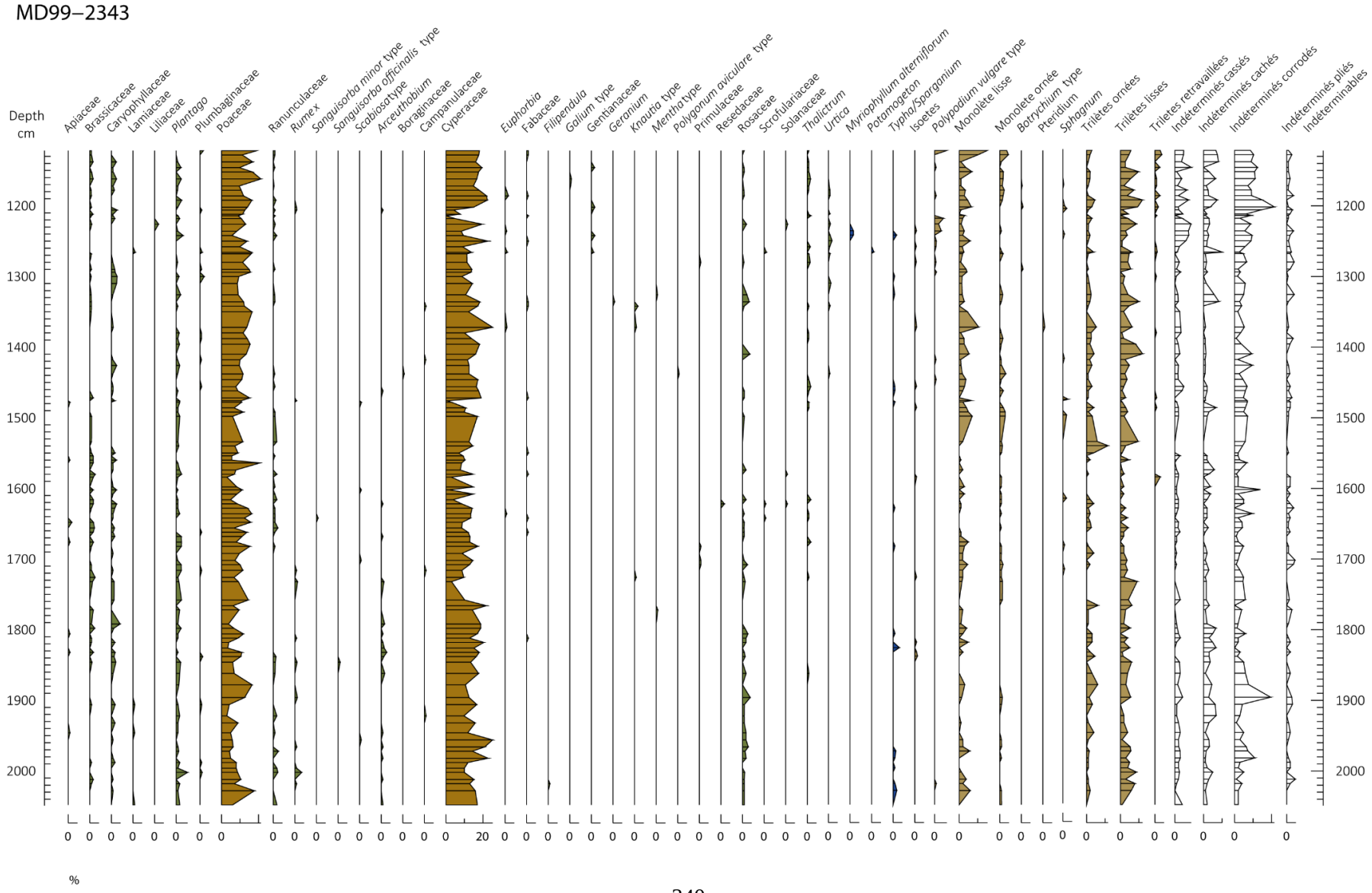
MD04–2845


Depth
cm
Pinus
Cedrus
Abies
Picea
Acer
Alnus
Betula
Carpinus
Castanea
Corylus
Fagus
Fraxinus excelsior type
Fraxinus ornus type
Ilex
Juglans
Populus
Pterocarya
Taxus
Tilia
Ulmus
Quercus deciduous type
Quercus evergreentype
Quercus subertype
Buxus
Cistus
Coriaria myrtifolia
Daphne
Olea
Phillyrea
Pistacia
Rhamnus type
Ulex type
Cupressaceae
Helianthemum
Hedera helix
Hippophae
Myrica
Salix
Vitis
1200
1300
1400
1500
1600
1700
0 20 40 60 80
0 20
%


MD04–2845
Depth
cm
Ericaceae
Calluna
Amaranthaceae
Ephedra distachya type
Ephedra fragilis type
Artemisia
Ambrosia type
Anthemis type
Aster type
Centaurea cyanus type
Centaurea nigra type
Centaurea scabiosa type
Cirsium type
Serratula type
Taraxacum type
Apiaceae
Brassicaceae
Cannabis/Humulus
Caryophyllaceae
Epilobium
Lamiaceae
Liliaceae
Asphodelus
Mercurialis type
Plantago
Plantago lanceolata type
Plumbaginaceae
Poaceae
Ranunculaceae
Rumex
Sanguisorba minor type
Sanguisorba officinalis type
Scabiosa type
Arceuthobium
Bupleurum type
Campanulaceae
Crassulaceae
Cyperaceae
Erodium
Euphorbia
Fabaceae
1200
1300
1400
1500
1600
1700
0
20
%


MD04–2845
Depth
cm
Filipendula
Galium type
Gentianaceae
Geranium
Linum
Mentha type
Pedicularis
Polygonum aviculare type
Primulaceae
Resedaceae
Rosaceae
Scrofulariaceae
Spergularia type
Thalictrum
Urtica
Valerianaceae
Alisma type
Myriophyllum alterniflorum
Myriophyllum verticillatum
Nymphaea alba type
Polygonum persicaria type
Potamogeton
Typha/Sparganium
Isoetes
Polypodium vulgare type
Monolètes lisses
Monolètes ornées
Botrychium type
Cryptogramma
Huperzia selago
Lycopodium clavatum
Osmunda
Selaginella selaginoides type
Trilètes ornées
Trilètes lisses
Trilètes «retravaillées»
Indéterminés cassés
Indéterminés cachés
Indéterminés corrodés
Indéterminés pliés
Indéterminables
Pre-Quaternaire
Arcella (non-pollen)
Pediastrum
Stomata
Concentricystes
1200
1300
1400
1500
1600
1700
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 20 0 0 0 0 0 0 0 0 0 20 0 0 0 0 20 40 0 0 0 0 0 0 0 0
%

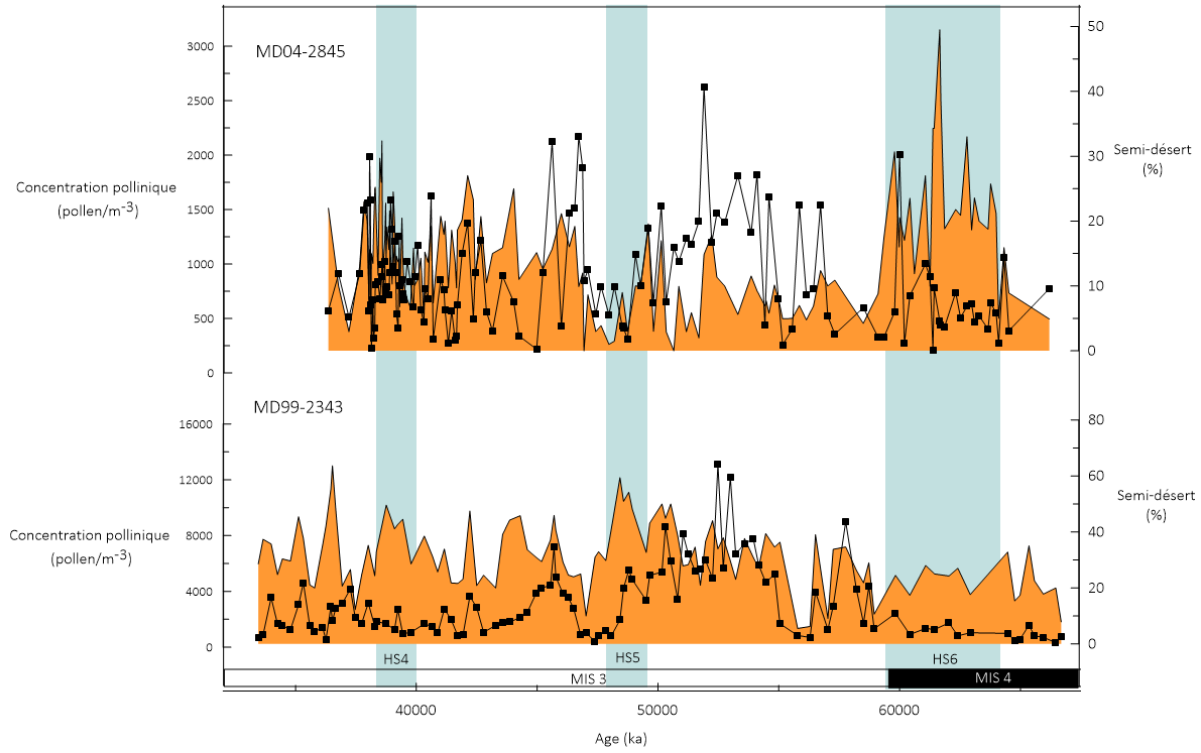

MD99–2343
Depth
cm
Pinus
Cedrus
Abies
Picea
Acer
Alnus
Betula
Carpinus
Corylus
Fagus
Fraxinus excelsior type
Fraxinus ornus type
Populus
Tilia
Ulmus
Quercus deciduous type
Quercus evergreen type
Quercus suber type
Buxus
Cistus
Daphne
Olea
Pistacia
Cupressaceae
Helianthemum
Hippophae
Salix
Ericaceae
Calluna
Amaranthaceae
Ephedra distachya type
Ephedra fragilis type
Artemisia
Anthemis type
Aster type
Centaurea cyanus type
Centaurea nigra type
Centaurea scabiosa type
Echinops
Taraxacum type
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
0 4 8 12
0 20
%


MD99–2343
Depth
cm
Apiaceae
Brassicaceae
Caryophyllaceae
Lamiaceae
Liliaceae
Plantago
Plumbaginaceae
Poaceae
Ranunculaceae
Rumex
Sanguisorba minor type
Sanguisorba officinalis type
Scabiosatype
Arceuthobium
Boraginaceae
Campanulaceae
Cyperaceae
Euphorbia
Fabaceae
Filipendula
Galium type
Gentianaceae
Geranium
Knautia type
Mentha type
Polygonum aviculare type
Primulaceae
Resedaceae
Rosaceae
Scrofulariaceae
Solanaceae
Thalictrum
Urtica
Myriophyllum alterniflorum
Potamogeton
Typha/Sparganium
Isoetes
Polypodium vulgare type
Monolète lisse
Monolete ornée
Botrychium type
Pteridium
Sphagnum
Triletes lisses
Triletes ornées
Triletes retravaillées
Indéterminés cassés
Indéterminés cachés
Indéterminés corrodés
Indéterminés plés
Indéterminables
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 20
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0

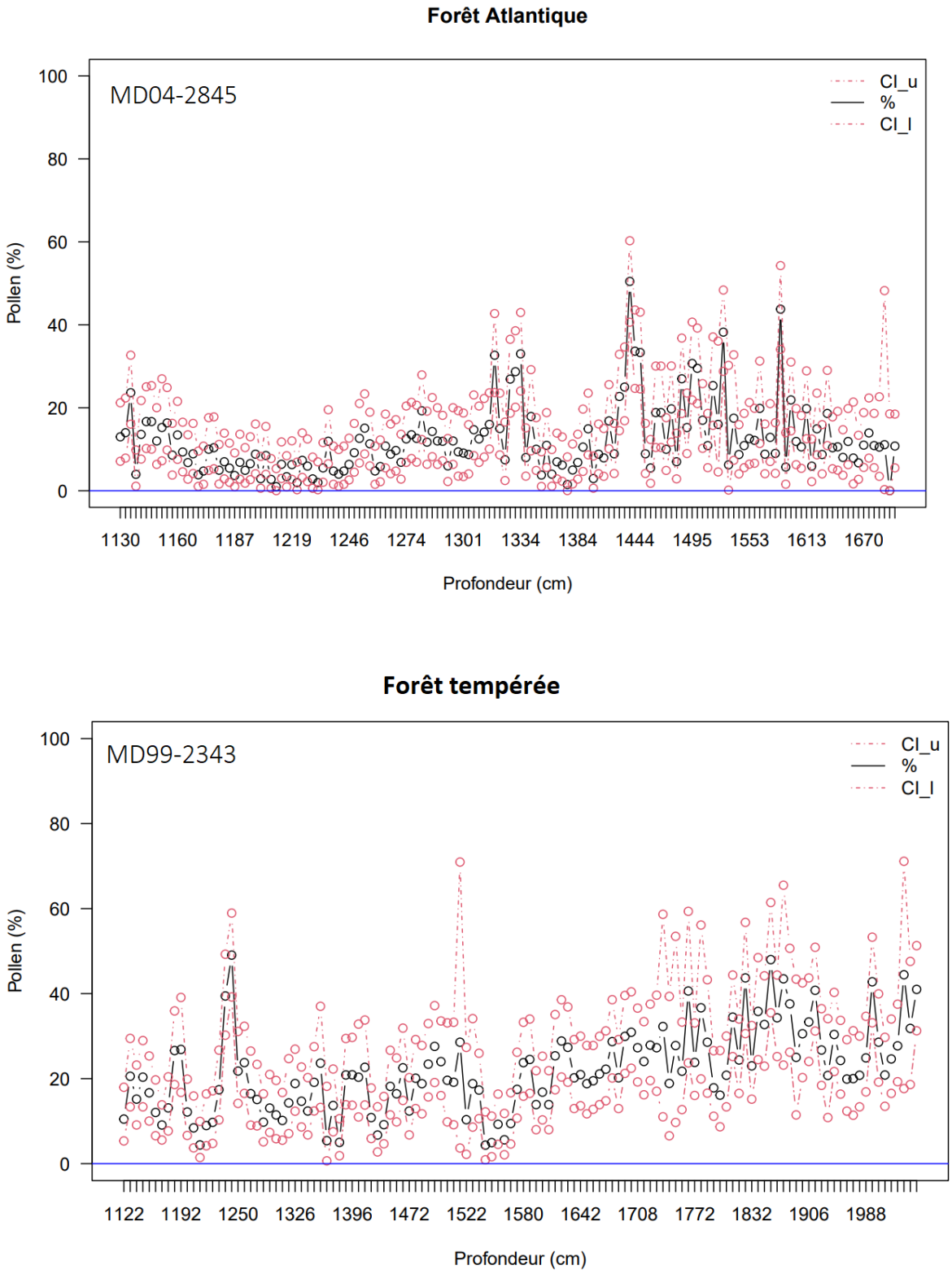
Annexe 4 : Concentrations et incertitudes polliniques

Annexe 4.1. Concentrations polliniques des carottes MD04-2845 et MD99-2343 confrontées aux pourcentages polliniques du semi-désert (%).

Annexe 4.2. Schémas des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt tempérée pour tous les échantillons des carottes MD04-2845 et MD99-2343.



Annexe 4.1. Concentrations polliniques des carottes MD04-2845 et MD99-2343 confrontées aux pourcentages polliniques du semi-désert (%).



Annexe 4.2. Schémas des intervalles de confiance de Clopper-Pearson pour le groupe écologique forêt Atlantique et tempérée pour tous les échantillons des carottes MD04-2845 et MD99-2343.

Annexe 5 : Luminescence

Annexe 5.1. Synthèse des précédentes études de datation par luminescence de carottes sédimentaires marines

Annexe 5.2. Distribution des doses équivalentes du signal pIR-IR290 déterminées pour les échantillons de la carotte MD04-2845. La bande grisée comprend la valeur de la moyenne pondérée calculée à 1 sigma par l'application du CAM.

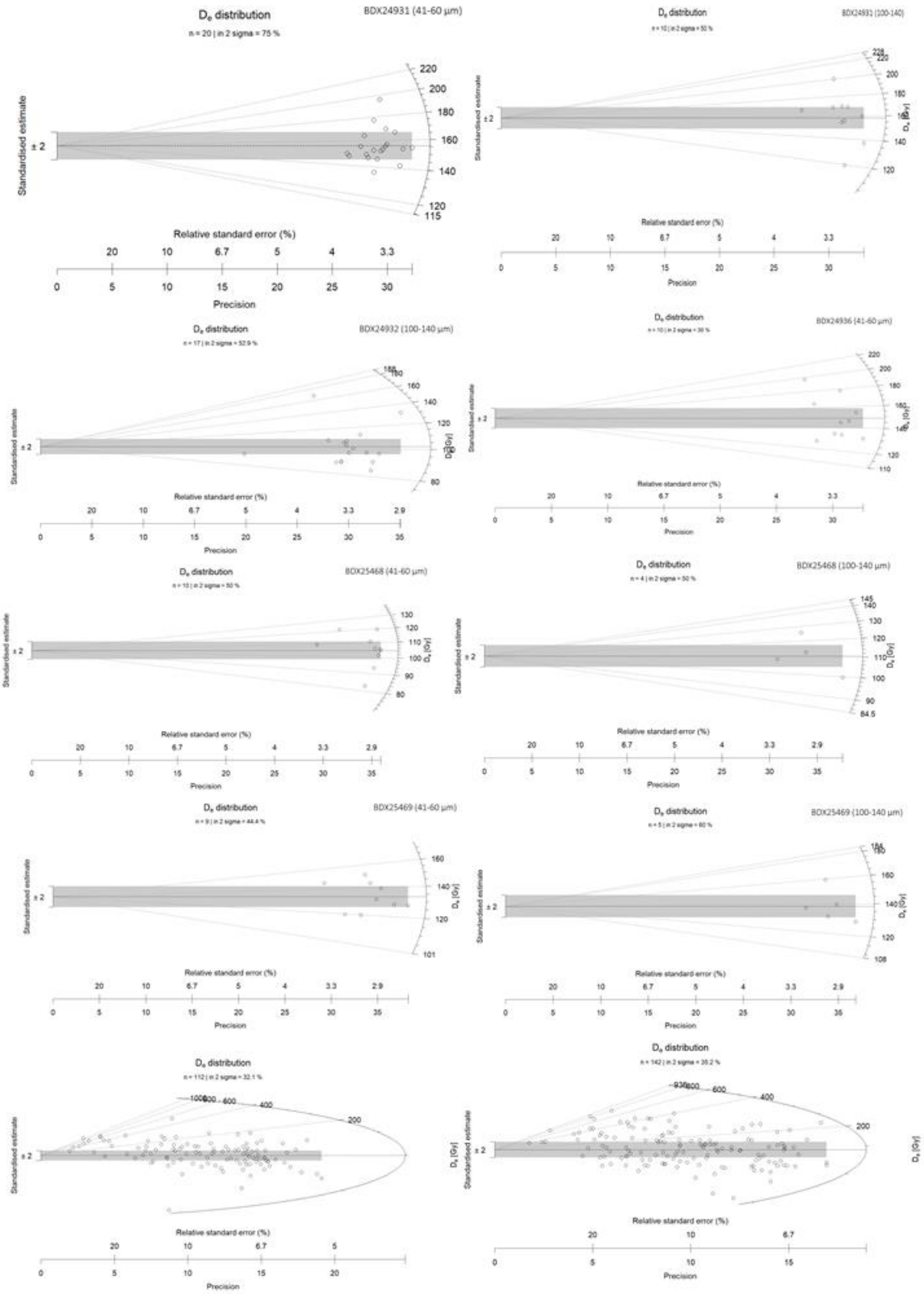
Annexe 5.3. Évolution des valeurs des teneurs en eau selon les profondeurs datées de la carotte MD04-2845.

c	Core names and localisation	Depth (m)	Method	Grain size (µm)	Water content (%)	Cosmic rate	References
North Pacific	TT28-14 (33°26'N 173°38'E)	5079	TL	4-11	57 ± 5	negligible (> 4km)	Wintle and Huntley, (1980, 1979)
Antarctic	RC8-39 (42°53'S 42°21'E)	4330	TL	4-11	59 ± 2	negligible (> 4km)	Wintle and Huntley, (1980, 1979)
Gulf of Carpentaria (Australia)	MD32 (12°S32', 139°98') MD-33 (12°39', 140°34')	60	TL-OSL	106–150 63–106	20 ±5		Chivas et al., (2001), Reeves et al., (2008)
Arabian Sea	70KL (17°52'N 61°71'E) 74KL (14°32'N 57°36'E)	3810 3212	OSL	4-11	65 à 135	n.d.	Stokes et al., (2003)
Arctic Ocean	96/24-1sel (87°183'N,144°60'E)	980	OSL (MG)	>63	28 - 46	negligible	Jacobson,(2003)
East Indian Ocean	FR10/95-GC17 (22°05' S 113°50 E)	1093	OSL	60-70	80 à 105± 10	(Prescott et Hutton, 1994)	Olley et al., (2004)
Arctic Ocean	LLF03(-SM1A, 8 cores	449 (min) 960 (max)	TL – IRSL (polyminieral)	4-11 ; 62-105 ; 105-185	28± 4 to 100±2	Négligeable (=0)	(Berger, 2009) + Berger, (2006)
Baltic Sea, Arkona basin	242790 (54°951'N 13°780'E)	n.d.	OSL	63-106	27-237	n.d.	Kortekaas et al., (2007)
Mediterrannean Sea, Peloponese	36°37.5'N 21°34.6'E	5200	TL - OSL	30-60 (polymineral)	52-57 ratio w/mineral	negligeable	Polymeris et al., (2009)
North Sea	21VC		OSL - IRSL	100-150	40 ± 10	0.3 mGy/a	Alappat et al., (2010)

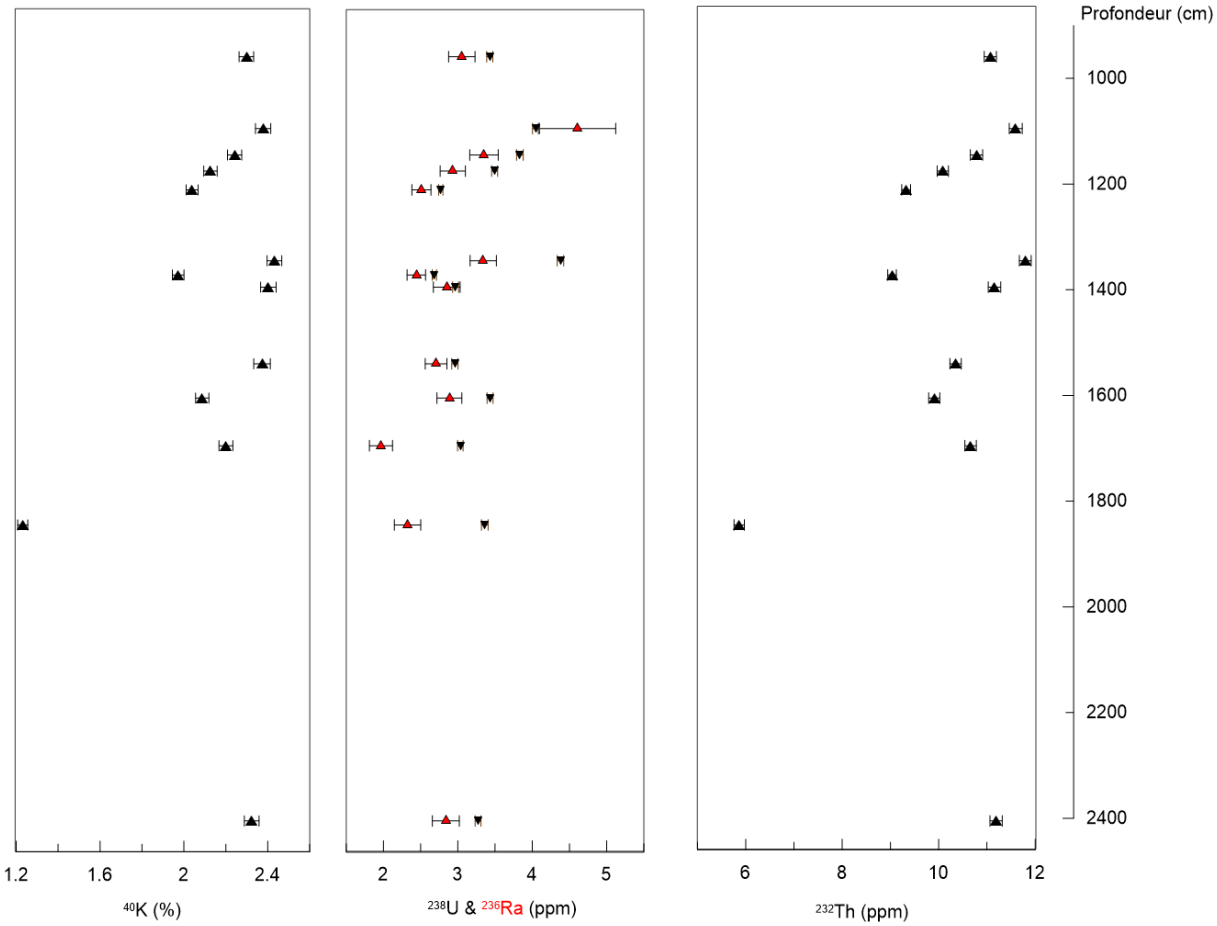
				150-200			
Okhotsk Sea	MR0604-PC07A (51°16.54' N, 149°12.54' E)	1249	OSL (quartz)	4 - 11	n.d.	negligible	Sugisaki et al., (2010)
Shiretoko Peninsula	MR0604-PC04A (44°31.65′N, 145°00.25′E)	1215	OSL	4 - 11	61-114	negligible	Sugisaki et al., (2012)
Baltic Sea	C06 (55°3'02"N, 13°7'47"E) D03 (55°2'39"N, 13°9'31"E) E02 (55°2'44"N, 13°1'01"E)				30±5		Anjar et al., (2012)
China East Sea	ECS-DZ1 (30°29'N, 112°03'E)	1200	OSL	4-11 100-200	20 ± 5 40± 10	Prescott & Hutton, 1994 <0.04 ± 0.004 mGy/a ± 10%	Yi et al., (2014) Wang et al., (2015)
Atlantic Ocean, Cap Blanc	ODP 658 (20°45'N, 18°35'W)	2263	OSL	4-11 40-63	48±5.0	negligible	Armitage, (2015); Armitage and Pinder, (2017)
Japonese Sea	LV53-18-2 (42°56'N, 134°44'E)	551	pIR-IRSL MET-pIRIR OSL	4-11	40-50±10	negligible	Yang et al., (2015)
Monterey Canyon (California)	DR 584 VC 328 (36°59'N, 122°44'W) DR 584 VC 329 (36°59'N, 122°43'W) DR 584 VC330 (36°59'N, 122°44'W)	2920	IRSL	200-250	Saturated	Prescott & Hutton, 1994	Heerema, (2016)
	DR 39 – VC3 DR 39 – VC9 DR 38 – VC1	3612 3555 3456	OSL (SA)	150-250 74-250	0.04±0.04 à 0.57±0.06	0	Steven et al., (2014)

East Mediterranean Sea (Israel coast)	K20 (34°49'N, 31°62'E) K38 (34°51'N, 31°63'E)	2540 950	OSL – IRSL KF et Q	150-200 105-250	20±10	35±5 µGy/a	Porat et al., (2003)

Annexe 5.1. Synthèse des précédentes études de datation par luminescence de carottes sédimentaires marines



Annexe 5.2. Distribution des doses équivalentes du signal pIR-IR_{290} déterminées pour les échantillons de la carotte MD04-2845. La bande grisée comprend la valeur de la moyenne pondérée calculée à 1 sigma par l'application du CAM.



Annexe 5.3. Évolution des valeurs des teneurs en eau selon les profondeurs datées de la carotte MD04-2845.

Annexe 6 : Tableaux de valeurs des modélisations chronologiques

Tableaux de valeurs des intervalles de crédibilité à 68 % et à 95 % pour chaque site archéologique. Les valeurs soulignées en gras sont celles qui ont été retenues et discuté dans cette étude.



Exemple de la hiérarchisation du modèle d'évènement dans ChronoModel avec 16 sites datés de la période de transition entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur. Chaque âge (^{14}C, IRSL, OSL, ESR, …) constitue une « boite » appelé évènement. Chaque âge/évènement est rangé par niveaux archéologiques, repartis de manière horizontale et sont constraits chronologiquement et stratigraphiquement par les flèches noires.

Bassin Aquitain

Abri Bordes-Fitte

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	41247	40174	41869	39115
Aurignacien ancien	**41248**	**40175**	41873	39118
Début Aurignacien ancien	41247	40174	41869	39115
Fin Châtelperronien	42160	40977	42805	40204
Châtelperronien	**42934**	**40843**	44015	40122
Début Châtelperronien	42921	41566	43873	40937

Abri Suard

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	60351	42243	72388	29167
Levallois	**60371**	**42260**	72484	29210
Début Levallois	60351	42243	72388	29167

Artenac

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	43710	39369	45576	36108
Levallois (couche 6)	**46732**	**39389**	48642	35977
Début Levallois	46433	42715	48210	40722
Fin Quina	48086	44159	49783	42332
Quina (couche 7)	48090	44163	49802	42348
Début Quina	48086	44159	49783	42332
Fin Levallois	48926	44996	50732	43180
Levallois (couche 8)	**56992**	**44463**	63074	42417
Début Levallois	57255	51587	63028	49204

Barbas III

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	42761	41988	43990	38775
Discoïde	**48911**	**41432**	56436	36803
Début Discoïde	48085	42145	53863	41529

Cantalouette IV

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	68232	54024	76950	30694
Levallois	**68228**	**54019**	76950	30694
Début Levallois	68232	54024	76950	30694
Fin Levallois	76950	63746	76515	44828
Levallois	**76950**	**63747**	76512	44815
Début Levallois	76950	63746	76515	44828

Les Cottés

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	38293	37001	38858	36510
Aurignacien ancien	**39430**	**37267**	39590	36581
Début Aurignacien ancien	39384	38782	39587	38272
Fin Proto-Aurignacien	39525	38956	39745	38479
Proto-Aurignacien	**40497**	**38838**	41102	38449
Début Proto-Aurignacien	40427	39633	41009	39426
Fin Châtelperronien	41407	40452	41672	39842
Châtelperronien	**43562**	**40020**	45176	39638
Début Châtelperronien	43476	42027	45178	41829

La Ferrassie

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	37011	35892	37328	33091
Aurignacien	**39257**	**35754**	40293	328450
Début Aurignacien	38975	37761	39701	37266
Fin Châtelperronien	41608	40155	41836	38527
Châtelperronien	**44546**	**40091**	44899	38496
Début Châtelperronien	44352	43469	44785	42938
Fin Levallois	44375	42360	45072	41722
Levallois (couche 5b)	46306	42588	46875	41676
Début Levallois	46115	45255	46839	44792
Fin Levallois	47302	45613	48829	45157
Levallois (couche 5a)	48706	45601	50584	45085
Début Levallois	48786	46264	50573	45601
Fin Levallois	50551	47219	52920	46340
Levallois (couche 4)	**54851**	**47221**	57663	46264
Début Levallois	55397	50591	57895	48625
Fin Mixte	69745	61591	74720	58058
Mixte (couche 2)	**78080**	**61287**	84636	58004
Début Mixte	79038	68511	85097	63911

La Folie

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	61536	54026	68054	47621
Levallois	**61538**	**54026**	68159	47682
Début Levallois	61536	54026	68054	47621

La Quina

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	46784	43981	48472	43009
Discoïde	**49652**	**43952**	51456	43009
Début Discoïde	49912	46635	51504	45166
Fin Levallois	56154	46539	59266	32841
Levallois	**59059**	**46581**	62133	32681
Début Levallois	57984	51328	61025	46493
Fin Quina	60790	54735	63763	51016
Quina	**71332**	**53305**	84427	49279
Début Quina	711159	61696	81887	59203

La Quina aval

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Châtelperronien	42795	41432	43554	40149
Châtelperronien	**44300**	**41314**	46173	39724
Début Châtelperronien	44176	42475	45832	41630

Le Moustier

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	44490	42766	45256	41839
Discoïde (couche H)	**54172**	**42325**	57121	41440
Début Discoïde	54448	50264	57282	48737
Fin Levallois	56241	51113	60239	49493
Levallois (couche G1)	**56240**	**51111**	60256	49501
Début Levallois	56241	51113	60239	49493
Fin Levallois	58095	51905	63301	50014

Levallois (couche G2)	**58085**	**51894**	63329	50031
Début Levallois	58095	51905	63301	50014
Fin Levallois	66146	53826	88918	51065
Levallois (couche G4)	**65844**	**53524**	88916	51051
Début Levallois	66146	53826	88918	51065

Fonseigner

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	52710	39347	59438	25602
Levallois	**69562**	**38737**	76949	26985
Début Levallois	68144	54362	75956	50175

Les Forêts

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	76346	55911	76767	21366
Discoïde	**76950**	**56182**	76950	21434
Début Discoïde	76950	71773	76950	59482

Pech de l’Azé I

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	41547	33577	42667	26084
Discoïde (couche 7)	42713	33757	43812	25814
Début Discoïde	42726	37935	43275	32593
Fin Discoïde	43267	39710	43447	34530
Discoïde (couche 6)	**51878**	**38991**	53163	34350
Début Discoïde	51063	44570	53034	42079
Fin Discoïde	53754	47910	56610	44874
Discoïde (couche 5)	**56190**	**47572**	60106	44295
Début Discoïde	56209	50243	60254	47499

Pech de l’Azé IV

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	46364	45346	47227	44785

Discoïde (couche 3b)	**55714**	**45090**	58821	44567
Début Discoïde	56478	51814	58984	50104
Fin Quina	59723	54865	62483	52881
Quina (couche 4a)	**59717**	**54859**	62499	52893
Début Quina	59723	54865	62483	52881
Fin Levallois	63551	58200	66105	55570
Levallois (couche 4b)	63491	58097	66096	55558
Début Levallois	63551	58200	66105	55570

Roc de Marsal

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Quina	42309	33580	46070	22638
Quina (couche 2)	46708	33613	50212	22363
Début Quina	45963	38782	48905	34441
Fin Quina	48425	42265	51297	38777
Quina (couche 4)	**53103**	**42203**	56234	38666
Début Quina	52967	47054	56088	44325
Fin Levallois	54926	48946	58033	46192
Levallois (couche 5)	**54928**	**48947**	58228	46386
Début Levallois	54926	48946	58033	46192
Fin Levallois	57530	50599	61430	48006
Levallois (couche 6)	**62069**	**50726**	66407	48006
Début Levallois	62181	54325	66377	52235

Arcy-sur-Cure

Bien que la zone d'étude de ce travail se focalise sur le sud de la France, un travail sur le site d'Arcy-sur-Cure a été fait en complément. Ce site est important dans la compréhension des changements biologiques et culturels des Néandertaliens et des premiers HAM en Europe occidentale. De nombreux débats s'articulent autour de sa chronologie et en particulier les âges utilisés dans la construction des modèles chronologiques (*p. e.* Higham *et al.*, 2014 ; Discamps *et al.*, 2015 ; Welker *et al.*, 2016 ; Discamps *et al.*, 2019 ; Higham & Heep, 2019). Dans le cadre de ce travail, deux modèles chronologiques ont été faits, basés des travaux de Welker *et al.*, 2016. Le premier modèle inclu seulement les âges (Hublin *et al*., 2012) d'échantillons témoins de modifications anthropiques, qui correspond au modèle n°2 de Welker *et al.*, 2016. Le second est le modèle n°3, qui exclut les âges de zones considérées comme remaniées (selon Discamps *et al.*, 2015). La grotte du Renne présente des niveaux Proto-Aurignaciens, Châtelperroniens, et Discoïde (Roca *et al.*, 2017).

Modèle 1 de Welker *et al.*, 2016, basé sur les âges de Hublin *et al.*, 2012, en ne sélectionnant que les âges porteurs de marques anthropiques. Dans ce modèle, un âge est inclus pour dater le Proto-Aurignacien, deux pour le Châtelperronien, cinq pour la transition correspond aux niveaux X-IX et trois pour le niveau Discoïde.

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Proto-Aurignacien	39552	37943	40539	36672
Proto-Aurignacien (couche VII)	**39551**	**37941**	40556	36682
Début Proto-Aurignacien	39552	37943	40539	36672
Fin Châtelperronien	41797	40964	42079	40124
Châtelperronien (couche VIII)	**42161**	**40997**	42380	40171
Début Châtelperronien	42119	41515	42317	41127
Fin Transition	42354	41893	42486	41516
Transition (couches X-IX)	43110	41803	43554	41418
Début Transition	43044	42494	43479	42327
Fin Discoïde	44306	43157	44921	42766
Discoïde (couche XI)	**46073**	**43003**	48389	42592
Début Discoïde	46205	444512	48458	43802

Modèle 2 cité dans Welcker *et al.*, 2016, basé sur le modèle de Discamps *et al.*, 2015 : Dans ce second modèle, cinq âges ont été inclus dans la phase Proto-Aurignacienne et dans la phase Châtelperronienne, dix-neuf dans celle de la « transition » et deux pour le Discoïde.

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Proto-Aurignacien	34674	34095	35355	33496
Proto-Aurignacien (couche VII)	**40161**	**34130**	40624	33609
Début Proto-Aurignacien	40212	39515	40566	38988
Fin Châtelperronien	40759	40056	41039	39669
Châtelperronien (couche VIII)	**41652**	**40112**	41850	39702
Début Châtelperronien	41620	41185	41832	40954
Fin Transition	41738	41327	41925	41121
Transition (couches X-IX)	44538	41283	45093	41056
Début Transition	44593	43882	45118	43557
Fin Discoïde	45269	44164	46337	43782
Discoïde (couche XI)	**46945**	**44040**	49505	43631
Début Discoïde	47145	44933	49550	44202

Pays basque français

Isturitz

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	39595	37570	40133	33689
Aurignacien ancien	**41057**	**37627**	41524	33763
Début Aurignacien ancien	40821	40085	41178	39697
Fin PA/EA	41153	40407	41467	39977
PA/EA	41971	40425	42276	40002
Début PA/EA	41949	41339	42257	41010
Fin Proto-Aurignacien	42114	41529	42435	41216
Proto-Aurignacien	43490	41341	44966	41114
Début Proto-Aurignacien	43494	42214	44925	41977

Gatzarria

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	39353	37166	40321	34270
Aurignacien ancien	40138	37195	41187	34189
Début Aurignacien ancien	39980	38349	40821	37302
Fin Proto-Aurignacien	40810	38925	41948	38071
Proto-Aurignacien	**42211**	38905	45034	37512
Début Proto-Aurignacien	42232	40441	45034	39155

Pays basque espagnol et Cantabrie

Labeko-Koba

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	38439	36460	39332	33782
Aurignacien ancien	40698	36733	41212	34004
Début Aurignacien ancien	40545	39709	40917	39258

Fin Proto-Aurignacien	40914	40134	41242	39693
Proto-Aurignacien	41443	40171	41717	39706
Début Proto-Aurignacien	41436	40799	41724	40423
Fin Châtelperronien	42268	41716	42557	41416
Châtelperronien	43049	41626	43884	41291
Début Châtelperronien	43082	42259	43905	41935

Covalejos

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	39834	37564	40717	34748
Aurignacien ancien	40493	37667	41356	34791
Début Aurignacien ancien	40388	39011	41050	37890
Fin Proto-Aurignacien	40923	39666	41778	38946
Proto-Aurignacien	41863	39511	44595	38503
Début Proto-Aurignacien	41910	40092	44617	39241

Morín

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	37031	35058	38785	33435
Aurignacien ancien	37004	35092	38831	33532
Début Aurignacien ancien	37031	35058	38785	33435
Fin Proto-Aurignacien	42267	40540	43419	39022
Proto-Aurignacien	42240	40550	43357	38999
Début Proto-Aurignacien	42267	40540	43419	39022

El Cuco

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95%	
Fin Proto-Aurignacien	41133	39007	42608	36924
Proto-Aurignacien	41108	39067	42670	37064
Début Proto-Aurignacien	41133	39007	42608	36924

Sud-Est de la France

Les Canalettes

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	69588	50770	74430	25128
Levallois	76949	52752	76949	25613
Début Levallois	76949	70753	76949	63344

Trou de la Mère Clochette

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Proto-Aurignacien	39482	37689	40915	36645
Proto-Aurignacien	41180	37866	42250	35945
Début Proto-Aurignacien	41070	40146	42015	39352

Ioton

Phases	Intervalle de crédibilité (an))			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	52687	43099	59313	33895
Discoïde	52692	43103	59983	34408
Début Discoïde	52687	43099	59313	33895

Esquicho-Grapaou

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	34632	33687	35611	32784
Aurignacien ancien	**34631**	**33685**	35612	32783
Début Aurignacien ancien	34632	33687	35611	32784
Fin Proto-Aurignacien	41212	39560	41811	38045
Proto-Aurignacien	**42015**	**39468**	43127	37949
Début Proto-Aurignacien	41922	40613	42628	39750

La Crouzade

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	36192	34986	36816	34117
Aurignacien	**36945**	**34989**	37764	33975
Début Aurignacien	36832	36020	37481	35515
Fin Levallois	40392	37101	41964	36317
Levallois	**42388**	**37510**	43216	36317
Début Levallois	42504	39787	43380	37966
Fin Mixte	43554	41967	44658	40958
Mixte (L + D)	**47706**	**41712**	41286	40589
Début Mixte	47897	44772	50929	43283

Mandrin

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Proto-Aurignacien	36127	34591	37125	31778
Proto-Aurignacien	**42515**	**34606**	43633	32106
Début Proto-Aurignacien	42626	40832	43175	39609
Fin Discoïde	52362	48685	43798	40694
Discoïde	**52056**	**41322**	54290	40271
Début Discoïde	43078	41623	54490	47321
Fin TCL mixte	54396	50373	55304	48297
TCL mixte (L + D)	**54380**	**50357**	55290	40271
Début TCL mixte	54396	50373	55304	48297
Fin Levallois	56586	52391	59170	50785
Levallois	**56594**	**52396**	59171	50785
Début Levallois	56586	52391	59170	50785
Fin Quina	62149	56792	65059	54701
Quina	**69188**	**56592**	73483	54473
Début Quina	69468	62124	73454	59171
Fin Levallois	76887	69069	80125	64783
Levallois	**76891**	**69071**	80127	64783
Début Levallois	76887	69069	80125	64783

Saint-Marcel

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	42381	41457	42872	39455
Discoïde	**46008**	**40983**	50445	38548
Début Discoïde	45480	42176	48789	41782

Régismont-le-Haut

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	32682	30175	33423	26852
Aurignacien	**38640**	**29967**	41474	25267
Début Aurignacien	38032	36581	39789	36012

Jiboui

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	52583	43200	57372	34248
Levallois	**61297**	**42506**	72723	32759
Début Levallois	61079	50744	69752	45486

Ramandils

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Mixte	80445	64600	88630	50154
Mixte (Levallois. + D)	**103313**	**64112**	114050	48427
Début Mixte	102852	87189	111217	80406

Abri des Pêcheurs

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	32076	29152	33883	26436
Aurignacien	**35049**	**28962**	39817	26255
Début Aurignacien	34719	31297	37921	29830

La Baume Moula-Guercy

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	72966	69418	74673	66441
Discoïde	**79243**	**68270**	86156	65105
Début Discoïde	79383	72228	85544	69601

Verpillière I

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Levallois	52305	46296	55802	42818
Levallois	**52290**	**46280**	55792	42794
Début Levallois	52305	46296	55802	42818

Nord-Est de la péninsule Ibérique

Teixoneres

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	42001	41396	42557	40813
Discoïde	**51039**	**41145**	54844	40100
Début Discoïde	51727	48174	54893	45618

L'Arbreda

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	36511	35114	36830	33682
Aurignacien	**37328**	**35079**	37726	33517
Début Aurignacien	37124	36185	37587	35621
Fin Proto-Aurignacien	37519	36474	38197	36024
Proto-Aurignacien	**41599**	**36567**	42099	36091
Début Proto-Aurignacien	41650	40663	42159	40233
Fin Discoïde	42277	41209	42542	40561
Discoïde	**49111**	**40607**	54731	39896
Début Discoïde	49710	44208	54709	42480

Fuentes de San Cristóbal

Phases/TCL	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	41698	40786	42293	40022
Discoïde (couches G-E)	**43064**	**40781**	44166	39738
Début Discoïde	42952	42346	43744	42103
Fin Discoïde	41705	40791	42293	40022
Discoïde (couche E)	41705	40792	42304	40024
Début Discoïde	41705	40791	42293	40022
Fin Discoïde	42627	42091	42896	41621
Discoïde (couche G)	43021	42022	43821	41438
Début Discoïde	42941	42335	43744	42103

Foradada

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	35295	34716	35686	34303
Aurignacien ancien	**37118**	**34628**	38121	34151
Début Aurignacien ancien	37109	35929	37985	35553

Estret de Tragó

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Discoïde	45307	33189	50154	22469
Discoïde	**45295**	**33176**	50154	22455
Début Discoïde	45307	33189	50154	22469

Abric Romani

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	41454	40199	41548	39024
Aurignacien ancien	**42170**	**40259**	42484	39023
Début Aurignacien ancien	42050	41156	42361	40743
Fin Discoïde	53186	50432	55076	49444
Discoïde	**53187**	**50433**	55087	49451
Début Discoïde	53186	50432	55076	49444

Cova de Mollet

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	À
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien	40100	37090	42886	34586
Aurignacien	**40098**	**37088**	42880	34577
Début Aurignacien	40100	37090	42886	34586

Reclau Viver

Phases	Intervalle de crédibilité (an)			
	de	à	de	à
	68.2%		95.5%	
Fin Aurignacien ancien	35467	33914	36810	32537
Aurignacien ancien	**35472**	**33918**	36815	32539
Début Aurignacien ancien	35467	33914	36810	32537

Annexe 7 : Articles

THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA®

Muted cooling and drying of NW Mediterranean in response to the strongest last glacial North American ice surges

María Fernanda Sánchez Goñi[1,2,†], Tiffanie Fourcade[1,2,3], Sakari Salonen[2,4], Jonathan Lesven[1,2], Jaime Frigola[5], Didier Swingedouw[2,6], and Francisco Javier Sierro[7]

[1]*Ecole Pratique des Hautes Etudes (EPHE, PSL University), F-33615 Pessac, France*
[2]*University of Bordeaux, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, UMR 5805, F-33615 Pessac, France*
[3]*IRAMAT-CRP2A, UMR 5060, Université Bordeaux Montaigne, Centre National de la Recherche Scientifique, Maison de l'Archéologie, Pessac*
[4]*University of Helsinki, Department of Geosciences and Geography, Helsinki, Finland*
[5]*Grup de Recerca Consolidat en Geosciéncies Marines, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain*
[6]*Centre National de la Recherche Scientifique, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, UMR 5805, F-33615 Pessac, France*
[7]*Research Group of Oceanic Geosciences, Department of Geology, University of Salamanca, Salamanca, Spain*

ABSTRACT

The massive North Atlantic iceberg discharges of the last glacial period, the so-called Heinrich events (HE), resulted in atmospheric and oceanic responses of the Mediterranean region that remain poorly documented and understood. This paper focuses on the climatic phases termed Heinrich stadials (HS) 4 and 5 generated by the HE 4 and 5 that occurred during a period of similar intermediate global ice volume and greenhouse gas concentrations but with different iceberg discharges and orbital boundary conditions. Our comparison of sea surface temperature and salinity changes with deep water conditions in the Gulf of Lions (planktonic and benthic foraminifera $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ records) and regional pollen-based temperature and precipitation reconstructions in NW Mediterranean for these Heinrich stadials reveal a paradoxical situation. A lower North American iceberg discharge during HS 5 compared to HS 4 is associated with colder and drier conditions in the NW Mediterranean borderlands. During the moderate iceberg discharge of HS 5 a relatively high salinity in the Gulf of Lions lead to stronger Western Mediterranean Deep Water formation and mixing of the surface with the deeper layers. By contrast during HS 4, we suggest that the massive North Atlantic iceberg break-up decreased the salinity of the Gulf of Lions and reduced the wind stress in the Mediterranean, leading to the stratification of the Mediterranean water column and inducing limited upward mixing of cold water, resulting in regional atmospheric warming and wetting compared to HS 5. This work highlights the potential crucial role of local processes in modulating the regional response to a global climate change related with ice-sheet instabilities.

INTRODUCTION

Six periods of massive North American iceberg discharges punctuated the last ice age, between 72.3 and 14.6 ka (thousand yr B.P.), the so-called Heinrich events (HE) (Bond and Lotti, 1995; Heinrich, 1988). They occurred under variable boundary conditions, throughout marine isotopic stage (MIS) 4, 3 and 2, at intervals of ~7000–10,000 years. Data and model simulations for the HE suggest a decrease of the North Atlantic Deep Water (NADW) formation (Henry et al., 2016; Keigwin et al., 1994) due to high freshwater inputs into the North Atlantic, and consequently a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) and in the associated northward heat transport (Swingedouw et al., 2009).

The climatic and ecological responses to these HE was worldwide (Harrison and Sanchez Goñi, 2010; Hemming, 2004) and generated a succession of six climatic phases, Heinrich stadials (HS), each lasting between ca. 1500 and 3000 years (Sanchez Goñi and Harrison, 2010). In the western Mediterranean $\delta^{13}C$ data show enhanced Western Mediterranean Deep Water (WMDW) ventilation contemporaneous with the reduced NADW formation during HS in response to a cold and dry climate (Sierro et al., 2005; Voelker et al., 2006). However, this antiphase was interrupted in the middle of HS by a short-lived event, less than 1000 years, when the large injection of fresh water from melting icebergs reached the entrance to the Mediterranean causing a slowdown of WMDW convection in the Gulf of Lions (Sierro et al., 2005). It has been postulated (Sierro et al., 2005) that the impact of meltwater was sufficient to counterbalance the otherwise high surface water densities from cold sea surface temperatures (SSTs) (Cacho et al., 1999) and low regional rainfall during the HS (Sánchez Goñi et al., 2002). However, little attention has been paid to identify the atmospheric variations associated with the individual HS in the Mediterranean, and particularly in the Gulf of Lions. The present climate of this region is characterized at present by cold and dry northern and westerly winds that control the WMDW formation in winter and the upwelling of cold waters in summer (Millot, 1979, 1999; Millot and Wald, 1980).

Here we focus on HS 4 and HS 5, both punctuating MIS 3 and marked by similar greenhouse gas concentrations (Ahn and Brook, 2014) and an intermediate global ice volume (Grant et al., 2012). In contrast, cooling of the North Atlantic SSTs, iceberg discharges and the associated amount of ice-rafted debris deposition at the western European margin, (e.g., Lebreiro et al., 1996; Sanchez Goñi et al., 2008; Voelker et al., 2006), were larger during HS 4 than HS 5 (Elliot et al., 1998, 2002; Hemming, 2004), while North Atlantic Ocean circulation was accordingly

Maria Fernanda Sanchez Goñi http://orcid.org/0000-0001-8238-7488

[†]maria.sanchez-goni@u-bordeaux.fr.

 https://doi.org/10.1130/B35736.1; 6 figures; 1 table; 1 supplemental file.

For permission to copy, contact editing@geosociety.org
© 2020 Geological Society of America

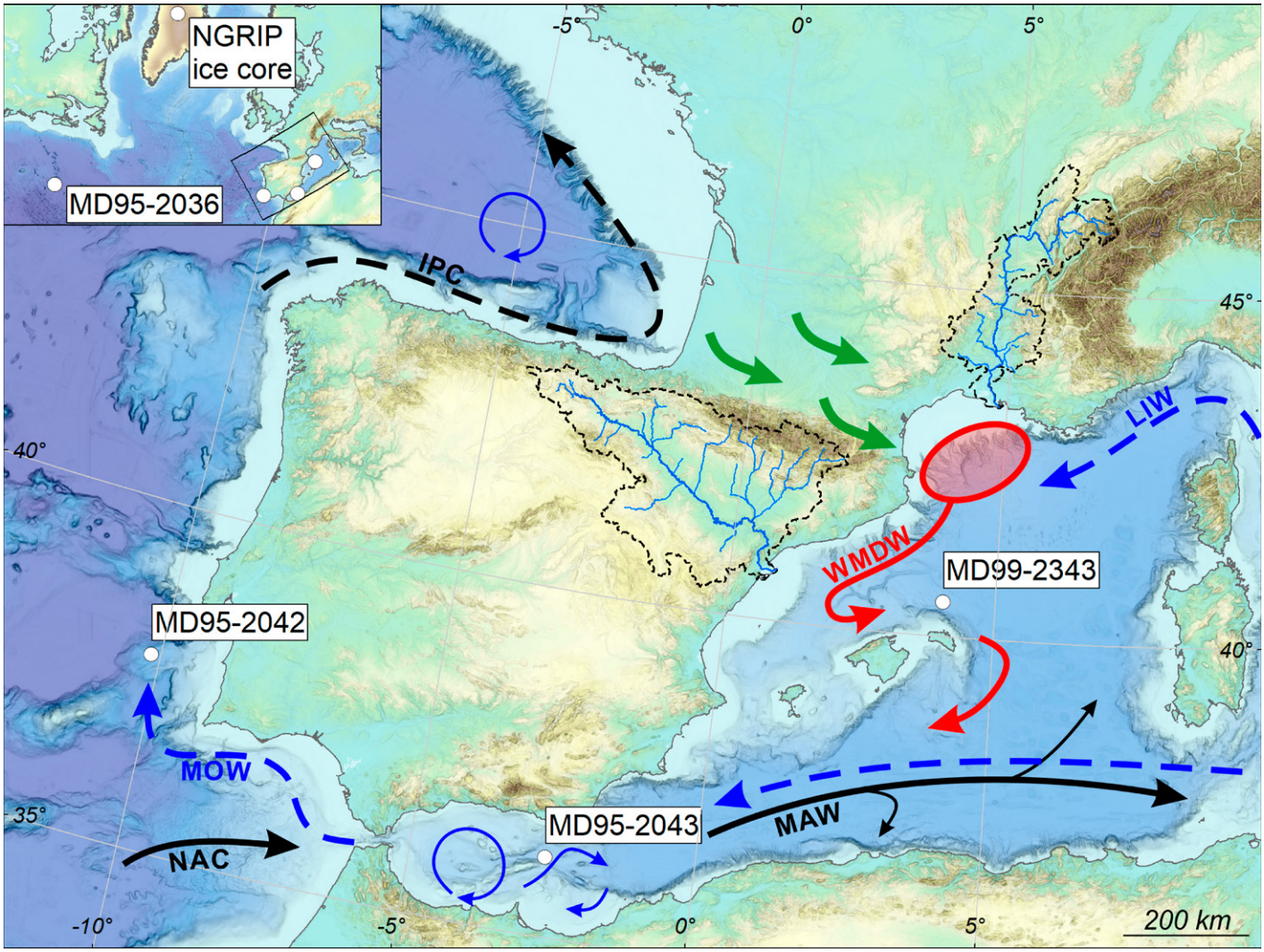


Figure 1. Present-day oceanographic currents with the location of the sites discussed in the text: WMDW—Western Mediterranean Deep Water; LIW—Levantine Intermediate Water; MAW—Modified Atlantic Waters; MOW—Mediterranean Outflow Water; NAC—North Atlantic Current; IPC—Iberian Poleward Current. Green arrows—westerlies. NGRIP—North Greenland Ice Core Project. The Ebro (northeastern Iberia) and Rhône (southeastern France) hydrographic basins are also indicated.

weaker during HS 4 compared to HS 5 (Henry et al., 2016). Also, the orbital configuration was different, with HS 5 occurring during a minimum in insolation while HS 4 developed under intermediate insolation values.

A new pollen record from the IMAGES (International Marine Past Global Changes Study) 32.44-m-long core MD99-2343 collected off northern Minorca (NW Mediterranean, 40°29.84′N, 04°01.69′E, 2391 m water depth) (Fig. 1), provides inferences on regional climate (annual and seasonal temperature and precipitation) for these contrasting HS. The pollen-based climatic record is linked with paleoceanographic data from the same core, revealing a substantial increase in percentages of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*(s) between 39.9 ka and 38.5 ka, and in the calcareous nannoplankton *Emiliana huxleyi* between 49 ka and 47 ka, both developing in cold waters and corresponding to HS 5 and HS 4, respectively (Sierro et al., 2005). To evaluate the specificity of the NW Mediterranean response to HE, our results are compared with new pollen-based quantitative climate reconstructions from two sites, one located in the SW Mediterranean (Alboran Sea) and the other in the SW Iberian margin (Sánchez Goñi et al., 2002).

PRESENT-DAY ENVIRONMENTAL CONTEXT

Oceanographic Conditions

The core site is located on a sediment drift, which was formed along the deep northeastern margin of Menorca because of the Mediterranean deep water mass originating in the Gulf of Lions (Sierro et al., 2005). This core was taken in a suitable position for monitoring past regional changes in both marine, particularly the Western Mediterranean Deep Water (WMDW), and atmospheric dynamics (Fig. 1).

The WMDW is the result of the cold northwest winds (mistral and tramontane) that impact the surface waters of the Gulf of Lions, north of the Balearic Islands (Sierro et al., 2005). This effect, which occurs mainly during cold and windy winters, cools surface waters and increases their density, allowing them to dive to depths of over 2000 m (Millot, 1999). However, the high density required for this to occur can only be achieved when the surface water is sufficiently salty, and therefore relatively dense. In

summer, upwelling occurs in the Gulf of Lions as these winds push the warm surface waters offshore and deep cold waters cool the surface (Millot, 1979).

Most of the sediment inputs in the region where core MD99-2343 was collected come from river discharges from the Ebro (Spain) and Rhône (France) rivers (Fig. 1). The Rhône is an important river of more than 800 km in length and drains a large part of eastern France (notably the Alps) and southern France (western part of the Massif Central). The Ebro is the most important Spanish river, draining almost all of northern Spain and the Spanish Pyrenees for more than 900 km. It has been estimated that less than 10% of the sedimentary discharges from these rivers are found in the deep basin (Frígola et al., 2007). However, the hemipelagic sedimentation from the Rhône and the Ebro represents the majority of deep sedimentation north of Menorca. Some gravity flows also come from the eastern Iberian margin (Frígola et al., 2007). Pollen grains preserved in these deep sediments come from the vegetation occupying both river basins and, therefore, a mixture of Atlantic and Mediterranean vegetation should be recorded by the MD99-2343 sedimentary sequence.

Atmospheric Conditions, Climate and Vegetation

The climate in the southernmost part of both basins is characterized by mild and humid winters with average temperatures of 6 °C, and hot and dry summers with average temperatures of 21 °C. The northernmost part of these basins includes the eastern Pyrenees, the westernmost part of the Alps and the southern part of the Massif Central and is marked by colder and wetter climate following the altitudinal gradient. The regional climate is controlled mainly by the interannual winter variability mode, which defines the North Atlantic Oscillation via the pressure difference between the Azores high and the Icelandic low. Depending on its configuration in positive or negative mode, through the position and intensity of the westerly winds, the North Atlantic Oscillation brings more or less precipitation to the Mediterranean region (Hurrell, 1995). If the index is positive, the increase in the pressure gradient in the North Atlantic region leads to warm, humid winters in northern Europe. On the contrary, during a negative configuration, the reduction in the pressure gradient leads to an intensification of precipitation in the Mediterranean region. In summer, drought in this region is produced by the development of large anticyclonic cells in the North Atlantic produced by the southward migration of Hadley's cell, and with a possible link to the Asian monsoon (Alpert et al., 2006). As a result, the vegetation of the southernmost part of this region, the lowlands, is largely dominated by evergreen trees (mainly *Quercus* evergreen type and pines) and shrubs (*Juniperus, Cistus*, olive trees [*Olea*]), which can survive long periods without water, with many herbaceous plant species developing annually. Unlike other parts of Europe, plant growth therefore occurs mainly in autumn and spring, at the beginning and end of the rainy season (Polunin and Walters, 1985). The middle elevations of the mountainous regions are occupied by temperate deciduous broadleaved trees (deciduous *Quercus, Corylus*…). Beech (*Fagus sylvatica*) and conifer (such as different species of *Pinus*, *Abies alba*, and *Picea abies*) forests dominate at higher altitudes (Ozenda, 1982; Polunin and Walters, 1985).

METHODS

Age Model

The chronology of the studied interval in core MD99-2343 is an improved version of that published by Frígola et al. (2008) and Sierro et al. (2005) using the GISP2 (Greenland Ice Sheet Project Two) chronology. It is based on seven ^{14}C ages and the identification of nine lightening events in the planktonic foraminifera $\delta^{18}O$ isotope record that correlate well with the dated abrupt warming events in Greenland (Sierro et al., 2005). Eight points correspond to Dansgaard-Oeschger (D-O) events 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, and 13 identified by Sierro et al. (2005), and the additional control point, D-O 18, has been identified by Torner et al. (2019) (Table 1). For consistency with the age models developed for last glacial pollen records under the ACER (Abrupt Climate Changes and Environmental Responses) initiative (Sanchez Goñi et al., 2017), the ages of the nine control points follow the GICC05modelext chronology (Rasmussen et al., 2014).

We use CLAM software (Blaauw, 2010) and chose the smooth spline solution (default smoothing 0.6) as the best age model for the interval encompassing HS 5 and HS 4 of core MD99-2343 (Fig. 2). The average sedimentation rate is high, 32 cm/k.y. The same age model was applied to cores MD95-2043 (southwestern Mediterranean Sea) and MD95-2042 (southwestern Iberian margin) with 0.6 and 0.3 of smoothing, respectively, and based on combined radiocarbon ages and isotopic events. The chronologies of these two cores only slightly differ from those included in the ACER pollen database (Sanchez Goñi et al., 2017).

Pollen Analysis

Seventy-two samples were analyzed for pollen grains and spores from the interval encompassing HS 5 and HS 4 in core MD99-2343, between 1122 and 1656 cm. The resolution of the analysis mostly varies between 2 cm and 10 cm, with an average temporal resolution of 264 years and up to 69 years between samples. The preparation technique follows the protocol established at the UMR EPOC (Oceanic and Continental Environments and Paleoenvironments), University of Bordeaux (http://www.epoc.u-bordeaux.fr/). The final residue for pollen and spores analysis was mounted unstained in bidistilled glycerine, a mobile mounting medium that permits the rotation of the grains. Pollen and spores were identified using a Zeiss Axio Imager A10 light microscope at 400× and 1000× magnifications. In most of the samples, a minimum of 100 pollen grains, excluding *Pinus*, and 20 pollen morphotypes were counted. Pollen sums excluding *Pinus* range between 65 and 209 (including *Pinus*, the pollen sum ranges between 218 and 1,437) with 9 samples reaching only between 65 and 100 pollen grains and 6 samples between 55 and 29 pollen grains. These last samples are located outside the HS 5 and HS 4. Rull (1987) indicated that a pollen sum of 200 grains is statistically sufficient to produce reliable estimates. After this value there are not significant variations in the widths of confidence intervals for percentage, while for pollen counts of 100 grains the variation is of ~1%. Maher (1981) showed how pollen percentages stabilize as the pollen sum increases, using the confidence intervals of the multinomial distribution. As in other pollen records from the Mediterranean Sea, changes in pollen percentages stronger than 8% are significant, even considering the 0.95 confidence limits (Fletcher and

TABLE 1. CONTROL POINTS USED TO CONSTRUCT THE AGE MODEL OF CORE MD99-2343

Isotopic event	Depth (cm) in MD99-2334	Age (ka b2k)	Uncertainties	References
D-O 5	1110	32.5	0.566	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 6	1144	33.74	0.606	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 7	1190	35.48	0.661	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 8	1260	38.22	0.725	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 10	1360	41.46	0.817	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 11	1410	43.34	0.868	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 12	1520	46.86	0.956	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 13	1584	49.28	1.015	Wolff et al. (2010); Rasmussen et al. (2014)
D-O 18	2020	64.095	1.518	Rasmussen et al. (2014); Bazin et al. (2013)

Note: D-O—Dansgaard-Oeschger; b2k—years before A.D. 2000.

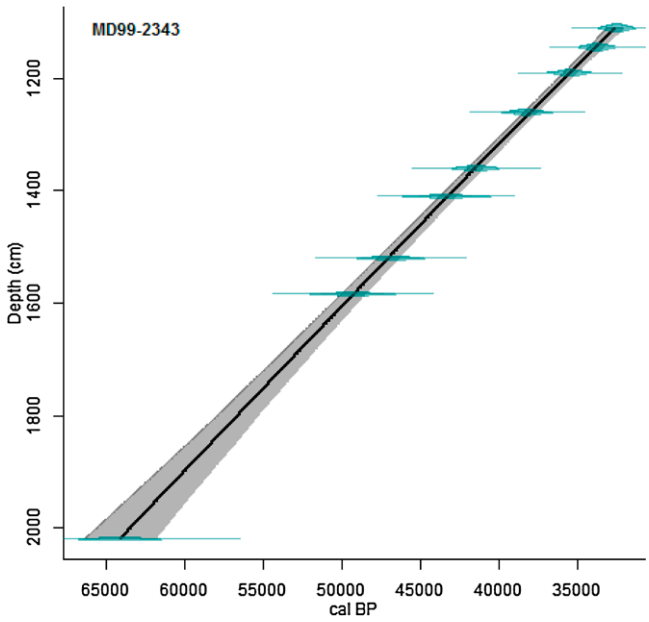


Figure 2. Smooth-spline age model (default smoothing 0.6) applied to core MD99-2343.

Sánchez Goñi, 2008; Valsecchi et al., 2012). The interpretation of the pollen diagram was assisted by a constrained hierarchical clustering analysis (CONISS) based on Euclidean distance between samples and applied to the total pollen counting. Analysis was performed in the R environment v. 2.13.2 (R Development Core, 2011) using the chclust function from package Rioja (Juggins, 2009).

Climatic Reconstructions

Quantitative climate reconstructions were prepared from the fossil pollen data using pollen–climate calibration models fitted to the European Modern Pollen Database (Davis et al., 2013). We used two-component weighted averaging–partial least squares (WA-PLS; ter Braak and Juggins, 1993) calibration models, prepared using the R library Rioja (Juggins, 2019). Two climate variables were reconstructed—mean winter (encompassing December, January, February) temperature and total winter precipitation (Tdjf and Pdjf, respectively), chosen as two principal climatic controls on vegetation in the Mediterranean region (Harrison and Sánchez Goñi, 2010; Oliveira et al., 2018). Furthermore, Tdjf and Pdjf have only a low correlation (r = 0.27) in the calibration data, allowing the ecological signals of two climate variables to be independently modeled. For the Pdjf model, we removed calibration sites with modern Pdjf above 100 mm (772 sites out of 3813), due to large cross-validated errors at the wet end of the calibration data set, while the cross-validation performance was considerably better for the remaining majority of the data set, characterized by low-to-moderate precipitation and variable degrees of drought stress. The performance of the calibration models was assessed using 10-fold cross-validation with the modern calibration data, indicating coefficients of determination (R^2) of 0.72 and 0.41 and prediction errors (root-mean-square error of prediction) of 3.89 °C and 16.3 mm for Tdjf and Pdjf, respectively. Sample-specific standard errors for the reconstructed paleoclimate values were estimated using bootstrapping (1000 iterations) (Birks et al., 1990) (Tables DR1 and DR2[1]).

RESULTS

Evolution of the Vegetation in NW Mediterranean during the Interval 52–32 ka

The application of the clustering analysis to the pollen data reveals sixteen pollen zones (MD43M-1-16) with zones MD43M-1, 3, 5, 6, 8, 10, 12, 14, and 16 marked by the increase of temperate forest percentages, mainly deciduous *Quercus*, Cupressaceae, and *Hippophäe* along with *Corylus*, *Carpinus*, *Betula*, and *Alnus*, and zones MD43M-2, 4, 7, 9, 11, 13, and 15 marked by the increase of steppic plant percentages, mainly represented by *Artemisia*, Chenopodiaceae, and *Ephedra distachya* type (semi-desert plants) (Fig. 3). The forested zones MD43M-1 (~1630 cm), 3 (~1580 cm), 6 (~1480 cm), 8 (~1410 cm), 10 (~1350 cm), 12 (~1250 cm), 14 (~1190 cm), and 16 (~1140 cm) are the regional vegetation response to the Dansgaard-Oeschger (D-O) warming events 14 (ca. 53 ka), 13 (ca. 51 ka), 12 (ca. 46 ka), 11 (ca. 43.5 ka), 10 (ca. 41.5 ka), 9 (ca. 40.5 ka), 8 (ca. 38 ka), 7 (ca. 36 ka), and 6 (ca. 34 ka), respectively (Rasmussen et al., 2014), while the intervening steppic zones correspond to the D-O cooling events including HS 5 (zones MD43M-4 and 5) and HS 4 (MD43M-11) (Figs. 3 and 4).

The two major forest developments recorded in zones MD43M-6 and 12 are related to D-O 12 and 8 respectively. D-O 8 is also marked by the maximum increase in *Alnus* and *Corylus* pollen percentages (Fig. 3). Boreal forest is well represented in zones MD43M-6 and 8 and corresponds to D-O 12 and 11. Sclerophyllous trees and shrubs (mainly *Olea*, *Pistacia*, and evergreen *Quercus*) that dominate at present the low-altitude Thermo-Mediterranean vegetation are weakly represented over the studied period. Two maxima in *Pinus* pollen percentages are observed in zones MD43M-5, just after the maximum in semi-desert plants, and in zone MD43M-11 concomitant with the maximum in semi-desert plants, at the end of HS 5 (ca. 47.5 ka) and in the middle of HS 4 (ca. 39 ka), respectively.

Climate Evolution of HS 5 and HS 4 in NW Mediterranean

Pollen and marine climatic data identify all the D-O cycles punctuating the studied period (52 ka–32 ka) (Fig. 4). D-O 14 to D-O 6 warming events are related to the expansion of temperate (mainly deciduous *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Betula*, and *Alnus*) and boreal (*Picea* and *Abies*) forests while the D-O cooling events, including HS 5 and HS 4, are marked by the semi-desert expansion (*Artemisia*, Chenopodiaceae, and *Ephedra*). During HS 5, the winter and summer (not shown) atmospheric temperatures and rainfall were low, reaching −8 ± 3.9 °C and 20 ± 16.3 mm, respectively (Fig. 5). In addition, we identified two main cold phases during this stadial interrupted by a strong 200 year short-lived warming event, by ~4 °C, and a stagnation of the drying trend. While the uncertainties of the climatic reconstructions are large, they consistently follow the qualitative climatic inferences derived from the relevant pollen sums. The coldest and driest interval in the record related to HS 5 is identified as the lowest temperate forest pollen percentages (~5%) and the highest pollen percentages of the semi-desert plants (almost 60%) that correspond with the lowest

[1]Supplemental Material. Tables DR1 and DR2: Estimated errors (SPE) associated with the climatic reconstructions from core MD95-2042 and MD95-2043, respectively. Please visit https://doi.org/10.1130/GSAB.S.12355031 to access the supplemental material, and contact editing@geosociety.org with any questions.

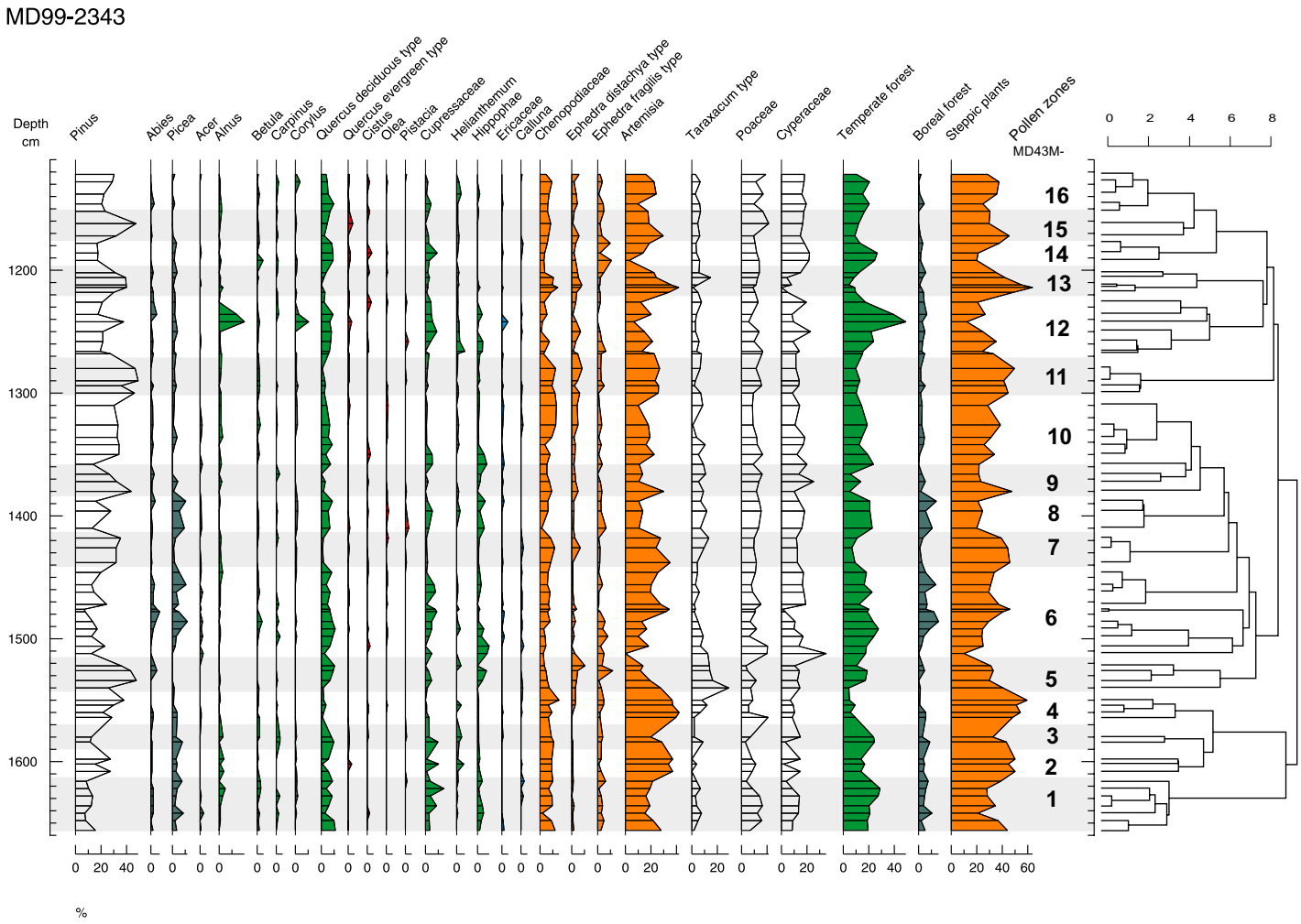


Figure 3. Detailed pollen diagram with selected taxa only from core MD99-2343. Boreal forest plants (dark green curves); temperate forest plants (green curves); sclerophyllous trees and shrubs (red curves); steppic plants (orange curves).

estimated winter precipitation and temperature values of 20 mm and −8 °C, respectively. Moreover, concerning the winter precipitation reconstructions we have recently shown (Oliveira et al., 2018), based on a combined model-data approach, that the temperate forest pollen percentage and tree fraction have a strong relationship with winter precipitation. Thus, the first phase of HS 5 is characterized by the strongest cooling in winter and a slight moisture decrease, while the third phase is marked by an even drier climate but weaker cooling, ~2 °C. The end of this HS is marked by an abrupt warming and wetting event. These results reflect major regional atmospheric changes during HS 5. In the Gulf of Lions, the increasing values of $\delta^{18}O$ planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* and $\delta^{13}C$ of benthic foraminifera *Cibicidoides pachydermus* indicate contemporaneous average low SSTs and strong WMDW formation, respectively, during the first cold air phase of HS 5 (Sierro et al., 2005). Although the increase in the $\delta^{18}O$ values can be also interpreted as the result of a salinity increase, new *G. bulloides* Mg/Ca-based SST estimates corroborate a substantial cooling at the onset of HS 5 (Català et al., 2019). Interestingly, the middle of HS 5 is marked by the highest proportion of *E. huxleyi,* low values of $\delta^{18}O$ of sea surface waters, a reduction in the WMDW formation and an increase in air surface temperatures and precipitation. The highest percentages of *E. huxleyi* would indicate the coldest SST in the middle of HS 5 contrasting with the atmospheric warming. However, alkenone-based annual SST estimates in the southern core MD95-2043 (Alboran Sea) also show a warming in the middle of certain HS (Cacho et al., 1999). Thus, the relative increase of *E. huxleyi* could be explained by still cold enough seasonal SST. The potential decrease in the Mediterranean thermohaline circulation has been explained by a larger freshwater inflow in the Gulf of Lions lowering salinity due to the maximum North Atlantic ice-rafted debris in the middle of HS 5 (Sierro et al., 2005). The second air cooling and more important drying event occurred during the increase of both the $\delta^{18}O$ surface water and $\delta^{13}C$ of *C. pachydermus* values, indicating an increase in salinity and WMDW formation. The subsequent increase in air temperature and moisture precedes the sea warming by several centuries.

HS 4 is also marked by the semi-desert expansion revealing cooling and drying conditions. Pollen data suggest a greater decline in the NW Mediterranean temperate forest during HS 5 (20%) than during HS 4 (<10%). In parallel, the proportion of semi-desert plants was greater during HS 5 (up to 58%) compared to HS 4 (maximum 40%), indicating drier conditions during HS 5. In the pollen-derived climate reconstructions, atmospheric temperature and precipitation reductions are also smaller during HS 4, reaching −5 ± 3.89 °C and 30 ± 16.3 mm, than those during HS 5. The largest North

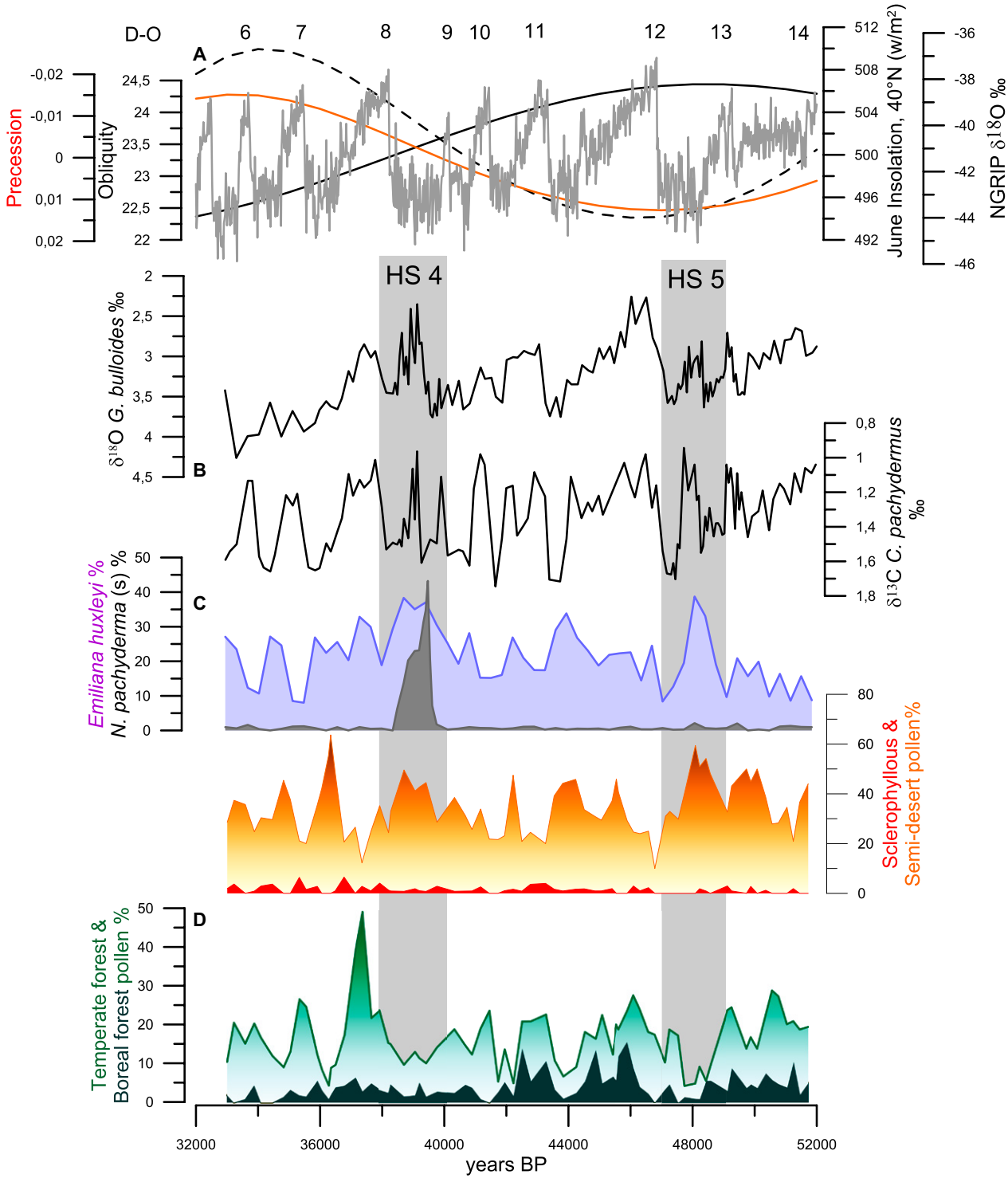


Figure 4. Pollen percentage records of different vegetation types from core MD99-2343 compared with marine climatic indicators from the same core, and D-O cycles, orbital parameters and insolation. (A) NGRIP (North Greenland Ice Core Project) $\delta^{18}O$ record and changes in precession, obliquity and summer insolation at 40°N (dashed line) (Berger, 1978). D-O indicates the Dansgaard-Oeschger cycles punctuating the period between 52 ka and 32 ka (Andersen et al., 2006; Svensson et al., 2008). (B) Records of $\delta^{18}O$ of planktonic foraminifera *G. bulloides* and $\delta^{13}C$ of benthic foraminifera *C. pachydermus* from core MD99-2343 indicating changes in surface salinity and/or temperature and changes in WMDW formation, respectively (Sierro et al., 2005). (C) Percentage records of *E. huxley* (blue) and *N. pachyderma* (s) (gray) indicating the position of HSs from core MD99-2343 (Sierro et al., 2005). (D) Pollen percentage records of sclerophyllous trees and shrubs (red), semi-desert plants (orange) temperate (green) and boreal (dark green) forests from core MD99-2343. Gray rectangles—HS 4 and 5.

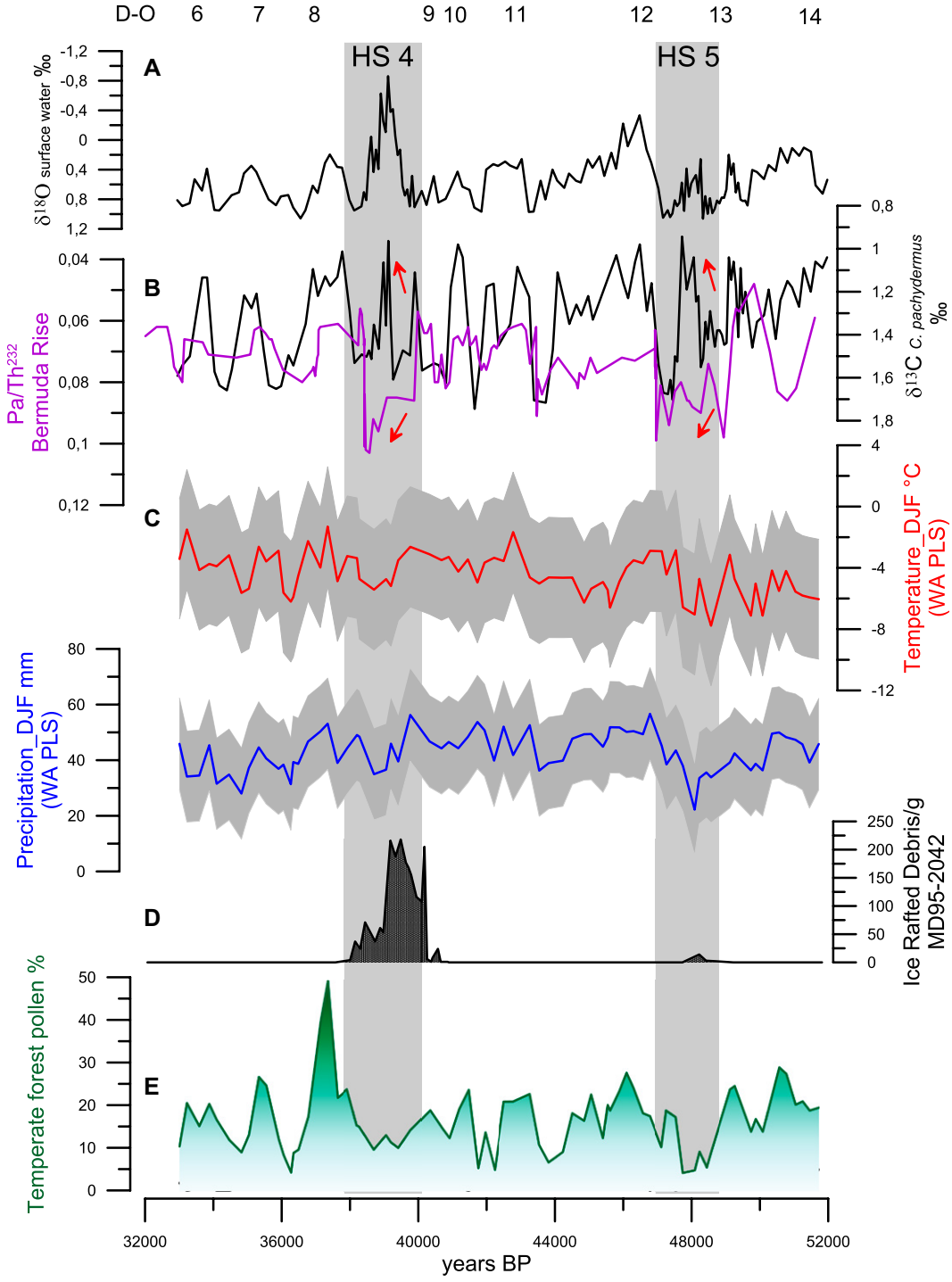


Figure 5. Pollen percentage record and quantitative climatic reconstruction of the NW Mediterranean from core MD99-2343 with changes in deep and surface conditions of the Gulf of Lions between 52 ka and 32 ka from the same core. (A) Record of the $\delta^{18}O$ sea surface water from core MD99-2343 indicating changes in surface salinity (Sierro et al., 2005). (B) Record of the $\delta^{13}C$ of *C. pachydermus* from core MD99-2343 indicating changes in Western Mediterranean Deep Water (WMDW) formation (Sierro et al., 2005) (black) compared to the Pa/Th-derived record of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) changes from core MD95-2036 (33°41.4′N; 57°34.5′W) (Henry et al., 2016) (purple). (C) Winter (December, January and February) temperature (red) and precipitation (blue) records from core MD99-2343 and the Sample-specific standard errors in gray. (D) Ice-rafted debris concentrations from core MD95-2042 (SW Iberian margin). (E) Temperate forest pollen percentage from core MD99-2343. Vertical gray bands indicate the chronological position of HS 5 and HS 4. Red arrows—reduction of both WMDW formation and AMOC. WAPLS—weighted averaging partial least squares.

Atlantic iceberg discharges during HS 4 (Elliot et al., 1998, 2002; Hemming, 2004) coinciding with the maximum percentages of *N. pachyderma* (s) and *E. huxleyi* in the Gulf of Lions (Sierro et al., 2005) are related to warmer and wetter conditions in the NW Mediterranean when compared to HS 5. The very weak North Atlantic Ocean circulation in the middle of HS 4 (Henry et al., 2016) coincides with a decrease in salinity in the Gulf of Lions associated with a reduction of the WMDW formation (Sierro et al., 2005) and, based on the pollen-based climate reconstructions, possibly a slight increase in winter air temperature and precipitation (Fig. 5). As the result of the average warmer and wetter baseline conditions during the HS 4, the input of additional freshwater in the middle of this stadial would not be able to trigger an additional warming and wetting event as that observed in the middle of HS 5.

DISCUSSION

The Impact of Insolation and Iceberg Discharges on NW Mediterranean Climate

The minimum in regional insolation during HS 5 coincides with a colder climate in the Gulf of Lions than the climate prevailing during HS 4 (Fig. 4). Therefore, the weaker insolation could explain the colder and drier climate of HS 5.

To test this hypothesis, we compare the pollen percentages and derived quantitative climatic reconstructions from the Gulf of Lions to similar records from the Alboran Sea and the SW Iberian margin (Fig. 6). This comparison shows that HS 5 is drier in the NW Mediterranean than in the other two Mediterranean regions and colder than in SW Iberia. By contrast, winter temperatures and precipitation are similar in all three regions during HS 4 (Tw: –5 °C, Pw: 30 mm) (Fig. 6). Therefore, a mechanism other than insolation forcing should amplify the air surface cooling and drying observed in the Gulf of Lions during HS 5. Also the multi-centennial climatic variability within the two HSs cannot be explained by changes in insolation.

The $\delta^{18}O$ of sea surface water record from our core shows the impact of North Atlantic iceberg discharges on regional salinity (Sierro et al., 2005). The sudden drop in the $\delta^{18}O_{sw}$ during HS 4, reaching values below –0.5‰ (compared to 0‰ during HS 5) suggests a substantial salinity decrease in the Gulf of Lions. Thus, the massive iceberg break-up during the HS 4 would have resulted in increased freshwater input in the NW Mediterranean compared to HS 5. The resulting decrease in salinity, possibly amplified by the melting of Alpine glaciers due to relatively high insolation during HS 4, would have increased the stratification between surface and deep waters, hindering the winter convection and summer upwelling. However, recent work on the Nesseltalgraben sedimentary sequence (southern

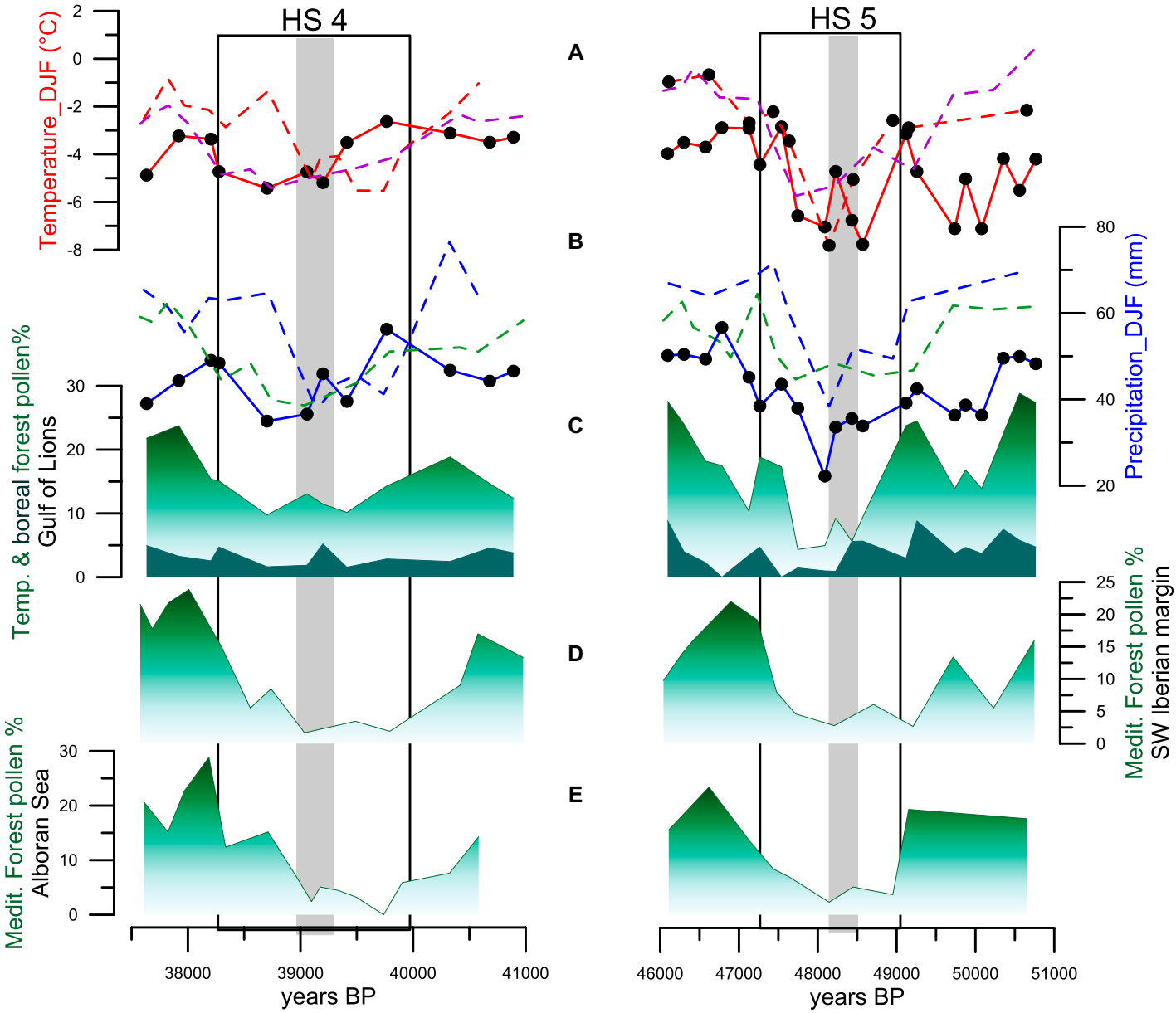


Figure 6. Comparison of temperate forest and climate changes in NW Mediterranean (core MD99-2343) with those in two SW Mediterranean regions (cores MD95-2042, 37°48′N; 10°10′W; MD95-2043, 36°8′N; 2°37′W): A zooming in on HSs 5 and 4. (A) Winter temperature reconstruction (December, January, and February) for the NW Mediterranean (solid red), SW Iberia (dashed purple), and SE Iberia (dashed red line). (B) Winter precipitation reconstruction for the NW Mediterranean (solid blue), SW Iberia (dashed green), and SE Iberia (dashed blue). See Figure 5 and Tables DR1 and DR2 (see footnote 1) for error estimates. (C) Temperate and boreal forest pollen percentage changes in the NW Mediterranean. (D and E) Mediterranean forest pollen percentage changes in SW and SE Iberia, respectively.

Germany) indicates repeated inner-alpine local glaciations during stadials of MIS 3 and intensified weathering due to ice melting during interstadials (Mayr et al., 2019). Therefore, the input of Alpine freshwater during the HSs due to the glacier melting, if any, could be considered negligible. Furthermore, the age errors of this Alpine sequence in the interval encompassing HS 4 and HS 5 oscillate between 1500 and 3000 years. This chronological uncertainty precludes the identification of the relative putative melting between the two HSs. While recent work additionally shows that north Alpine glaciers melted at the beginning of HS 3 (Martinez-Lamas et al., 2020), by contrast the freshwater increases recorded during HS 5 and HS 4 in the Gulf of Lions occurred in the middle parts of the respective stadials.

Both the lower values in the $\delta^{13}C$ of *C. pachyderma*, less than 1‰, and the higher median-grain size during HS 4 than during HS 5 (Frígola et al., 2008; Sierro et al., 2005) confirm the limited WMDW formation during HS 4. This relatively weak deep water formation was concomitant with warmer and wetter conditions than those prevailing during the HS 5. The opposite configuration during HS 5, with slightly higher average Pa/Th values than during HS 4 (Henry et al., 2016), is associated with the coldest and driest climate of the more saline Gulf of Lions. The lower iceberg break-up in the North Atlantic during HS 5 (Elliot et al., 1998, 2002) would have led to reduced freshwater inflows through the Strait of Gibraltar and thus reduced the stratification of the water column in the NW Mediterranean favoring the WMDW formation in winter and the upwelling of cold water in summer under the effect of the westerlies. The increase in both deep water formation and upwelling would then have resulted in an additional cooling and drying due to reduced evaporation in the Mediterranean Sea.

The relationship between colder winter climate and increase in the WMDW formation has been observed by data gathered between 2004 and 2015 (Schroeder et al., 2016). However, no work suggests that changes in the WMDW winter convection cause changes in atmospheric conditions. In contrast, the AMOC weakening simulated under present-day (Gastineau and Frankignoul, 2011; Swingedouw et al., 2009) or ice surge (Ziemen et al., 2019) conditions leads a northward shift and expansion of the westerlies and, therefore, less windy and cold conditions in southern Europe. This reduction in the wind stress would also limit the summer upwelling and the subsequent regional cooling (England et al., 2014). The weakest AMOC prevailing during HS 4 would lead to weaker winds in a lower salinity Gulf of Lions compared to HS 5. Consequently, the reduced deep convection and upwelling of cold water would then have resulted in a weaker regional cooling and more precipitation. This local air-sea interaction would thus explain the paradox between the reduced arrival of North Atlantic iceberg-derived freshwater fluxes in the NW Mediterranean during the HS 5 and the larger cooling of its borderlands as compared to HS 4 that exhibits more ice-rafted debris, AMOC weakening, and cooling in the North Atlantic. The same mechanism could explain the brief warming and wetting event contemporaneous with the maximum regional freshwater input in the middle of HS 5 and, to a lesser extent, within the HS 4. Hosing experiments (Jackson et al., 2015; Swingedouw et al., 2009, 2013) do not exhibit such a warming signal in the Mediterranean in response to freshwater release in the North Atlantic. Such simulations thus do not fully support the mechanism proposed here. Nevertheless, we argue that it implies regional- and fine-scale processes that might not be well resolved in state-of-the-art ocean-atmosphere general circulation models (OAGCMs), which are still relatively coarse and poorly represent the complex dynamics of the Mediterranean area. The mechanism proposed here might constitute an interesting hypothesis to be evaluated in next generation high-resolution OAGCMs. This highlights that regional climate responses remain difficult to assess and may require models resolving fine-scale processes to gain confidence in the projections at the regional scale. We conclude that both winds and sea surface salinity changes, through their control on the intensity of upward mixing of cold water, have had a vital role in modulating the regional climatic response to the HSs, such that the larger North American iceberg discharges during HS 4 compared to HS 5 produced a smaller fall in air temperature and precipitation in the Gulf of Lions.

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to the coring and logistic teams onboard the R/V *Marion Dufresne* during the GEOSCIENCES oceanographic cruise. The work of Fourcade was supported by Ph.D. contract no. 12–18 from the Université Bordeaux Montaigne Doctoral School, and Salonen by the Academy of Finland (project 1310649). We are also grateful to M. Georget for the pollen preparation of core MD99-2343, and V. Hanquiez for drawing Figure 1.

REFERENCES CITED

Ahn, J., and Brook, E.J., 2014, Siple Dome ice reveals two modes of millennial CO_2 change during the last ice age: Nature Communications, v. 5, p. 3723, https://doi.org/10.1038/ncomms4723.

Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodo, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., Mariotti, A., and Xoplaki, E., 2006, Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust, *in* Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., and Boscolo, R., eds., Mediterranean Climate Variability: Amsterdam, Elsevier, p. 149–177, https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80005-4.

Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Tuth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., and Clausen, H.B., 2006, The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale: Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 3246–3257, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.002.

Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Toyé Mahamadou Kele, H., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S.O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E., 2013, An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka: Climate of the Past 9, p. 1715–1731, https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013.

Berger, A., 1978, Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes: Journal of the Atmospheric Sciences, v. 35, p. 2362–2367, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2.

Birks, H.J.B., ter Braak, C.J.F., Line, J.M., Juggins, S., and Stevenson, A.C., 1990, Diatoms and pH reconstruction: Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, v. 327, p. 263–278, https://doi.org/10.1098/rstb.1990.0062.

Blaauw, M., 2010, Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences: Quaternary Geochronology, v. 5, p. 512–518, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002.

Bond, G., and Lotti, R., 1995, Icebergs discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation: Science, v. 267, p. 1005–1009, https://doi.org/10.1126/science.267.5200.1005.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., and Shackleton, N.J., 1999, Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures: Paleoceanography, v. 14, p. 698–705, https://doi.org/10.1029/1999PA900044.

Català, A., Cacho, I., Frígola, J., Pena, L.D., and Lirer, F., 2019, Holocene hydrography evolution in the Alboran Sea: a multi-record and multi-proxy comparison: Climate of the Past, v. 15, p. 927–942, https://doi.org/10.5194/cp-15-927-2019.

Davis, B.A.S., Zanon, M., Collins, P., Mauri, A., Bakker, J., Barboni, D., Barthelmes, A., Beaudouin, C., Bjune, A.E., Bozilova, E., Bradshaw, R.H.W., Brayshay, B.A., Brewer, S., Brugiapaglia, E., Bunting, J., Connor, S.E., De Beaulieu, J.-L., Edwards, K., Ejarque, A., Fall, P., Florenzano, A., Fyfe, R., Galop, D., Giardini, M., Giesecke, T., Grant, M.J., Guiot, J., Jahns, S., Jankovská, V., Juggins, S., Kahrmann, M., Karpińska-Kołaczek, M., Kołaczek, P., Kühl, N., Kuneš, P., Lapteva, E.G., Leroy, S.A.G., Leydet, M., López Sáez, J.A., Masi, A., Matthias, I., Mazier, F., Meltsov, V., Mercuri, A.M., Miras, Y., Mitchell, F.J.G., Morris, J.L., Naughton, F., Nielsen, A.B., Novenko, E., Odgaard, B., Ortu, E., Overballe-Petersen, M.V., Pardoe, H.S., Peglar, S.M., Pidek, I.A., Sadori, L., Seppä, H., Severova, E., Shaw, H., Święta-Musznicka, J., Theuerkauf, M., Tonkov, S., Veski, S., van der Knaap, W.O., Van Leeuwen, J.F.N., Woodbridge, J., Zimny, M., and Kaplan, J.O., 2013, The European modern pollen database (EMPD) project: Vegetation History and Archaeobotany, v. 22, p. 521–530, https://doi.org/10.1007/s00334-012-0388-5.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., and Duplessy, J.-C., 1998, Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings: Paleoceanography, v. 13, p. 433–446, https://doi.org/10.1029/98PA01792.

Elliot, M., Labeyrie, L., and Duplessy, J.-C., 2002, Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60–10 ka): Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 1153–1165, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8.

England, M.H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G.A., Timmermann, A., Cai, W., Gupta, A.S., McPhaden, M.J., Purich, A., and Santoso, A., 2014, Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the

ongoing warming hiatus: Nature Climate Change, v. 4, p. 222–227, https://doi.org/10.1038/nclimate2106.

Fletcher, W.J., and Sánchez Goñi, M.F., 2008, Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr: Quaternary Research, v. 70, p. 451–464, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.07.002.

Frígola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., and Curtis, J.H., 2007, Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record: Paleoceanography, v. 22, https://doi.org/10.1029/2006PA001307.

Frígola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., and Grimalt, J.O., 2008, Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea: Quaternary International, v. 181, p. 88–104, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.016.

Gastineau, G., and Frankignoul, C., 2011, Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation: Climate Dynamics, v. 39, p. 37–57, https://doi.org/10.1007/s00382-011-1109-y.

Grant, K.M., Rohling, E.J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C.B., Satow, C., and Roberts, A.P., 2012, Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years: Nature, v. 491, p. 744–747, https://doi.org/10.1038/nature11593.

Harrison, S., and Sanchez Goñi, M.S., 2010, Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period: Quaternary Science Reviews, v. 29, p. 2957–2980, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.016.

Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years: Quaternary Research, v. 29, p. 142–152, https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9.

Hemming, S., 2004, Heinrich events: massive late Pleistocene, detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint: Reviews of Geophysics, v. 42, RG1005, https://doi.org/10.1029/2003RG000128.

Henry, L.G., McManus, J.F., Curry, W.B., Roberts, N.L., Piotrowski, A.M., and Keigwin, L.D., 2016, North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation: Science, v. 353, p. 470–474, https://doi.org/10.1126/science.aaf5529.

Hurrell, J.M., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation: Science, v. 269, p. 676–679, https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676.

Jackson, L.C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M.A., Woollings, T., Mecking, J.V., and Wood, R.A., 2015, Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM: Climate Dynamics, v. 45, p. 3299–3316, https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2.

Juggins, S., 2009, Package "rioja"—Analysis of Quaternary Science Data, The Comprehensive R Archive Network: https://cran.r-project.org/.

Juggins, S., 2019, Rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version 0.9–15.2: https://CRAN.R-project.org/package=rioja.

Keigwin, L.D., Curry, W.B., Lehman, S.J., and Johnsen, S., 1994, The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago: Nature, v. 371, p. 323–326, https://doi.org/10.1038/371323a0.

Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., McCave, I.N., and Weaver, P.P.E., 1996, Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39 °N, 12 °W): Marine Geology, v. 131, p. 47–56, https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00142-5.

Maher, L.J., 1981, Nomograms for computing 0.95 confidence limits of pollen data: Review of Palaeobotany and Palynology, v. 32, p. 153–191, https://doi.org/10.1016/0034-6667(81)90002-6.

Martinez-Lamas, R., Toucanne, S., Debret, M., Riboulot, V., Deloffre, J., Boissier, A., Cheron, S., Pitel, M., Bayon, G., Giosan, L., and Soulet, G., 2020, Linking Danube River activity to Alpine Ice-Sheet fluctuations during the last glacial (ca. 33–17 ka BP): Insights into the continental signature of Heinrich Stadials: Quaternary Science Reviews, v. 229, 106136, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106136.

Mayr, C., Stojakowits, P., Lempe, B., Blaauw, M., Diersche, V., Grohganz, M., López Correa, M., Ohlendorf, C., Reimer, P., and Zolitschka, B., 2019, High-resolution geochemical record of environmental changes during MIS 3 from the northern Alps (Nesseltalgraben, Germany): Quaternary Science Reviews, v. 218, p. 122–136, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.013.

Millot, C., 1979, Wind induced upwellings in the Gulf of Lions: Oceanologica Acta, v. 2, p. 261–274.

Millot, C., 1999, Circulation in the western Mediterranean Sea: Journal of Marine Systems, v. 20, p. 423–442, https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5.

Millot, C., and Wald, L., 1980, The effect of mistral wind on the ligurian current near Provence: Oceanologica Acta, v. 3, p. 399–894.

Oliveira, D., Desprat, S., Yin, Q., Naughton, F., Trigo, R., Rodrigues, T., Abrantes, F., and Sánchez Goñi, M.F., 2018, Unraveling the forcings controlling the vegetation and climate of the best orbital analogues for the present interglacial in SW Europe: Climate Dynamics, v. 51, p. 667–686, https://doi.org/10.1007/s00382-017-3948-7.

Ozenda, P., 1982, Les végétaux dans la biosphère: Paris, Doin, 431 p.

Polunin, O., and Walters, M., 1985, A guide to the vegetation of Britain and Europe: New York, Oxford University Press, 238 p.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., and Winstrup, M., 2014, A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy: Quaternary Science Reviews, v. 106, p. 14–28, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007.

Rull, V., 1987, 1987, A note on pollen counting in palaeoecology: Pollen et Spores, v. 29, p. 471–480.

Sanchez Goñi, M.F., and Harrison, S., 2010, Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology: Quaternary Science Reviews, v. 29, p. 2823–2827, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014.

Sanchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J.O., and Shackleton, N.J., 2002, Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region: Climate Dynamics, v. 19, p. 95–105, https://doi.org/10.1007/s00382-001-0212-x.

Sanchez Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., and Duprat, J., 2008, Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters: Quaternary Science Reviews, v. 27, p. 1136–1151, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.03.003.

Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Daniau, A.-L., Bassinot, F.C., Polanco-Martinez, J.M., Harrison, S.P., and ACER members, 2017, The ACER pollen and charcoal database: a global resource to document vegetation and fire response to abrupt climate changes during the last glacial period: Earth System Science Data, v. 9, p. 679–695, https://doi.org/10.5194/essd-9-679-2017.

Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H.L., Borghini, M., and Ben Ismail, S., 2016, Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea: Scientific Reports, v. 6, p. 23,009–23,009, https://doi.org/10.1038/srep23009.

Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., and Canals, M., 2005, Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events: Paleoceanography, v. 20, PA2019, https://doi.org/10.1029/2004PA001051.

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., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., and Vinther, B.M., 2008, A 60,000 year Greenland stratigraphic ice core chronology: Climate of the Past, v. 4, p. 47–57, https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008.

Swingedouw, D., Fichefet, T., Goosse, H., and Loutre, M.F., 2009, Impact of transient freshwater releases in the Southern Ocean on the AMOC and climate: Climate Dynamics, v. 33, p. 365–381, https://doi.org/10.1007/s00382-008-0496-1.

Swingedouw, D., Rodehacke, C.B., Erik Behrens, E., Menary, M., Olsen, S.M., Gao, Y., Mikolajewicz, U., Mignot, J., and Biastoch, A., 2013, Decadal fingerprints of freshwater discharge around Greenland in a multi-model ensemble: Climate Dynamics, v. 41, p. 695–720, https://doi.org/10.1007/s00382-012-1479-9.

ter Braak, C., and Juggins, S., 1993, Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages: Hydrobiologia, v. 269/270, p. 485–502, https://doi.org/10.1007/BF00028046.

Torner, J., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F.J., Martrat, B., Rodriguez-Lazaro, J., Frigola, J., Arnau, P., Belmonte, Á., Hellstrom, J., Cheng, H., Edwards, R.L., and Stoll, H., 2019, Ocean-atmosphere interconnections from the last interglacial to the early glacial: An integration of marine and cave records in the Iberian region: Quaternary Science Reviews, v. 226, p. 106037, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106037.

Valsecchi, V., Sánchez Goñi, M.F., and Londeix, L., 2012, Vegetation dynamics in the Northeastern Mediterranean region during the past 23 000 yr: insights from a new pollen record from the Sea of Marmara: Climate of the Past, v. 8, p. 1941–1956, https://doi.org/10.5194/cp-8-1941-2012.

Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., and Abrantes, F., 2006, Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic?: Earth and Planetary Science Letters, v. 245, p. 39–55, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.014.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., and Svensson, A.C., 2010, Millennial-scale variability during the last glacial: the ice core record: Quaternary Science Reviews 29, p. 2828–2838, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013.

Ziemen, F.A., Kapsch, M.L., Klockmann, M., and Mikolajewicz, U., 2019, Heinrich events show two-stage climate response in transient glacial simulations: Climate of the Past, v. 15, p. 153–168, https://doi.org/10.5194/cp-15-153-2019.

Science Editor: Brad S. Singer
Associate Editor: Ian Boomer

Manuscript Received 29 April 2020
Revised Manuscript Received 5 May 2020
Manuscript Accepted 19 May 2020

Printed in the USA

Quaternary Research (2022), **110**, 147–164
doi:10.1017/qua.2022.21

Research Article

Environmental changes in SW France during the Middle to Upper Paleolithic transition from the pollen analysis of an eastern North Atlantic deep-sea core

Tiffanie Fourcade[1,2*], María Fernanda Sánchez Goñi[2,3], Christelle Lahaye[1], Linda Rossignol[2] and Anne Philippe[4]

[1]Archéosciences Bordeaux, UMR 6034, Université Bordeaux Montaigne, CNRS, Maison de l'Archéologie, Esplanade des Antilles, 33600 Pessac, France; [2]Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, 33600 Pessac, France; [3]École Pratique des Hautes Études, EPHE PSL University, Paris, France and [4]Laboratoire de Mathématiques Jean Leray, Nantes Université, 44322, Nantes, France

Abstract

Evaluating synchronies between climate and cultural changes is a prerequisite for addressing the possible effect of environmental changes on human populations. Searching for synchronies during the Middle-Upper Paleolithic transition (ca. 48–36 ka) is hampered by the limits of radiocarbon dating techniques and the large chronological uncertainties affecting the archaeological and paleoclimatic records, as well by their low temporal resolution. Here, we present a high-resolution, pollen-based vegetation record from the Bay of Biscay, sea surface temperature changes, additional ^{14}C ages, and a new IRSL date on the fine-sediment fraction of Heinrich Stadial (HS) 6. The IRSL measurements give an age of ca. 54.0 ± 3.4 ka. The paleoclimatic results reveal a succession of rapid climatic changes during the Middle-Upper Paleolithic transition in SW France (i.e. D-O 12–8 and two distinct climatic phases during HS 4). Comparison of the new paleoclimatic record with chronologically well-constrained regional archaeological changes shows that no synchronies exist between cultural transitions and environmental changes. The disappearance of Neanderthals and the arrival of *Homo sapiens* in SW France encompassed a long-term forest opening, suggesting that *Homo sapiens* may have progressively replaced Neanderthals from D-O 10 to HS 4 through competition for the same ecological niches.

Keywords: Dansgaard-Oeschger cycles, Heinrich events, ^{14}C dating, Vegetation, Bayesian age modeling, Luminescence dating, Neanderthal, *Homo sapiens*

(Received 17 May 2021; accepted 5 April 2022)

INTRODUCTION

The role of climate change as a driver of cultural changes is a recurrent topic in the current scientific literature. Some authors explain the origin of technical or demographic changes during the Mousterian, the Middle-Upper Paleolithic transition or the Neolithic through environmental changes (Richerson et al., 2005; Berger and Guilaine, 2009; Borrell et al., 2015; Defleur et al., 2020). Others postulate that expansions and contractions of eco-cultural niches have been caused by climate and environmental changes (Banks et al., 2008, 2013; Vignoles et al., 2020). Still others advocate that cultural changes are independent of environmental changes (Pétillon et al., 2016).

Of particular importance is the possible effect of environmental changes for late Neanderthal (*Homo neanderthalensis*) adaptation and its disappearance, which occurred during the Middle and Upper Paleolithic transition (ca. 50–40 ka, Greenbaum et al., 2019). Several important events took place during this period, such as the end of different Mousterian lithic techno-complexes (LTCs); the presence of a transitional one, the so-called and still debated Châtelperronian in SW France (Higham et al., 2010; Hublin et al., 2012; Gravina et al., 2018); and the arrival of *Homo sapiens* in Western Europe, who brought the Aurignacian culture. Although debated, Châtelperronian industry is associated with Neanderthal remains and Mousterian elements (Hublin et al., 2012; Gravina et al., 2018). This LTC is characterized by Upper Paleolithic features: curved backed blades, end-scrapers, and bladelets, but also ornaments, pigments, and bone industries (e.g., d'Errico et al., 2003; Dayet et al., 2014; Ruebens et al., 2015).

The Aurignacian, and more broadly the emergence of Upper Paleolithic industries, is considered as a clear rupture with the Middle Paleolithic (Mellars, 2004) and has been subdivided in three techno-complexes—Proto-Aurignacian, Early Aurignacian, and Aurignacian—with only partial geographical overlap. The Proto-Aurignacian has been defined and located on the western Mediterranean rim within northern Italy (Bartolomei et al., 1994), the Basque country and the French Pyrenees (Laplace, 1966; Normand and Turq, 2005), SE France (Bazile, 1977; Onoratini, 1986, 2006), and Catalonia (Maroto et al., 1996). It is characterized by the production of small rectilinear flakes, larger pointed, convex flakes, and large rectilinear flakes.

*Corresponding author email address: tiffanie.fourcade@u-bordeaux-montaigne.fr

Cite this article: Fourcade T, Sánchez Goñi MF, Lahaye C, Rossignol L, Philippe A (2022). Environmental changes in SW France during the Middle to Upper Paleolithic transition from the pollen analysis of an eastern North Atlantic deep-sea core. *Quaternary Research* **110**, 147–164. https://doi.org/10.1017/qua.2022.21

© University of Washington. Published by Cambridge University Press, 2022

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

Bladelets can be arranged in Dufour bladelets or Dufour subtype. Perforated shell ornaments have been found (Taborin, 1993).

Following the Proto-Aurignacian is the Early Aurignacian, whose sites containing this LTC are located from the Atlantic to the Near East. It is characterized by the presence of recurrent characters, such as carinated scrapers, blades with lateral retouches, and split-base points (Bon, 2002). The production of blades and flakes is made from distinct chains of operation depending on the activity. Blades, which are wide and thick, are produced by soft percussion on unipolar nuclei and are intended for domestic use (Tartar et al., 2005).

Determining whether these technological variabilities are associated with environmental and climatic changes, requires reliable and robust chronologies to estimate the appearance and duration of each LTC. The increasing use of chronological modeling using Bayesian statistics in archaeological sciences (Higham et al., 2010; Discamps et al., 2011; Banks et al., 2013) aims to fill this gap for SW France during MIS 5–3. Many studies on the biostratigraphy and chronology of archaeological sites in SW Europe have been carried out (Guibert et al., 2008; Vieillevigne et al., 2008; Discamps et al., 2011; Jaubert, 2011; Jaubert et al., 2011; Discamps and Royer, 2017) to investigate the temporal variability and spatial variabilities of these LTCs during the Middle to Upper Paleolithic transition.

These technological changes occurred within the middle part of MIS 3. This time interval was marked by millennial to centennial climate changes, a succession of warming and cooling events originally detected in Greenland ice cores, the Dansgaard-Oeschger (D-O) cycles (Dansgaard et al., 1984, 1993), and in the North Atlantic (Bond and Lotti, 1995). The period between 50 ka and 36 ka includes D-O cycles 12–8 and the large iceberg discharge event called Heinrich event (HE) 4. Each cycle starts with a D-O warming event, followed by a progressive cooling, forming the Greenland Interstadial (GI) warm phase, and a subsequent cold phase called Greenland Stadial (GS) (Rasmussen et al., 2014). HE 4 was associated with the Heinrich Stadial (HS) 4 cold phase, which lasted ca. 2,000 years (Sanchez Goñi and Harrison, 2010). Deep-sea and terrestrial pollen records and speleothem archives from Europe and its margin show that D-O cycles and HEs have strongly affected European ecosystems (Fletcher et al., 2010) and, in particular, those of western France (Genty et al., 2003; Sánchez Goñi et al., 2008, 2013; Discamps et al., 2011). Marine palynology allows the reconstruction of long and continuous regional environmental sequences (Ning and Dupont, 1997; Moss and Kershaw, 2007; Oliveira et al., 2014). The comparison between pollen and other marine proxies, some of which are suitable for dating, provides good chronologies for terrestrial and marine paleoenvironmental and climate changes (Sánchez Goñi et al., 1999).

Some authors have postulated that Neanderthal disappearance was caused by a volcanic eruption (Golovanova et al., 2010) or abrupt cooling (Finlayson and Carrión, 2007). Other authors have proposed a competition between the two human groups in Western Europe (d'Errico and Sánchez Goñi, 2003; Sepulchre et al., 2007). The hypothesis of competition has been corroborated by an eco-cultural modeling approach (Banks et al., 2008) and more recently by a numerical model of interspecific competition including the "culture level" of a species as a variable that interacts with population size (Gilpin et al., 2016). Further, a new spatially resolved numerical hominin dispersal model that simulates the migration and interaction of *H. sapiens* and Neanderthals during the rapid D-O events shows that these climatic events were not the major cause of the disappearance of Neanderthals. A realistic disappearance of Neanderthals requires the choice of *H. sapiens* as a more effective population in exploiting scarce glacial food resources as compared to Neanderthals (Timmermann, 2020).

Climate variability could have played a role in the dietary behavior of hunter-gatherer groups. Hodgkins et al. (2016) proposed that during part of the last ice age, MIS 4 and 3 (ca. 73–40 ka), treatments of carcasses (cut and percussion marks) by Neanderthals at the Pech de l'Azé IV and Roc de Marsal (Dordogne) sites were more frequent during cold than warm climates. The cold climates would be associated with nutritional stress, as Neanderthals intensified their efforts to search for calories. These studies show that changes in the strategies of subsistence, and thus in their technical adaptation, would have been conditioned by the characteristics of the ecosystems in which they lived. However, it remains difficult to disentangle the role of climatic variations and deliberate cultural choices in their subsistence strategies (Discamps et al., 2011).

The possible effect of climate change on late Neanderthal technical adaptations and their replacement by *H. sapiens* is therefore still an open question, and can only be addressed if a synchronicity is found between climatic events and biological and technological changes. SW France is one of the best regions for tackling this question due to its richness of dated archaeological sites and the availability of deep-sea pollen and speleothem-based vegetation and climatic records. However, correlating environmental and archaeological records is a complicated task due to their chronological uncertainties.

Marine archives can be dated by numerical methods such as tephrochronology, magnetic events, ^{14}C, and OSL (e.g., Kuehl et al., 1996; Stokes et al., 2003; Waelbroeck et al., 2019). However, some marine records have not been dated using these methods yet and their chronology is based on the synchronization of the $\delta^{18}O$ of planktonic foraminifera, SST, or pollen profiles with the $\delta^{18}O$ ice core record. Records younger than ca. 45 ka are most commonly based on ^{14}C dating, but regional differences in radiocarbon quantities between marine and terrestrial organisms have been demonstrated, and particularly for the reservoir effect affecting marine records (Monge Soares, 1993; Bard et al., 1994). This effect remains a major concern in the radiocarbon community, because it introduces an additional source of error that is often difficult to quantify accurately and requires a correction (Stuiver and Braziunas, 1993; Reimer and Reimer, 2001). Luminescence dating, which can avoid the problem of C reservoirs and age calibration, has been applied to many deep-sea cores in different regions (e.g., Pacific, Arctic, Baltic, and Atlantic oceans), but not in the Bay of Biscay (e.g., Wintle and Huntley, 1979, 1980; Olley et al., 2004; Armitage and Pinder, 2017).

The aim of our study is threefold: (1) document at higher temporal resolution the environmental and climatic changes in SW France during the Middle-Upper Paleolithic transition (ca. 50–40 ka) and improve its chronology; (2) create a new well-constrained chronology for the LTCs in SW Europe (i.e., Châtelperronian, Proto-Aurignacian, and Early Aurignacian); and (3) compare the paleoenvironmental changes with the new chronologically constrained succession of these LTCs. To meet these aims, we increased the sampling resolution of MD04-2845 deep-sea core (Sánchez Goñi et al., 2008) to reach a 300–400-year resolution between samples and improve the age model by adding new absolute control points using radiocarbon and IRSL dating techniques (Thomsen et al., 2008; Thiel et al.,

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

2011a, b; Buylaert et al., 2012; Kars et al., 2012; Lowick et al., 2012). MD04-2845 core retrieved at 45°N in the Bay of Biscay (Northeastern Atlantic) contains pollen grains and fine-grained sediments coming mainly from the hydrographic basins of southwestern France and transported by rivers that have theirs sources in the Massif Central and Pyrenees.

PRESENT-DAY ENVIRONMENTAL SETTING

Oceanographic setting and sediment supply

The Bay of Biscay (48°N–43°N) is a gulf of the northeast Atlantic Ocean, limited geographically to the north by the northern Biscay continental margin and to the south by the Iberian-Cantabrian margin (Fig. 1). The main surface current in the Bay of Biscay is the European Slope Current (ESC), flowing northward as far as the Armorican and Celtic coasts (Pingree and Cann, 1990). In winter, the ESC reaches its maximum intensity by the intrusion of the strong Iberian Poleward Current (IPC) flowing along the Iberian margin. This current, which brings warm waters into the southeastern part of the Bay of Biscay, is known as the Navidad current and leads to the appearance of a thermohaline front along the shelf (Castaing et al., 1999). This current branches off in the Gulf and generates a cyclonic cell circulation at 46°N, 6.5°W (Colas, 2003).

Three submarine canyons are present in the Bay of Biscay: Cap-Ferret, Cap-Breton, and Torrelavega canyons. The sediment supply preserved in the marine core comes mainly from rivers in France (Jouanneau et al., 1999). Five main rivers contribute to this sediment supply: the Vilaine, Charente, Adour, Gironde, and Loire, with the latter two contributing the most (Lapierre, 1967; Jouanneau et al., 1999). The sediments of the Adour, which drains the western Pyrenees, indirectly feed the Cap-Breton Canyon (Brocheray et al., 2014; Mazières et al., 2014), although the head of the canyon became disconnected from the river in AD 1310 (Klingebiel and Legigan, 1978). The Garonne watershed feeds the Cap-Ferret canyon (Brocheray, 2015). The Gironde estuary is the most important contributor—at least 60% of its sediment reaches the Bay of Biscay (Castaing, 1981). Some of the suspended matter discharged from the Gironde estuary and the Charente is diverted northwards by river flows and density currents where it contributes to the formation of mudflats (Allen and Castaing, 1977; Castaing, 1981; Froidefond et al., 1996; Jouanneau et al., 1999). Half of the small watersheds of the Cantabrian margin are connected to small straight canyons, leading to the Cap-Breton Canyon, while others feed into a network of canyons, converging to form the Torrelavega Canyon (Brocheray, 2015). These studies show that terrestrial fine-grained (<60 µm in diameter) sediment (Weber et al., 1991) containing pollen grains in the Bay of Biscay is mainly dominated by input from the Loire and Garonne river basins.

Climate and vegetation

The climate of southwestern Europe is controlled by atmospheric perturbations from the west (e.g., Feser et al., 2015). In southeastern Bay of Biscay, winds are variable through the year, but show seasonal patterns with a northwesterly direction in spring and summer and a southwesterly position in autumn and winter (Lavin et al., 2006). The prevailing climate in the Bay of Biscay is controlled by the NAO (North Atlantic Oscillation), which is defined as the atmospheric pressure gradient between the Azores high and the Icelandic low. Depending on its positive or negative mode, the position and intensity of the westerly winds change, bringing more or less precipitation to western Europe (Hurrell, 1995) A positive NAO leads to a higher winter storm activity over the Atlantic, warm and wet winters in northern Europe, and dry winters in southern Europe. On the contrary, a negative NAO leads to weaker winter storms crossing on a more west-to-east pathway, bringing moist air into southern Europe and cold air to northern Europe (e.g., Visbeck et al., 2001). The climate of southwestern Europe, and in particular southwestern France, from which the pollen grains come, is humid for much of the year with annual precipitation in the order of 500–1000 mm and temperatures in winter between 0–8°C and in summer between 15–22°C (Serryn, 1994).

This temperate oceanic climate allows development of the deciduous temperate Atlantic forest in western Europe (Polunin and Walter, 1985). This forest nowadays is composed of oaks (*Quercus*) in the lower elevations, associated with birches (*Betula*) on acidic soils or hornbeams (*Carpinus*) on basic soils. *Quercus* is found associated with beech (*Fagus sylvatica*) in the higher elevations, where rainfall is higher (900–1500 mm) and average annual temperatures vary between 8–10°C. In the Massif Central, the dominant conifers, *Pinus* (*Pinus sylvestris*), spruce (*Picea alba*), and fir (*Abies alba*) colonize altitudes >600 m (Ozenda, 1982). In the Pyrenees, *Fagus sylvatica* and, locally, *Abies* or *Pinus sylvestris*, occupy the montane level from 900 m above sea level, while hooked pine (*Pinus uncinata*) and rhododendrons (Ericaceae) colonize the subalpine level (Ozenda, 1982).

MATERIAL AND METHODS

Deep-sea core MD04-2845

The MD04-2845 core (45°21'N, 5°13'W, 4175 m water depth) (Fig. 1) was taken from the Dôme Gascogne, during the ALIENOR cruise, with the oceanographic vessel Marion Dufresne equipped with a Calypso piston corer (Turon et al., 2004). The marine sedimentary core is located ~350 km from the French coast and influenced by the Bottom Water (BW) flowing at >1500 m, which is composed of the cold Northeast Atlantic Deep Water (NADW) and the Antarctic Bottom Water (ABW). This core is mostly composed of hemipelagic clayey mud sediments with scattered silty strata, with carbonate contents ranging from 10–65% and an organic carbon content of <1% (Daniau et al., 2009). This core showed a well-preserved, continuous sedimentary sequence and was found not to be affected by turbidites.

Chronology

The initial chronology of core MD04-2845 covering the last 140 ka was constructed from 17 AMS ^{14}C dates (Sánchez Goñi et al., 2008; Daniau et al., 2009) and 11 isotopic events presented in the ACER database (Sánchez Goñi et al., 2017). The new MD04-2845 core chronology is a revised version with the new addition of three radiocarbon and one IRSL dates (Table 1).

Radiocarbon dating. Three AMS ^{14}C dates were obtained at Beta Analytic Inc (USA) on samples of monospecific planktonic foraminifera—*Neogloboquadrina pachyderma* (s)—from the levels of maximum abundance of this species, at depths 1164, 1191, and 1226 cm, corresponding to HS 4. Dating required ~10 g of foraminifera. The reservoir effect in the Bay of Biscay was calculated from 10 stations, located from Brittany to the Arcachon basin

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

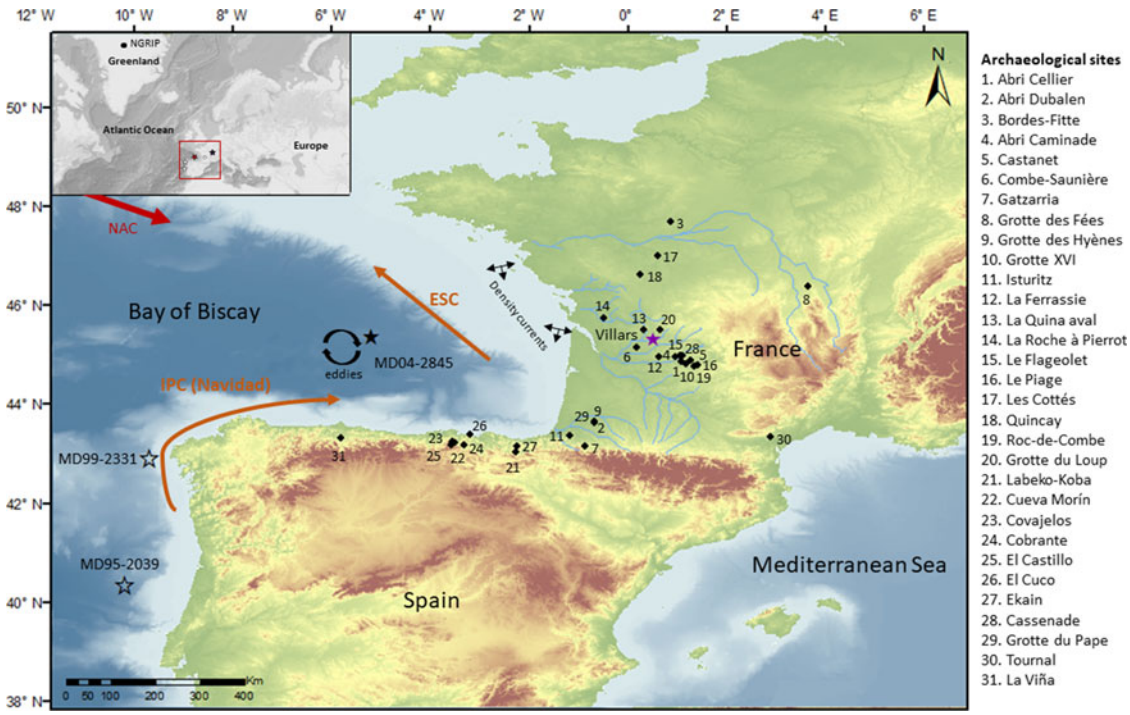


Figure 1. Partial European map showing the location of the MD04-2845 deep-sea core (black star) and the other cores discussed in the text: Iberian deep-sea cores (white stars) MD99-2331 (Naughton et al., 2009) and MD95-2039 (Roucoux et al., 2005), Greenland ice core (NGRIP, black square) (Rasmussen et al., 2014), and Villars Cave speleothem (purple star) (Genty et al., 2010). Major western rivers (blue lines) and Middle-Upper Paleolithic transition archaeological sites available in the database (black diamonds) are located on the map. The main oceanic currents and their names are represented in orange and red arrows (modified from Mary et al., 2017).

Table 1. ^{14}C, IRSL, and biostratigraphic ages with their respective uncertainties and depths used in the Bayesian depth-age model. The calendar ages of D-O events (D-O 10–17) are based on the tuning between increase in Atlantic forest from MD04-2845 deep-sea core and rapid warming events at the start of GIs, that have an estimated age and *uncertainties (Wolff et al., 2010; Rasmussen et al., 2014).

Laboratory ID/event	Depth (cm)	^{14}C age (ka BP)	Error (± ka BP)	Calendar age (ka)	Error* (± ka)	References
SacA-002977	1048	29.87	0.39			Sánchez Goñi et al., 2008
SacA-002978	1060	30.67	0.42			Sánchez Goñi et al., 2008
SacA-002976	1078	31.35	0.46			Sánchez Goñi et al., 2008
Beta-491854	1164	33.92	0.22			This study
Beta-491855	1191	33.39	0.20			This study
Beta-491856	1226	34.14	0.24			This study
D-O 10	1260			41.41	0.82	Sánchez Goñi et al., 2008
D-O 11	1290			43.29	0.87	Sánchez Goñi et al., 2008
D-O 12	1335			46.81	0.96	Sánchez Goñi et al., 2008
D-O 14	1450			54.17	1.15	Sánchez Goñi et al., 2008
D-O 17	1510			59.39	1.29	Sánchez Goñi et al., 2008
BDX24931	1535–1545			53.60	3.4	This study

(Broecker and Olson, 1961; Mangerud et al., 2006; Tisnérat-Laborde et al., 2010), and recorded online in the Marine Reservoir Database (Reimer and Reimer, 2001). The calculated reservoir age is 383 ± 53 years.

Luminescence dating. The analytical strategy for dating the MD04-2845 core was to select layers containing ice rafted detritus (IRD)—coarse sediments coming from the melting of massive iceberg discharges in the North Atlantic from the fragmentation of the Laurentide (HS) or from the European ice sheets. We assumed as a working hypothesis that either the IRD was exposed to the sun just before covering by the ice cap, or that the luminescence signal had been reset by the shearing of ice sheets (Bateman et al., 2012, 2018). The ice breakup allowed for iceberg discharges,

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

estimated to last from 50–1,500 years (Roche et al., 2004; Ziemen et al., 2019), that produced additional sediment supply and larger grain sizes, thus optimizing the quantity and quality of the sampled material. The MD04-2845 core was stored at the EPOC laboratory (Université de Bordeaux) in a refrigerated and dark environment, ideal conditions for luminescence dating. Due to the inherent constraints of the method (exposure to light), we worked on the archive part, whose surface was only exposed to light during core cutting. We sampled three levels at 936–944 cm, 1076–1081 cm, and 1535–1545 cm depths, containing IRD and the first and third ones corresponding to HS 3 and HS 6, respectively, and the second one to a very low-IRD layer (Supplementary Fig. 1). The samples were collected according to protocols described by Armitage and Pinder (2017) and Nelson et al. (2019). The samples were sieved, but only the sample corresponding to depths of 1535–1545 cm provided enough grains for dating. Due to the small amount of available material, the 41–60 µm grain size fraction was selected because it was the most abundant in proportion. The grains were successively treated with HCl (10%) and then H_2O_2 (30%) for 24 hours to remove carbonates and organic matter, respectively. They were then treated with 10% HF for 10 minutes to clean the grain surfaces and finally treated with 10% HCl to remove all fluorides eventually created during the precedent step. After rinsing and drying, the polymineral fraction was mounted on stainless steel cups previously sprayed with silicone oil using a 1 mm mask. The pIR-IR_{290} luminescence signals were measured at the Archeosciences Bordeaux laboratory (Univ. Bordeaux Montaigne) using a Freiberg Instruments Lexsyg SMART reader with an internal beta $^{90}Sr/^{90}Y$ source delivering a dose rate of 0.171 ± 0.004 Gy/s (Risø calibration quartz batch 113, Hansen et al., 2015) to the polymineral fraction at the time of measurement. The fraction was stimulated with near-infrared diodes emitting at 850 nm. The IRSL signal was detected in the blue-violet region with an H7360-02 Photon Counting Head in the UV/Vis region (410 nm) through a combination of optical filters (Schott BG3, 3 mm + Semrock 414/46 BrightLine HC interference filter) placed in front of a Hamamatsu H7360-02 photomultiplier tube (PMT).The equivalent dose (D_e) was determined using the IRSL single-aliquot regenerative dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2003) adapted for the pIR-IR_{290} protocol (Supplementary Table 1), with a stimulation temperature of 50°C followed by a high temperature measurement at 290°C (pIR-IR_{290}) (Thiel et al., 2011a). The data analysis was performed with Analyst software (Duller, 2015). For each aliquot (n = 20), pIR-IR_{290} measurements passed all acceptance criteria: the recycling ratio averages 1.01 ± 0.03, within 5%, the recuperation ratios were also <5%, and the maximum paleodose error is <10%. pIR-IR_{290} curves are provided for the sample (Fig. 2). D_e value was calculated using the CAM (Central Age Model) (Galbraith et al., 1999), an arithmetic average and the Average Dose Model (Guérin et al., 2017).The D_e results are similar in all three cases (Table 2) and equal within uncertainties.

The external alpha, beta, and gamma dose rates received by feldspar grains were deduced from high-purity low-background BEGe gamma spectrometry measurements (Guibert and Schvoerer, 1991). No significant disequilibrium in U-series was detected (Table 3). The internal dose rate of the feldspars was derived from internal K contents, assumed to be 12.5 ± 0.5% (Huntley and Baril, 1997). An a-value of 0.08 ± 0.02 was assumed (Rees-Jones, 1995). The most important issue is the water content, which could lead to a significant underestimation or overestimation of the age obtained (Aitken, 1998). There exists a large variability in water content values considered for marine sediments in the previous studies (Supplementary Table 2). A value of 40% water content was measured and confirmed by further measurements (33–43%) of other samples in the core. An uncertainty value of 10% was assigned to cover all realistic uncertainties. Considering the depth of the sample, we also estimated that the cosmic dose received was negligible (Prescott and Hutton, 1994; Supplementary Table 2).

Bayesian age-depth model. A new depth-age curve was developed using all available radiocarbon ages, the paleodosimetric age obtained in the present study, and five isotopic events (Table 1). The model, named BaCON (Blaauw and Christen, 2011), is a Bayesian age modeling in sedimentary sequences that requires mainly prior information about sedimentation rates, which is difficult to obtain for long sedimentary sequences. This type of model (i.e., BaCON) does not handle sudden variations in sedimentation rates, which are found during periods of deglaciation and ice rafted debris deposition (Sánchez Goñi et al., 2017). On the contrary, our Bayesian modeling used in Archaeological Sciences does not consider sedimentation rate as a prior for Bayesian analysis embedded in the chronological model (Lanos and Philippe, 2018). For this reason, we used the ChronoModel v. 2.0 software (Lanos and Dufresne, 2019) to construct the most reliable chronological model for core MD04-2845. The prior information included in the model is a stratigraphic order according to the depth of dated samples (see Lanos and Philippe, 2018, for a description of the chronological model). The calibration step for radiocarbon ages was performed using Marine20 (Heaton et al., 2020). The posterior distribution of collection dates/ages is approximated using samples simulated by Markov chain Monte Carlo (MCMC) algorithms. Then, the MCMC samples from the joint posterior distribution are analyzed in the ArchaeoPhases R-package v. 1.4.5 (Philippe and Vibet, 2020).

Firstly, we represent the 95% credible interval for each dated sample of our collection (Fig. 3). The credible interval is calculated from the posterior distribution of each dated sample. This is the shortest interval that contains the date of sample with 95% posterior probability (i.e., there is a 95% probability that the unknown date of sample falls within this interval). Then, we estimate the age-depth curve from this sequence of ages and their depth. The curve is estimated using the classical local regression (LOESS), which is applied to express the age as a function of depth. The estimate of the curve depends on the collection of ages, which are unknown, but their posterior distribution is provided by the chronological model. Thanks to the MCMC sample, we can easily estimate the posterior distribution of the depth-age curve at each value of the depth. Therefore, we can predict the age of undated levels. For each depth value, we summarize the posterior distribution of age by its median value and 68% and 95% credible intervals.

Pollen study

Fifty-five new samples were analyzed between 1134–1317 cm depth, corresponding to a resolution of 300–400 years. The extraction protocol consists of sieving about 2–5 cc of sediment at 150 µm to separate the lower fraction containing pollen and the upper fraction composed mainly of foraminifera. A known concentration of an exotic spore, *Lycopodium*, was added to the sediment at the beginning of the treatment to calculate the total sporo-pollen concentration and that of each taxon (Stockmarr, 1971). This sediment was chemically attacked (cold HCl at 10%, 25%, and 75%, and cold HF at 45% and 75%) to remove

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

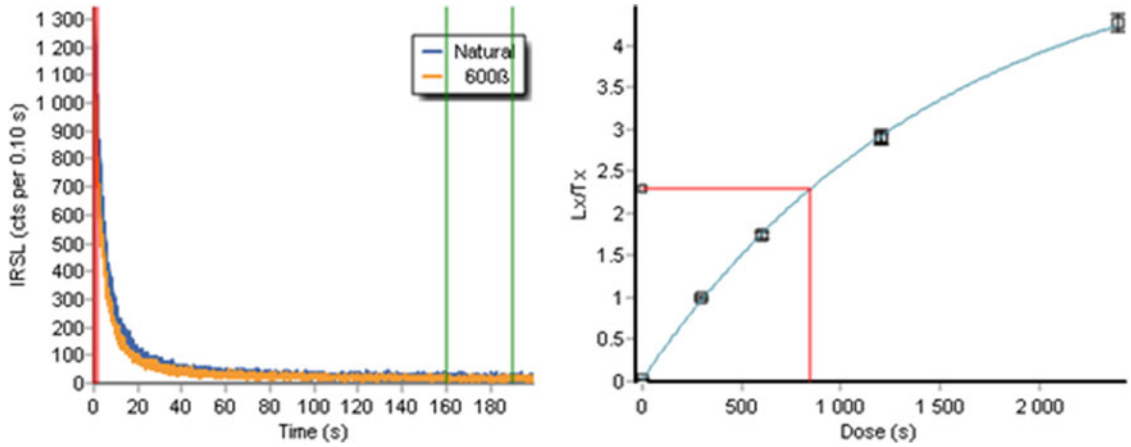


Figure 2. Decay curves and dose-response of the sample BDX24931 using pIR-IR$_{290}$ signal. On the left side of the figure, the green lines delimit the background noise, which is subtracted from the signal. The red lines on the right side of the figure are the graphical representation of how an equivalent dose (De) is calculated.

Table 2. Equivalent doses (D_e) obtained with the Average Dose Model (ADM) and Central Age Model (CAM), from pIRIR$_{290}$ measurements. The overdispersion (OD) values were determined with the Central Age Model. The age integrated in the age-depth model was determinate with the Central Model Age.

Sample	De (Gy) CAM	De (Gy) ADM	De (Gy) Arithmetic average	OD (%) CAM	Age (ka) CAM	Age (ka) ADM
BDX24931 (GdG18 OSL 1)	156 ± 3	156 ± 4	156 ± 13	8 ± 2	53.6 ± 3.4	53.6 ± 4.0

carbonates and silica. The pollen residue was then filtered through a nylon filter of 10 µm and mounted on a microscope slide in a bi-distilled glycerin medium, which allows the mobility of pollen grains and their identification in polar and equatorial view. For each sample, at least 20 taxa and a main sum of >100 pollen, excluding *Pinus*, were counted using a Zeiss Axioscope optical microscope at magnifications ×400 and ×1000 (immersion oil). *Pinus* is over-represented in marine sediments (Heusser and Balsam, 1977) and including it in the pollen main sum would mask variations in the percentages of other pollen taxa. The sum of pollen grains excluding *Pinus* ranges from 59–151 (including pine, from 184–888 grains), with only six samples having pollen sums between 59–100 pollen grains. Pollen percentages were calculated on the total pollen counted, excluding *Pinus*, aquatic plants, spores, and undetermined pollen grains.

The different pollen taxa were grouped by their ecological affinity into five main ecological groups (Fig. 4): (1) Atlantic deciduous forest, composed mainly of deciduous *Quercus*-type, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, and *Fagus*; (2) boreal forest, formed by *Abies* and *Picea*; (3) semi-desert plants formed by Amaranthaceae, *Ephedra distachya*, and *E. fragilis* types; (4) heats and heathers of the family Ericaceae, including the species *Calluna*; and (5) Central European steppe, composed mainly of *Artemisia*, Cyperaceae, and Poaceae.

Zonation of the pollen diagram has been carried out by clusters or hierarchical groupings, constrained by a matrix of Euclidean distance between each sample (CONISS) (Grimm, 1987). This analysis was performed in the RStudio v. 1.2.5019 environment using the chclust program in the Rioja 0.9-21 package (Juggins, 2019).The number of significant pollen zones was determined using optimal partitioning with minimal sum-of-squares and broken-stick method using vegan v. 2.5-7 R-package (Oksanen et al., 2020).

Principal Components Analysis (PCA) was applied to the pollen percentages to reduce the dimensionality for detecting climatic and environmental fluctuations. Of the 125 western European taxa (excluding *Pinus*, spores, and unidentified pollen grains), 72 taxa were retained to create the PCA without standardization. However, a matrix reduction was applied to select only major taxa with pollen percentages >6% in at least 5 samples (Fig. 5). Prior to the analysis, a Hellinger transformation was used (Legendre and Gallagher, 2001) to normalize the variance of the different taxa and make it therefore more suitable for Euclidean-based ordination methods, such as PCA. The Hellinger transformation was made using the R-vegan package (Oksanen et al., 2020). Then, the values according the dimension scores were extracted for each sample. Another PCA taking into account the pollen zones, was made to determine the environmental significance of these pollen zones. The analysis was carried out in the RStudio environment with three packages—factoMineR v. 2.3 (Husson et al., 2017), factoextra v. 1.0.7 (Kassambara and Mundt, 2020), and paleoMAS v. 2.0.1 (Correa-Metrio et al., 2012)—to extract and visualize the results of the multivariate data.

Analysis of foraminifera assemblages and SST quantitative reconstruction

Foraminifera assemblages of the MD04-2845 deep-sea core have been published previously (Sánchez Goñi et al., 2008). Here, we present data for the three new samples (levels 1164, 1191, and 1226 cm), which were dated by ^{14}C. The assemblages were analyzed in the >150 µm fraction of the same sample used for pollen analysis. Between 362–382 foraminifera were counted in these three samples. Quantitative values of seasonal and annual sea surface temperatures (SST) from planktonic foraminifera assemblages were reconstructed. This reconstruction used a paleoecological reconstruction program developed at the EPOC laboratory, based on modern analogues previously applied to this core (Sánchez Goñi et al., 2013). This reconstruction relies on an extended modern database using North Atlantic and Mediterranean samples (1007 points).

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

Table 3. Summary of water content, calculated equivalente dose, dose rates, paleodose, and age obtained. K, U, and Th contents were determined by high-resolution and low-background BEGe gamma spectrometry.

Sample	Depth (cm)	Water content (%)	Equivalente dose	Dose rate (Gy/a)							
			D_e (Gy) CAM	K (%)	U (^{238}U) (ppm)	U (^{236}Ra) (ppm)	Th (ppm)	alpha	Beta (ext + int)	gamma	total
BDX24931	1535–1545	40 ± 10	156 ± 3	2.37 ± 0.04	2.96 ± 0.04	2.71 ± 0.15	10.35 ± 0.12	0.19 ±0.03	1.81 ± 0.04	0.95 ± 0.08	2.91 ± 0.05

Middle and Early Upper Paleolithic lithic techno-complexes

We have created a database initially containing 32 sites and ~300 previously published ages. To this database, we applied a series of qualitative methodological, taphonomic, and sampling criteria, from 0–3 following Guibert et al. (2008), to select the most relevant ages (Excel file in Supplementary Information). The ages with index 3 are the most reliable and were integrated in the Bayesian models to reconstruct the temporal range of each LTC in each archaeological site. A model for each site was carried out with ChronoModel v. 2.0.18 (Lanos and Dufresne, 2019), taking into account the archaeostratigraphy between the different dated levels and using the most recent IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020). As for the age model of core MD04-2845, ChronoModel has the advantage of integrating multiple dated ages for the same event/sample and it is able to deal statistically with the outliers. Then the events were organized in phases (i.e., archaeological levels associated with a LTCs), only constrained stratigraphically within each site. We have chosen not to impose a chronological succession of these three LTCs, because although they could be stratified in the same site, they are not necessarily all contemporaneous from Aquitaine to northern Spain. Ages of archaeological levels below and above the targeted levels (i.e., Châtelperronian, Proto-Aurignacian, and Early Aurignacian) served as boundaries. However, the Early Aurignacian corpus needs further improvement, because only the ages corresponding to the Early Aurignacian levels of the sites delivering first Proto-Aurignacian and/or Châtelperronian layers have been integrated. The prior information included in the model is a stratigraphic order according to archaeological sequence. The posterior distributions and the HPD regions at 68.2% and 95.5% were approximated for each collection events and phases (Supplementary Information). We performed the age modeling for thirteen sites. However, among them, two sites provided only one age to include in the presentation and discussion of the results (Supplementary File 2).

RESULTS

Dating the Bay of Biscay core: results and improvements

The new ^{14}C dates range from 33.9 ± 0.2 to 34.1 ± 0.2 ^{14}C yr BP (Table 4). The time interval corresponding to HS 4 in several North Atlantic cores (Elliot et al., 1998, 2001, 2002) is estimated between 33.9 ± 0.7 and 34.9 ± 1.1 ^{14}C yr BP, while farther south on the Iberian margin it is dated between 33.7–34.7 ^{14}C yr BP (Naughton et al., 2009) (Supplementary Figure 2, Supplementary Table 3). Chronological uncertainties for our AMS ^{14}C dates range from 390–460 years (2σ error), and those based on the marine isotopic events have uncertainties between 817–1287 years (Wolff et al., 2010; Sánchez Goñi et al., 2017). The new ^{14}C ages appear to be statistically indistinguishable in terms of uncertainties (Table 4, Supplementary Fig. 2). These ages do not yield a consistent series of increasing age with increasing depth, perhaps due to variations in the marine age reservoir. Marine reservoir age simulations have highlighted variations in global mean marine reservoir ages of several hundreds of years, especially between ca. 42–38 ka close to the Laschamps (ca. 42.9–41.5 ka, Lascu et al., 2016) geomagnetic excursion (Butzin et al., 2020; Heaton et al., 2020).

The pIR-IR$_{290}$ age obtained is 53.6 ± 3.4 ka (Table 2). This age, if considered with its uncertainty at 1 sigma, is younger than the other ages from other records for the HS 6, which is estimated

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

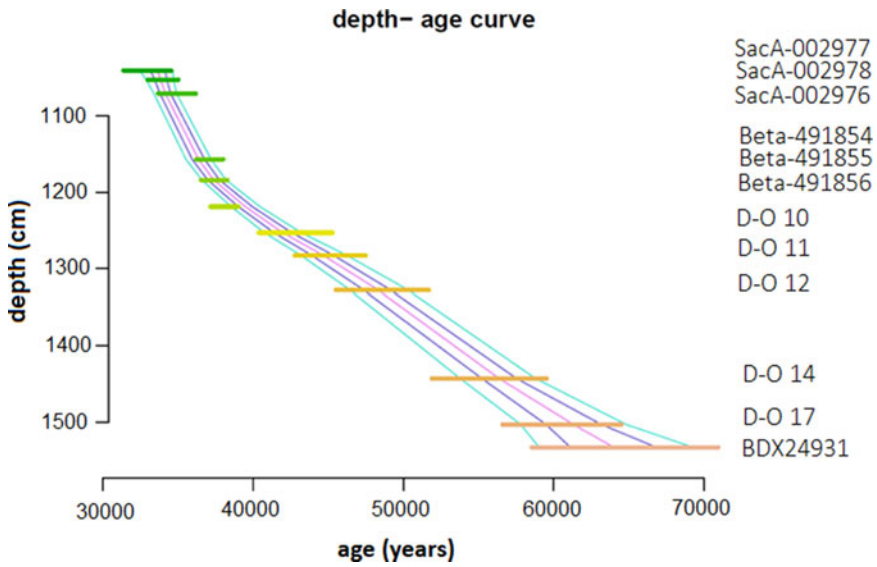


Figure 3. Depth-age model with Bayesian statistics using ChronoModel software and ArchaeoPhases package. Horizontal colored and thick lines represent the ages used to create the model and sample (Table 1); labels are represented on the right. The other colored lines, which cut the ages, are the calculated median age (pink) with two estimated probabilities at 68% (between the two purple lines) and 95% (green lines).

between 64.0–60.0 ka based on the combination of ^{14}C and isotopic event stratigraphy (Sánchez Goñi et al., 2013). It is also younger compared to the age given by the Villars Cave speleothem (63.3–60.9 ± 0.8 ka; Genty et al., 2010). Moreover, GS 18, which would be the counterpart of HS 6 in Greenland, is dated at ca. 63.8–59.4 ka (Rasmussen et al., 2014). However, in our record, there is no evidence that the grains were not completely bleached. HS 6 is a climatic phase encompassing a large input of IRD, which may have resulted in reworking, but we need to further investigate this hypothesis and increase the number of dated ages. This exploratory approach of dating marine sediments by luminescence and the preliminary pIR-IR$_{290}$ age seems promising, which obviously needs to be confirmed with other luminescence testing and the dating of younger HSs (HS 1–4) whose ages can be compared with those obtained with ^{14}C in order to validate the analytical strategy adopted.

The age-depth curve constructed with ArchaeoPhases, according to the hierarchical Bayesian model in ChronoModel, gives

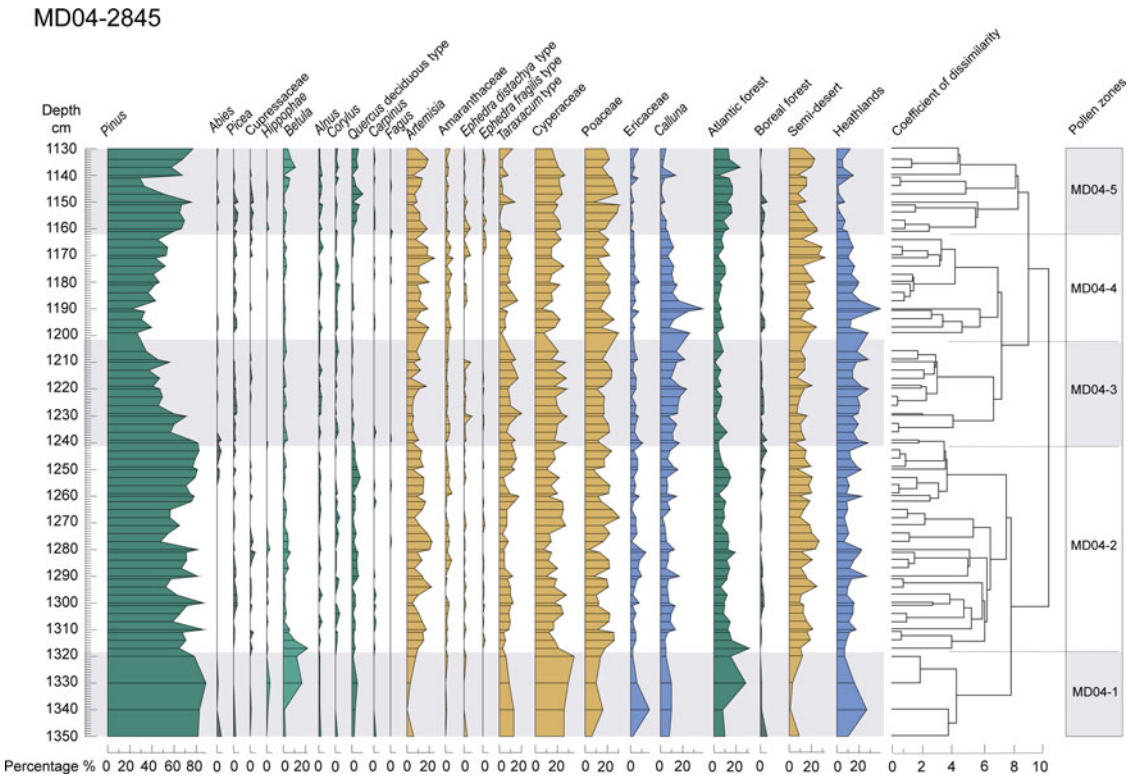


Figure 4. Pollen diagram of the MD04-2845 deep-sea core between 1335–1130 cm depth. From left to right: selected taxa, ecological groups (Atlantic forest, boreal forest, semi-desert plants, heathlands), and pollen zones, based on the clustering analysis and optical partitioning.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

Table 4. ^{14}C dates of the three new samples and the other ^{14}C ages used in this study and their calibration with Calib v.8.2.

ID_laboratory	Depth (cm)	Material	pMC	$\delta^{13}C$ (‰)	AMS ^{14}C age (^{14}C ka BP)	Error (^{14}C ka BP)	Age Calib (2σ – cal BP)
SacA-002977	1048	*G. bulloides*	2.47 ± 0.12	−1.7	29.87	0.39	32.389–30.493
SacA-002978	1060	*N. pachyderma* (s)	2.19 ± 0.12	2.6	30.67	0.42	33.253–31.518
SacA-002976	1078	*G. bulloides*	2.02 ± 0.12	0.6	31.35	0.46	33.985–32.182
Beta - 491854	1164	*N. pachyderma (s)*	1.47 ± 0.04	0.3	33.92	0.22	36.173–34.731
Beta - 491855	1191	*N. pachyderma (s)*	1.57 ± 0.04	0.2	33.39	0.22	35.220–34.215
Beta - 491856	1226	*N. pachyderma (s)*	1.43 ± 0.04	0.5	34.14	0.23	36.557–34.982

information on sedimentation rate based on ages and uncertainties (Fig. 3). Although the ^{14}C and IRSL ages are younger, all the ages are slightly older in the depth-age model. This effect comes from the a priori stratigraphic constraint, which adjusts the ages by reducing uncertainties according to the stratigraphy of the sedimentary sequence. The sedimentation rate of the core is relatively constant from 70–40 ka, but it changes later on. The two dates around 1200 cm correspond to HS 4, which is marked by a different and rapid sedimentary process, such as an IRD deposition.

Vegetation and climate changes in SW France and its margin

Cluster analysis and broken-stick method applied to the pollen assemblage identified five pollen zones (MD04-1 to MD04-5), ranging from 1350–1130 cm deep (Fig. 4), ca. 49.8 ± 2.0 to 35.6 ± 0.8 ka (Fig. 6).

Zones MD04-1 and MD04-5 are characterized by an increase in the percentages of Atlantic forest taxa. The first zone (ca. 49.8–47.3 ka) is marked by a higher increase in temperate forest (29%) and, in particular, *Betula* (17%), *Hippophae* (3%), and deciduous *Quercus* (5%). Zone MD04-5 (ca. 36.7–35.6 ka) suggests a renewed forest expansion composed of *Betula*, Cupressaceae, deciduous *Quercus*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, and *Fagus*, reflecting a warmer and wetter climate. Zone MD04-2 (ca. 47.3–40.9 ka) is characterized by steppe expansion, consisting of *Artemisia*, Amaranthaceae, Cyperaceae, and Poaceae, but also by forest expansion, as shown by increases of *Betula*, deciduous *Quercus*, *Alnus*, *Corylus*, and *Carpinus*. The boreal forest is represented in zones MD04-3 (ca. 40.9–38.3 ka), which is marked by the highest percentage of *Abies* in the entire sequence (4%), reflecting a cooling. This zone is also marked by a significant increase in humidity and a cold climate, as reflected by percentages of *Calluna* (e.g., 22% at ca. 38.7 ± 0.8 ka, 1209 cm; 23% at ca. 39.4 ± 0.9 ka, 1220 cm). On the contrary, MD04-4 (ca. 38.3–36.7 ka) is characterized by an increase in steppe taxa (32% at ca. 36.9 ± 0.9 ka, 1170 cm), especially *Artemisia* (19%), Poaceae (30%), and Cyperaceae (23%), along with the presence of boreal forest (2% of *Picea*), indicating a colder and drier climate. The beginning of the zone is marked by an increase in the percentages of *Calluna* species (38% at ca. 37.7 ± 0.8/0.81 ka, 1190 cm) reflecting a cold and humid climate. In this zone, *E. fragilis* is virtually absent. Within this zone, the percentages of *Pinus* decrease slightly around 38.2 ± 0.8 ka (1200 cm).

The results of the PCA explain 45% of the variance. The PCA identifies a first component (Fig. 5), that explains 25.9% of the variance characterized by deciduous *Quercus* and *Betula* with positive scores (warm), and herbaceous and shrub taxa such as Ericaceaea, *Calluna*, and Cyperaceae (cold) with negative scores. The second dimension, which explains 19% of the variance, is characterized by the positive scores of forest taxa, such as deciduous *Quercus* and *Betula*, and Ericaceae, which is a moist-loving taxon, while *Artemisia*, Poaceae, and Cyperaceae fall in the negative scores. In other words, variations of PC1 scores are used in this study as a warm/cold index and PC2 variations are used as a dry/wet and oceanic/continental proxy (Fig. 6E). Therefore, zones MD04-1 and MD04-5 represent relatively warm and wet climate, zones

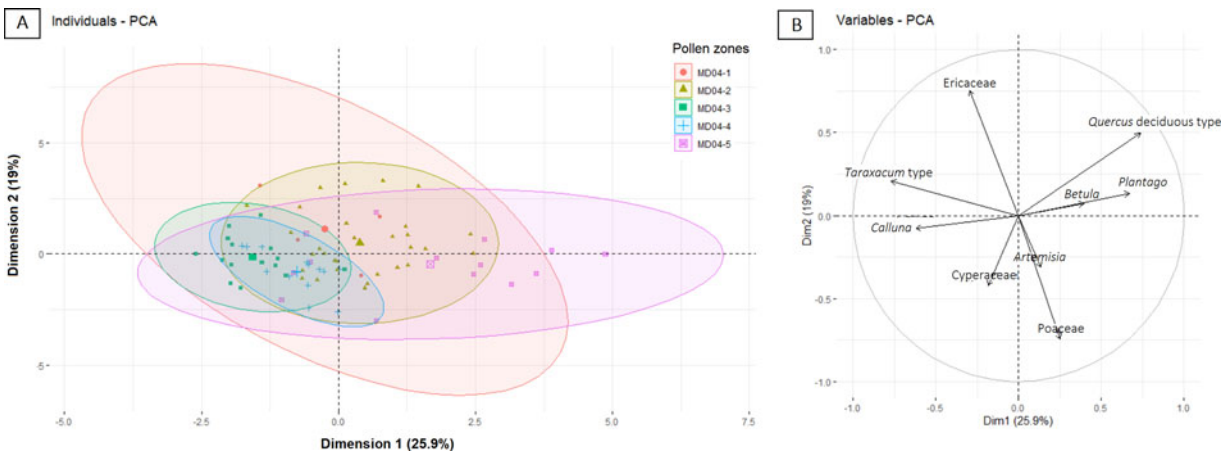


Figure 5. Principal Components Analysis (PCA) representing (a) pollen zones-based confidence ellipses, and (b) the 9 major taxa, with pollen percentages estimated to be >6% for at least 5 samples.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

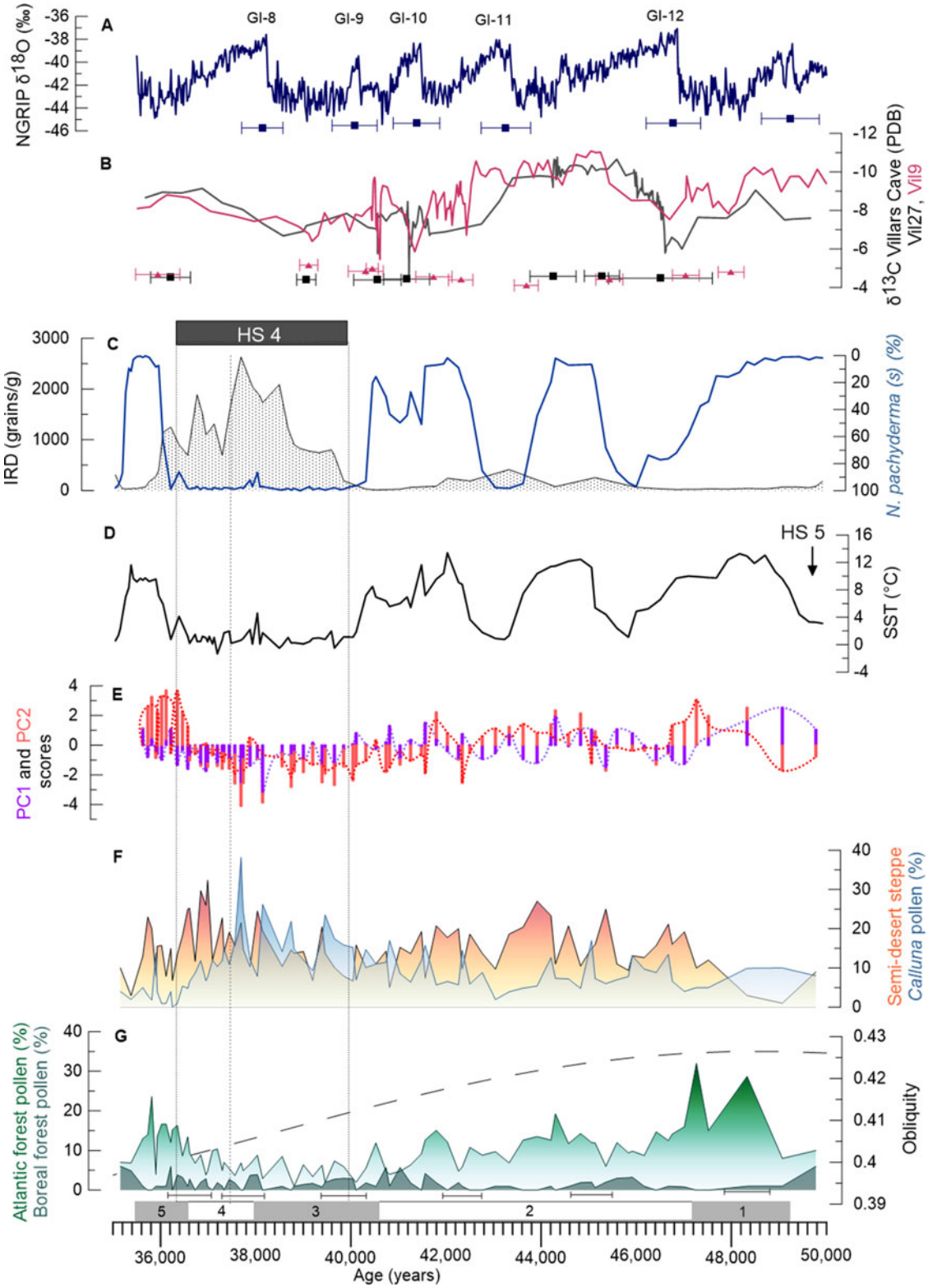


Figure 6. Oceanic and continental climatic multiproxies in the core, discussed from the bottom to the top of the figure. (**F, G**) Pollen percentages of Atlantic forest (degraded green), boreal forest (green), semi-desert plants (orange), *Calluna* (blue); obliquity curve (Laskar et al., 2004) is represented with the temperate and boreal forest (**G**). (**E**) PC1 (purple) and PC2 (red) scores are represented in two different forms: purple/red bar charts and purple/red dotted curves. Dim1 (=PC1): the negative values correspond to dryness and positive to cold environments and Dim2 (=PC2) with positive scores to warm and negative scores to humid taxa (**D**), the annual sea surface temperature of Bay of Biscay (SST) derived from the polar foraminiferan *Neogloboquadrina pachyderma* (s) percentages, and quantity of IRD (**C**). The percentage scale of *N. pachyderma* (s) is reversed with respect to IRD. Villars stalagmites $\delta^{13}C$ (**B**) Vil27 (gray) and Vil9 (red) and both of their chronological uncertainties are represented (only some uncertainties are shown; all uncertainties are available in Genty et al., 2003). (**A**) NorthGRIP $\delta^{18}O$ curve (Rasmussen et al., 2014) and the uncertainties for the GIs (Wolff et al., 2010). Dotted rectangle (**C–G**) represents HS 4; dashed line indicates the separation between the two climatic phases within HS 4.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

MD04-3 and MD04-4 colder and drier than the previous ones, and MD04-2 represents a relatively cold and wet climate. The warm and humid terrestrial phases are associated with the highest SST in the Bay of Biscay (Fig. 6D). The cold and dry terrestrial phases (Fig. 6F) are synchronous with cold SST, while the cold and humid phase is associated with SST oscillations.

Clustering analysis recognizes 14 pollen zones. However, optimal partitioning that gives the statistical significance of the zones has only detected 5 pollen zones and, therefore, D-O variability is not recorded from pollen percentages. However, in pollen zone MD04-2, two small increases in forest percentages are associated with two large SST increases that correspond with D-O 11 and D-O 10. Therefore, this variability, which was undetected by the optimal partitioning, seems to be real.

The chronology of the Middle to Upper Paleolithic technocomplexes

The ensemble of age models performed for each of the 11 sites in SW Europe (Fig. 7D, SI) show that the Châtelperronian, represented in this study by five sites mostly from the Aquitaine basin (i.e., Bordes-Fitte, Les Cottés, La Quina aval, and la Ferrassie) and Labeko-Koba (Wood et al., 2014) in the Spanish Basque country (Fig. 7D) spans from ca. 44.5 ka to ca. 40.1 ka. The Châtelperronian at la Quina aval and La Ferrassie could be the oldest (ca. 44 ka). The youngest ending time of this LTC would be, taking all uncertainties into account, ca. 40. 3 ka at Les Cottés and ca. 40.1 ka at La Ferrassie.

The Proto-Aurignacian, the first LTC attributed to the Upper Paleolithic and *Homo sapiens*, is found at Les Cottés, Isturitz (Barshay-Szmidt et al., 2018) and Gatzarria (Barshay-Szmidt et al., 2012) in the French Basque country, and at Labeko-Koba, Covalejos, and Cobrante in the Cantabrian of Spain (Marín-Arroyo et al., 2018). It could have developed between ca. 44.2–41.4 ka at Isturitz and between 42.3–40.4 ka at Gatzarria. In northern Spain, it appeared in Covalejos between ca. 41.9–40.0 ka, in Labeko-Koba ca. 41.3–40.8 ka, ca. 41.3–39.1 ka in Cobrante, and in El Cuco between ca. 41.1–39.0 ka. In SE France, the Proto-Aurignacian, which is represented in our model only by Esquicho-Grapaou (Barshay-Szmidt et al., 2020), spans between ca. 42.9–38.0 ka. The youngest Proto-Aurignacian starting time is found at the Les Cottés site, which is dated between ca. 40.6–39.6 ka. The Proto-Aurignacian would be present in Western Europe first in northern Spain, then in SE France and the Aquitaine basin. However, this hypothesis is based on only a few well-dated sites from SW Europe.

The Proto-Aurignacian chronologically overlaps with the Châtelperronian. In SW France, taking into account the oldest and the most recent age from the Les Cottés and La Ferrassie sites, the overlap spans ca. 500 years. However, according to the techno-cultural attribution at the Bordes-Fitte site, which has the oldest presence of an Aurignacian occupation, this overlap would be ca. 1,100 years. Farther south, in the Basque country and Cantabrian region, the Châtelperronian overlaps with the Proto-Aurignacian for ca. 1,800 years, if we accept that the chronology of Isturitz is sufficiently reliable.

The Early Aurignacian is stratigraphically above the Proto-Aurignacian. It is represented by six sites located in SW France, the French and Spanish Basque country, and northern Spain. The Early Aurignacian is the oldest north of the Aquitaine basin at the Bordes-Fitte site, 41.2–40.1 ka, and in the Basque country at Isturitz, ca. 40.8–40.0 ka. It could have developed at Labeko-Koba between ca. 40.5–39.7 ka, and at Covalejos ca. 40.3–39.0 ka. In southwestern France, it appeared at Gatzarria between ca. 39.9–38.3 ka and ca. 39.4–38.8 ka at Les Cottés.

DISCUSSION

Climatic and environmental changes in SW France from GI 12–8 (ca. 50–36 ka)

The phases marked by the increase of Atlantic forest (Fig. 6G) are associated with the SST warming in the Bay of Biscay (Fig. 6C). Conversely, the phases dominated by semi-desert plants (Fig. 6F) are synchronous with cold SST. The chronologies of the four temperate phases punctuating the period between HS 5 and HS 4, does not correspond with the chronologies of GI 12–8, defined according to the Greenland $\delta^{18}O$ record (Fig. 6A) (Rasmussen et al., 2014). These SW European warming events show a difference of ca. 1,000 years from our age-depth model, compared to the onset of these GIs. This difference falls, however, within the uncertainties of the Greenland age model (800–1,300 years, Table 1) and the uncertainties of radiocarbon ages of this period. Atlantic forest pollen percentages indicate a progressive long-term decrease in the forest cover from GI 12–8, paralleling the decrease in obliquity (Fig. 6G), suggesting a warmer GI 12 (28%), compared to the other GIs. The high values of $\delta^{13}C$ from two stalagmites in the Villars Cave (Genty et al., 2010) further indicate an increase in precipitation during GI 12 (Fig. 6A, B).

During HS 4, the SST was strongly imprinted by *N. pachyderma* (s) percentages, which decreased a few centuries before the increase of IRD (Fig. 6C). SST in the Bay of Biscay probably cooled contemporaneously with the first IRD discharges in the more northwestern regions. Therefore, and following the previous work of Sánchez Goñi et al. (2000), we define the time period of HS 4 in the Bay of Biscay between ca. 40.2–36.5 ka by using collectively the decrease of SST and the increases of *N. pachyderma* (s) and IRD. The age of HS 4, which is estimated between 40.2–38.3 cal BP (Sanchez Goñi and Harrison, 2010), is based on the synthesis of ^{14}C ages from North Atlantic deep-sea cores made by Elliot et al. (2002). The timing of the end of HS 4 given by the Bayesian age-depth model in core MD04-2845 using the new ^{14}C age is ca. 1,500 years younger than that based on the North Atlantic ^{14}C. However, taking into account all the uncertainties, our new age-model does not fundamentally contradict the traditional chronology of HS 4.

In SW France, HS 4 is composed of two climatic phases (Fig. 6). This subdivision into two phases was detected previously in a core from the northwestern Iberian margin (MD99-2331, 42°9'N, 9°69'W; Naughton et al., 2009). Our first phase (ca. 40.2–37.5 ka) is marked by the strongest iceberg discharges and is contemporaneous with the decrease of the Atlantic forest and maximum percentages of *Calluna*. This genus is a moisture and light-demanding plant whose development is favored by forest contraction (Naughton et al., 2009), reflecting an increase in humidity. Sea surface temperatures drop by ~7 ± 5°C. A slowdown in the growth of the Villars Cave speleothems is recorded during HS 4, also indicating a drastic decrease in precipitation in this region (Genty et al., 2003). Our second phase of HS 4 (ca. 37.5–36.4 ka) is synchronous with a moderate amount of IRD compared to the first phase, but the maximum of *N. pachyderma* (s) maintained low SSTs, between 0–2 ± 2°C in the Bay of Biscay.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

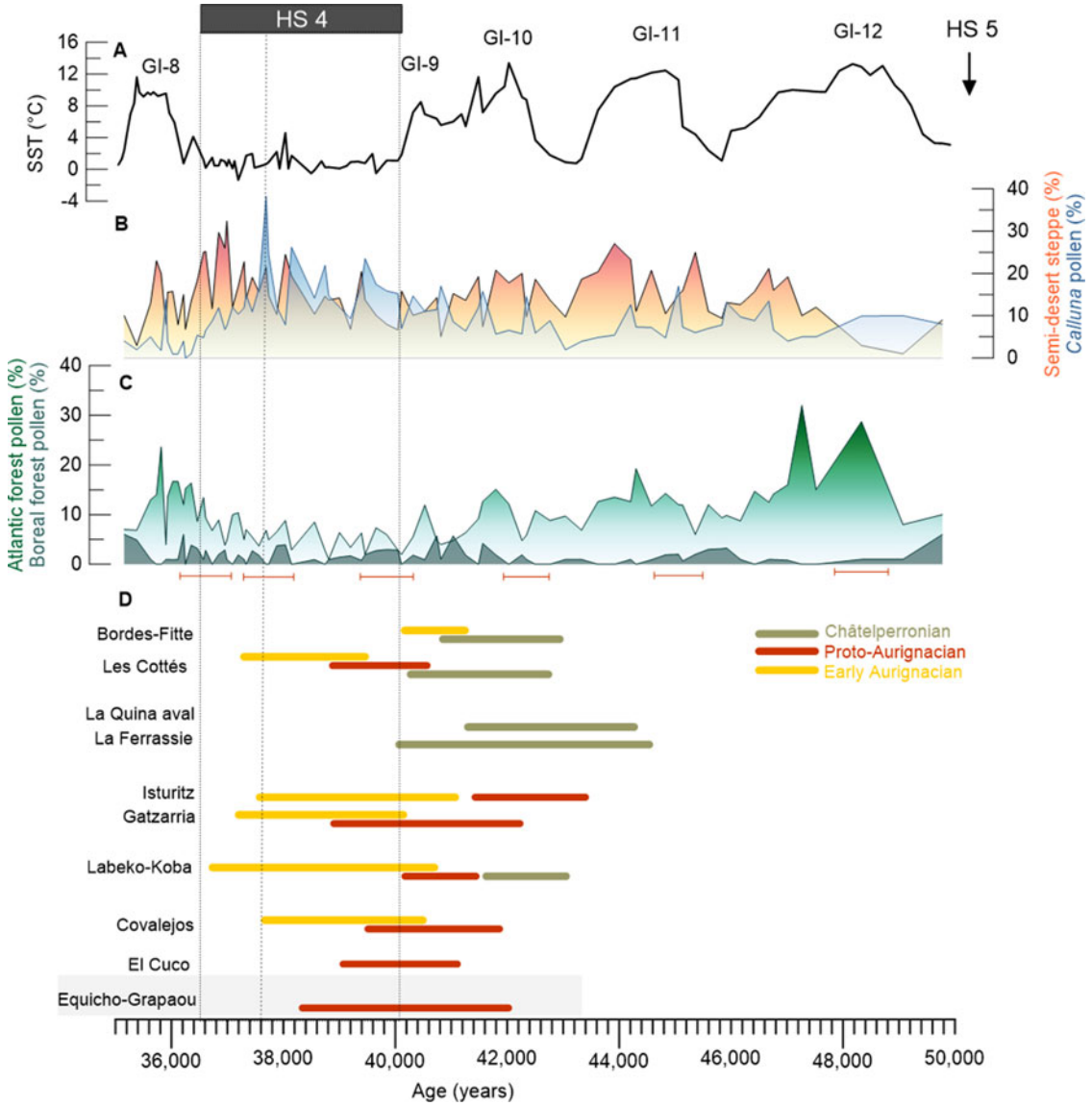


Figure 7. Comparison between environmental/climatic data and archaeological LTCs. (**A**) Bay of Biscay SST. (**B, C**) Pollen percentages of Atlantic forest (green), boreal forest (dark green), semi-desert steppe (orange), and *Calluna* species. (**D**) Representation of Middle to Upper Paleolithic transition LTCs. Modeled time ranges at 68.2% for Châtelperronian (green), Proto-Aurignacian (dark orange), and Early Aurignacian (yellow). The gray horizontal rectangle represents the only site of SE France. Dotted rectangle represents HS 4; dashed line indicates the separation between the two climatic phases within HS 4.

Interestingly, within the first phase, SST and *N. pachyderma* (s) indicate a slight warming of 2 ± 3°C towards 38.2 ± 0.9 ka, which is associated with a small decrease in IRD. The percentages of *N. pachyderma* (s) fall to a value of 86.4% and SST increases by ~4 ± 3°C. Another deep-sea core off the Iberian Peninsula (MD95-2039, 40°34'N, 10°20'W) shows a slight warming associated with an increase in deciduous *Quercus* (Roucoux et al., 2005), which could indicate regional warming in the middle of HS 4 between 40–45°N. In the Bay of Biscay, the percentage of deciduous *Quercus* (1%) remains low, but the Atlantic forest reaches almost 9% due to a 3% increase in *Alnus*, 2% in *Corylus*, and 1% in *Betula* and *Carpinus*.

HS 4 is thus divided into two different climatic and environmental phases in the eastern North Atlantic region between 40° N and 45°N: a first phase, associated with the maximum amount of IRD and marked by extreme cooling and wet conditions; and a second phase, characterized by a drier and colder climate showing a warming trend. However, unlike the cores from the Iberian margin, where the first phase is considered to be the coldest one, the two phases in the Bay of Biscay are relatively similar in terms of forest cover and oceanic temperatures throughout HS 4.

Climatic and environmental changes: triggers for technological adaptations?

The studies of SW France archaeological sites played a major role in the definition of both Middle and Upper Paleolithic cultures. The oldest appearance of the Châtelperronian at la Quina aval and La Ferrassie (ca. 44 ka) could be contemporaneous with GS 11 (Fig. 7). The presence of Châtelperronian at La Ferrassie would be the earliest presence in SW France, well before the Châtelperronian from Arcy-sur-Cure (Talamo et al., 2020). Farther north, at Bordes-Fitte rockshelter and Les Cottés Cave, it might have begun between 42.9–41.5 ka, corresponding perhaps

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

to the end of GS 11. At Labeko-Koba, the most southern site, the Châtelperronian is dated between 43.0–41.6 ka and encompasses the end of GS 11. Depending on the region, the Châtelperronian developed since the end of GS 11 or during GS 10. However, in SW France and northern Spain, the Châtelperronian does not appear beyond the beginning of HS 4. The last age of the Châtelperronian, which is associated with the last Neanderthals, indicates that their disappearance would have occurred in this region at the same time as the start of HS4.

The Proto-Aurignacian could have appeared in SW and SE France, as well as in northern Spain, around the GS 10/GS 9 transition, which is marked by the expansion of an open forest with steppe-like elements. Shao et al. (2021), using a global climate model, developed a human-existence model combining climate data with archaeological sites to reconstruct patterns of Aurignacian dispersal. The earliest Aurignacian dispersal in Europe started before 45 ka (Hublin et al., 2020). The recent discovery in Mandrin Cave (Rhone valley) of a tooth that belonged to *H. sapiens*, has highlighted its presence in Western Europe before 50 ka (Slimak et al., 2022).

In Proto-Aurignacian levels, reindeer dominates the faunal assemblages in Charentes and Périgord, while horses and Bovidae are dominant in the Pyrenees (Discamps et al., 2010; Soressi et al., 2010; Barshay-Szmidt et al., 2018). Around GS 9, steppe and, to a lesser extent, boreal forest could explain the strong presence of reindeer; bison, and horses in both regions. Progressive reduction of forest cover from GS 9 to HS 4 probably also had an effect on modern human migration (Badino et al., 2020). So far, our age modeling suggests that the appearance of *Homo sapiens* would have occurred first in SW France, with migration later in SE France, arriving in northern Spain at ca. 41.8 ka. However, Talamo et al. (2020), using another age-modeling approach (IntCal 13, Reimer et al., 2013, and OxCal, Ramsey, 2009) obtained an age for Isturitz that is younger than our model, and, in this case, *Homo sapiens* would have arrived in SE France before before farther west. Their scenario is consistent with the recent dating of the Proto-Aurignacian at Mandrin Cave, the beginning of which is dated between 43.3–42.2 ka (Slimak et al., 2022).

The first occurrences of the Early Aurignacian happened during GS 9 and the onset of HS 4 in Gatzarria and Les Cottés. The Early Aurignacian persisted during the beginning of HS 4. The faunal record also indicates a dominance of open and cold environmental faunal species in the Early Aurignacian (Discamps et al., 2010). Interestingly, within this LTC, a geographical difference also seems to emerge between the north and south, which are dominated by reindeer and by horses and Bovidae, respectively (Barshay-Szmidt et al., 2018). Unfortunately, no pollen data exists documenting a difference in the vegetation between the north and the south of SW France and northern Spain. The transition between Proto-Aurignacian and Early Aurignacian would overlap GS 9 and the first phase of HS 4.

The overlap between Châtelperronian and Proto-Aurignacian could be ca. 3,300 years between SW France and northern Spain. This overlap suggests a coexistence of several millennia between Neanderthal and modern groups (Marín-Arroyo et al., 2018), and interbreeding between Neanderthals and ancestors of non-African modern humans (Green et al., 2010). In recent years, genetic studies show the coexistence of Neanderthals and *Homo sapiens* by admixture from Neanderthals into ancestors of present populations in several regions of the world (Green et al., 2010; Prüfer et al., 2014, 2021; Fu et al., 2015; Bokelmann et al., 2019; Bergström et al., 2020) either through a single (Sankararaman et al., 2012; Bergström et al., 2020) or multiple episodes of gene flow (Prüfer et al., 2014; Vernot and Akey, 2015; Villanea and Schraiber, 2019; Hublin et al., 2020).

Western Europe experienced strong climate changes, which affected the environments and the food resources of Neanderthals and modern humans. So far, the archaeological records show that the transition between each of the LTCs between 44–36 ka encompassed several warming and cooling events, and that the same LTC is not synchronous throughout SW France and northern Spain. However, the late Neanderthal LTC seems to have developed in a moderately forested landscape, while modern humans developed in successively more open environments.

Comparison of both paleoclimatic and archaeological records aiming to detect potential synchronies is a complex process due to the age resolution and typo-technological definitions. Therefore, the chronology of the Middle-Upper Paleolithic transition is still not conclusive and needs to be improved by enlarging the database and pursuing the chronological modeling approach using Bayesian statistics.

Our study further suggests that the disappearance of Neanderthals does not seem to be directly related to climate-driven environmental changes, although the Châtelperronian ended in several sites before HS 4 onset. However, uncertainty in determining the age of HS 4 and the apparent young age of this event in this marine record reveal that there is an uncertainty making it difficult to assume a relationship between the end of the Châtelperronian and HS 4 onset. In SW France and the Cantabrian regions, the late Neanderthals survived several warming and cooling events, but just disappeared after the first LTCs associated with modern humans are recorded. Furthermore, the progressive increase of open environments from ca. 50–40 ka would have been favorable to expansion of modern humans, who could have been well adapted to the steppe. They could have competed with the late Neanderthals for the same ecological niches, causing their regional disappearance. Our new data are in line with previous modeling studies showing that Neanderthal disappearance can only be achieved when modern humans are chosen in the model as being more adapted in the exploitation of food resources and hunting technology compared to Neanderthals (Sepulchre et al., 2007; Banks et al., 2008; Columbu et al., 2020; Timmermann, 2020).

CONCLUSIONS

The high resolution pollen study of the MD04-2845 deep-sea core retrieved from the Bay of Biscay precisely identified the effect of climate changes from D-O 12–8 cycles and HS 4 in SW France. HS 4, defined on the basis of increases in IRD and *N. pachyderma* (s), is characterized by two distinct climatic phases: a first wet and cold phase and a second drier and colder phase. In the long term, a progressive decrease in the Atlantic forest and concomitant expansion of open environments is recorded from 50–40 ka. From a chronological point of view, IRSL dating results on the MD04-2845 deep-sea core seems promising, and future sample dating should confirm its application for sedimentary sequences older than the limits of radiocarbon dating. In addition, Bayesian statistics for both paleoclimatic and archaeological data from the westernmost part of Europe allowed us to improve the identification of potential synchronies. This critical work on an archaeological database and chronological modeling could be

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

applied to Mousterian (older) LTCs to better characterize their variability over the Middle Paleolithic.

This comparison shows that changes in LTCs during the Middle to Upper Paleolithic transition do not correspond with punctual vegetation and climate changes. In contrast, progressive opening of the regional landscape seems to have provided the context for the replacement of Neanderthals by modern humans, which lasted several millennia during which potential interbreeding and cultural changes occurred. Finally, our data suggest that climate changes did not directly cause the disappearance of Neanderthal. That disappearance was probably the result of competition with *Homo sapiens* for the same ecological niches.

Supplementary Material. The supplementary material for this article can be found at https://doi.org/10.1017/qua.2022.21

Acknowledgments. This work was initially funded by the New Aquitaine Region NATCH scientific project (*Neanderthalenses aquitanensis*: Territoires, Chronologie, Humanité, co-dir. J.Ph. Faivre, C. Lahaye, B. Maureille), and continued during a doctoral contract n°12-18 (Ecole Doctorale Montaigne Humanités), and by financial support from the French Research National Agency under the Investissements d'Avenir Program (ANR-10-LABX-52). ^{14}C dating was carried out with the support of ERC Advanced Grant TRACSYMBOLS no. 249587. We thank the members of UMR 5805 EPOC and UMR 6034 Archeosciences Bordeaux for their technical assistance (L. Devaux, M. Georget, M.-H. Castera, O. Thier, and I. Billy; J. Faure). Thanks to D. Genty and S. Salonen for their help and interesting discussions. We thank the three anonymous referees for their insightful comments to revise this paper.

REFERENCES

Aitken, M.J., 1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, Oxford, New York.

Allen, G., Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **23**, 255–260.

Armitage, S.J., Pinder, R.C., 2017. Testing the applicability of optically stimulated luminescence dating to Ocean Drilling Program cores. *Quaternary Geochronology* **39**, 124–130.

Badino, F., Pini, R., Ravazzi, C., Margaritora, D., Arrighi, S., Bortolini, E., Figus, *et al.*, 2020. An overview of Alpine and Mediterranean paleogeography, terrestrial ecosystems and climate history during MIS 3 with focus on the Middle to Upper Palaeolithic transition. *Quaternary International* **551**, 7–28.

Banks, W.E., d'Errico, F., Peterson, A.T., Kageyama, M., Sima, A., Sánchez-Goñi, M.-F., 2008. Neanderthal extinction by competitive exclusion. *PLoS ONE* **3**, e3972. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0003972.

Banks, W.E., d'Errico, F., Zilhão, J., 2013. Human-climate interaction during the early Upper Paleolithic: testing the hypothesis of an adaptive shift between the Proto-Aurignacian and the Early Aurignacian. *Journal of Human Evolution* **64**, 39–55.

Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E., Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 275–287.

Barshay-Szmidt, C.C., Eizenberg, L., Deschamps, M., 2012. Radiocarbon (AMS) dating the Classic Aurignacian, Proto-Aurignacian and Vasconian Mousterian at Gatzarria Cave (Pyrénées-Atlantiques, France). *PALEO Revue d'Archéologie Préhistorique* **23**, 11–38.

Barshay-Szmidt, C., Normand, C., Flas, D., Soulier, M.-C., 2018. Radiocarbon dating the Aurignacian sequence at Isturitz (France): Implications for the timing and development of the Protoaurignacian and Early Aurignacian in western Europe. *Journal of Archaeological Science: Reports* **17**, 809–838.

Barshay-Szmidt, C., Bazile, F., Brugal, J.-P., 2020. First AMS ^{14}C dates on the Protoaurignacian in Mediterranean France: The site of Esquicho-Grapaou (Russan-Ste-Anastasie, Gard). *Journal of Archaeological Science: Reports* **33**, 102474. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.09.003.

Bartolomei, G., Broglio, A., Cassoli, P.F., Castelletti, L., Cattani, L., Cremaschi, M., Giacobini, G., *et al.*, 1994. La Grotte de Fumane. Un site aurignacien au pied des Alpes. *Preistoria Alpina* **28**, 131–179.

Bateman, M.D., Swift, D.A., Piotrowski, J.A., Rhodes, E.J., Damsgaard, A., 2018. Can glacial shearing of sediment reset the signal used for luminescence dating? *Geomorphology* **306**, 90–101.

Bateman, M.D., Swift, D.A., Piotrowski, J.A., Sanderson, D.C.W., 2012. Investigating the effects of glacial shearing of sediment on luminescence. *Quaternary Geochronology* **10**, 230–236.

Bazile, F., 1977. Nouvelles données sur le Paléolithique Supérieur ancien en Languedoc Oriental. *20th Congrés Préhistorique de France, Provence, 1974, Châteauneuf-les-Martigues*. SPF, Paris, pp. 24–28.

Berger, J.-F., Guilaine, J., 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: a Mediterranean perspective. *Quaternary International* **200**, 31–49.

Bergström, A., McCarthy, S.A., Hui, R., Almarri, M.A., Ayub, Q., Danecek, P., Chen, Y., *et al.*, 2020. Insights into human genetic variation and population history from 929 diverse genomes. *Science* **367**, eaay5012. https://doi.org/10.1126/science.aay5012.

Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* **6**, 457–474.

Bokelmann, L., Hajdinjak, M., Peyrégne, S., Brace, S., Essel, E., Filippo, C. de, Glocke, I., *et al.*, 2019. A genetic analysis of the Gibraltar Neanderthals. *PNAS* **116**, 15610–15615.

Bon, F., 2002. A brief overview of Aurignacian cultures in the context of the industries of the transition from the Middle to the Upper Paleolithic. In: Bar-Yosef, O., Zilhao, J. (Eds.), *Towards a Definition of the Aurignacian*. Trabalhos de Arqueologia 45, Lisboa, American School of Prehistoric Research/Instituto Português de Arqueologia, pp. 133–144.

Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial timescales during the last glaciation. *Science* **267**, 1005–1010.

Borrell, F., Junno, A., Barceló, J.A., 2015. Synchronous environmental and cultural change in the emergence of agricultural economies 10,000 years ago in the Levant. *PLoS ONE* **10**, e0134810. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0134810.

Brocheray, S., 2015. *Transferts et Accumulations sur les Marges du Golfe de Gascogne: Architecture, Fonctionnement et Contrôles*. These de doctorat, Océanographie, Université de Bordeaux, France.

Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L., Gillet, H., 2014. 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology* **347**, 136–152.

Broecker, W.S., Olson, E.A., 1961. Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon* **3**, 176–204.

Butzin, M., Heaton, T.J., Köhler, P., Lohmann, G., 2020. A short note on marine reservoir age simulations used in IntCal20. *Radiocarbon* **62**, 865–871.

Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* **41**, 435–451.

Castaing, P., 1981. *Le Transfert à l'Océan des Suspensions Estuariennes: Cas de la Gironde*. Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux 1, Bordeaux, 530 pp.

Castaing, P., Froidefond, J.-M., Lazure, P., Weber, O., Prud'homme, R., Jouanneau, J.-M., 1999. Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspended sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* **46**, 1979–2001.

Colas, F., 2003. *Circulation et Dispersion Lagrangiennes en Atlantique Nord-est*. Ph.D. dissertation, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 253 pp.

Columbu, A., Chiarini, V., Spötl, C., Benazzi, S., Hellstrom, J., Cheng, H., De Waele, J., 2020. Speleothem record attests to stable environmental conditions during Neanderthal–modern human turnover in southern Italy. *Nature Ecology & Evolution* **4**, 1188–1195.

Correa-Metrio, A., Urrego, D.H., Cabrera, K.R., Bush, M.B., 2012. *paleoMAS. Paleoecological Analysis, R package version 2.0-1*. Vienna, The R Project for Statistical Computing, available at <http://CRAN.R-project.org/package=paleoMAS>

Daniau, A.-L., Sánchez Goñi, M.F., Duprat, J., 2009. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay. *Quaternary Research* **71**, 385–396.

Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahljensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Oeschger, H., 1984. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. In: Hansen, J.E., Takahashi, T. (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*. American Geophysical Union, Washington, DC.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., *et al.*, 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218–220.

Dayet, L., d'Errico, F., Garcia-Moreno, R., 2014. Searching for consistencies in Châtelperronian pigment use. *Journal of Archaeological Science* **44**, 180–193.

Defleur, A.R., Desclaux, E., Jabbour, R.S., Richards, G.D., 2020. The Eemian: global warming, ecosystem upheaval, demographic collapse and cannibalism at Moula-Guercy. A reply to Slimak and Nicholson (2020). *Journal of Archaeological Science* **117**, 105113. https://doi.org/10.1016/j.jas.2020.105113.

d'Errico, F., Sánchez Goñi, M.F., 2003. Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Reviews* **22**, 769–788. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00009-X

d'Errico, F., Julien, M., Liolios, D., Vanhaeren, M., Baffier, D., 2003. Many awls in our argument. Bone tool manufacture and use in the Châtelperronian and Aurignacian levels of the Grotte du Renne at Arcy-sur-Cure. In: Zilhão, J., d'Errico, F. (Eds.), *The Chronology of the Aurignacian and of the Transitional Technocomplexes*. Dating, Stratigraphies, Cultural Implications. Instituto Portugues de Arqueologia, Lisbon, pp. 247–270.

Discamps, E., Jaubert, J., Bachellerie, F., 2011. Human choices and environmental constraints: deciphering the variability of large game procurement from Mousterian to Aurignacian times (MIS 5–3) in southwestern France. *Quaternary Science Reviews* **30**, 2755–2775.

Discamps, E., Royer, A., 2017. Reconstructing palaeoenvironmental conditions faced by Mousterian hunters during MIS 5 to 3 in southwestern France: A multi-scale approach using data from large and small mammal communities. *Quaternary International* **433**, 64–87.

Discamps, E., Soulier, M.-C., Bachellerie, F., Bordes, J.-G., Castel, J.-C., Morin, E., 2010. Des faunes et des hommes: interactions entre environnements et cultures à la fin du Paléolithique moyen et au début du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France. In: Thiébaut, C., Costamagno, S., Claud, E. (Eds.), *Transitions, Ruptures et Continuité en Préhistoire*. XXVIIe Congrès Préhistorique de France—Bordeaux-Les Eyzies, 31 Mai–5 Juin 2010: Mémoires de la SPFEditors, pp. 299–314

Duller, G.A.T., 2015. The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements. *Ancient TL* **33**, 35–42.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the Last Glacial Period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* **13**, 433–446.

Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthé, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10–60 ka). *Earth and Planetary Science Letters* **194**, 151–163.

Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). *Quaternary Science Reviews* **21**, 1153–1165.

Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., Xia, L., 2015. Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—a review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **141**, 350–382.

Finlayson, C., Carrión, J.S., 2007. Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations. *Trends in Ecology & Evolution* **22**, 213–222.

Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., *et al.*, 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2839–2864.

Froidefond, J.-M., Castaing, P., Jouanneau, J.-M., 1996. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements. *Journal of Marine Systems* **8**, 91–105.

Fu, Q., Hajdinjak, M., Moldovan, O.T., Constantin, S., Mallick, S., Skoglund, P., Patterson, N., *et al.*, 2015. An early modern human from Romania with a recent Neanderthal ancestor. *Nature* **524**, 216–219.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains from Jinmium rock shelter, Northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* **41**, 339–364.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S., 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature* **421**, 833–837.

Genty, D., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Blamart, D., Wainer, K., Mansuri, F., Ghaleb, B., *et al.*, 2010. Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2799–2820.

Gilpin, W., Feldman, M.W., Aoki, K., 2016. An ecocultural model predicts Neanderthal extinction through competition with modern humans. *PNAS* **113**, 2134–2139.

Golovanova, L.V., Doronichev, V.B., Cleghorn, N.E., Koulkova, M.A., Sapelko, T.V., Shackley, M.S., 2010. Significance of ecological factors in the Middle to Upper Paleolithic transition. *Current Anthropology* **51**, 655–691.

Gravina, B., Bachellerie, F., Caux, S., Discamps, E., Faivre, J.-P., Galland, A., Michel, A., Teyssandier, N., Bordes, J.-G., 2018. No reliable evidence for a Neanderthal-Châtelperronian association at La Roche-à-Pierrot, Saint-Césaire. *Scientific Reports* **8**, 15134. https://doi.org/10.1038/s41598-018-33084-9.

Green, R.E., Krause, J., Briggs, A.W., Maricic, T., Stenzel, U., Kircher, M., Patterson, N., *et al.*, 2010. A draft sequence of the Neandertal genome. *Science* **328**, 710–722.

Greenbaum, G., Friesem, D.E., Hovers, E., Feldman, M.W., Kolodny, O., 2019. Was inter-population connectivity of Neanderthals and modern humans the driver of the Upper Paleolithic transition rather than its product? *Quaternary Science Reviews* **217**, 316–329.

Grimm, E.C., 1987. A Fortran77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* **13**, 13–35.

Guérin, G., Christophe, C., Philippe, A., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., *et al.*, 2017. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: introducing the Average Dose Model. *Quaternary Geochronology* **41**, 163–173.

Guibert, P., Schvoerer, M., 1991. TL dating: low background gamma spectrometry as a tool for the determination of the annual dose. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* **18**, 231–238.

Guibert, P., Bechtel, F., Bourguignon, L., Lenoir, M., Brenet, M., Couchoud, I., Delagnes, A., *et al.*, 2008. Une base de données pour la chronologie du paléolithique moyen dans le Sud-Ouest de la France. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* **47**, 19–40.

Hansen, V., Murray, A., Buylaert, J.-P., Yeo, E.-Y., Thomsen, K., 2015. A new irradiated quartz for beta source calibration. In: Bailiff, I.K., Chen, R., Duller, G.A.T., Huot, S., Lamothe, M. (Eds.), 14th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 7–11 July, 2014, Montréal, Canada. *Radiation Measurements* **81**, 123–127.

Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Ramsey, C.B., *et al.*, 2020. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon* **62**, 779–820.

Heusser, L., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* **7**, 45–62.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

Higham, T., Jacobi, R., Julien, M., David, F., Basell, L., Wood, R., Davies, W., Ramsey, C.B., 2010. Chronology of the Grotte du Renne (France) and implications for the context of ornaments and human remains within the Chatelperronian. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **107**, 20234–20239.

Hodgkins, J., Marean, C.W., Turq, A., Sandgathe, D., McPherron, S.J.P., Dibble, H., 2016. Climate-mediated shifts in Neandertal subsistence behaviors at Pech de l'Azé IV and Roc de Marsal (Dordogne Valley, France). *Journal of Human Evolution* **96**, 1–18.

Hublin, J.-J., Talamo, S., Julien, M., David, F., Connet, N., Bodu, P., Vandermeersch, B., Richards, M.P., 2012. Radiocarbon dates from the Grotte du Renne and Saint-Césaire support a Neandertal origin for the Châtelperronian. *PNAS* **109**, 18743–18748.

Hublin, J.-J., Sirakov, N., Aldeias, V., Bailey, S., Bard, E., Delvigne, V., Endarova, E., *et al.*, 2020. Initial Upper Palaeolithic *Homo sapiens* from Bacho Kiro Cave, Bulgaria. *Nature* **581**, 299–302.

Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* **15**, 11–13.

Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676–679.

Husson, F., Lê, S., Pagès, J., 2017. *Exploratory Multivariate Analysis by Example Using R*. Chapman and Hall/CRC, New York, 262 pp.

Jaubert, J., 2011. Les archéo-sequences du Paléolithique moyen du Sud-Ouest de la France: Quel bilan un quart de siècle après François Bordes? *François Bordes et la Préhistoire, Éditions du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Bordeaux*, pp. 235–253.

Jaubert, J., Bordes, J.-G., Discamps, E., Gravina, B., 2011. A New Look at the end of the Middle Palaeolithic sequence in southwestern France. In: Derevianko, A.P., Shunkov, M.V. (Eds.) *Characteristic Features of the Middle to Upper Paleolithic Transition in Eurasia*. Novosibirsk, Asian Palaeolithic Association, pp. 102–115.

Jouanneau, J.-M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* **46**, 2205–2220.

Juggins, S., 2019. rioja: *Analysis of Quaternary Science Data. R package version 0.9-26*. https://cran.r-project.org/package=rioja.

Kars, R.H., Busschers, F.S., Wallinga, J., 2012. Validating post IR-IRSL dating on K-feldspars through comparison with quartz OSL ages. *Quaternary Geochronology* **12**, 74–86.

Kassambara, A., Mundt, F., 2020. *factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. R Package Version 1.0.7*. https://CRAN.R-project.org/package=factoextra.

Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. Histoire géologique des divagations de l'Adour. In: *Proceedings Congress IVème Centenaire du Détournement de l'Adour 1578–1978*. Bayonne Société des Sciences, Lettres et Arts de Bayonne, pp. 23–33.

Kuehl, S.A., Nittrouer, C.A., Allison, M.A., Faria, L.E.C., Dukat, D.A., Jaeger, J.M., Pacioni, T.D., Figueiredo, A.G., Underkoffler, E.C., 1996. Sediment deposition, accumulation, and seabed dynamics in an energetic fine-grained coastal environment. *Continental Shelf Research* **16**, 787–815.

Lanos, P., Dufresne, P., 2019. *ChronoModel version 2.0: Software for Chronological Modelling of Archaeological Data using Bayesian Statistics*, 2.0 ed.

Lanos, P., Philippe, A., 2018. Event date model: a robust Bayesian tool for chronology building. *Communications for Statistical Applications and Methods* **25**, 131–157.

Lapierre, F., 1967. Etude de la répartition des sédiments dans le Golge de Gascogne. *Institute Geologie Bassin Aquitaine Bulletin* **3**, 93–126.

Laplace, G., 1966. Les Niveaux Castelperronien, Protoaurignaciens et Aurignaciens de Ia Grotte Gatzarria à Suhare en Pays Basque:(Fouilles 1961–1963). *Quartär–Internationales Jahrbuch zur Erforschung des Eiszeitalters und der Steinzeit* **17**, 117–140.

Lascu, I., Feinberg, J.M., Dorale, J.A., Cheng, H., Edwards, R.L., 2016. Age of the Laschamp excursion determined by U-Th dating of a speleothem geomagnetic record from North America. *Geology* **44**, 139–142.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* **428**, 261–285.

Lavin, A., Valdes, L., Sanchez, F., Abaunza, P., Forest, A., Boucher, J., Lazure, P., Jegou, A.-M., 2006. Chapter 24. The Bay of Biscay: the encountering of the ocean and the shelf (18b,E). In: Robinson, A.R., Brink, K.H. (Eds.), *The Sea*. Harvard University Press, pp. 933–1001.

Legendre, P., Gallagher, E., 2001. Ecologically meaningful transformations for ordination of species. *Oecologia* **129**, 271–280.

Lowick, S.E., Trauerstein, M., Preusser, F., 2012. Testing the application of post IR-IRSL dating to fine grain waterlain sediments. *Quaternary Geochronology* **8**, 33–40.

Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., Høisæter, T., 2006. Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. In: Rose, J., Tzedakis, P., Elderfield, H. (Eds.), Special Issue, Critical Quaternary Stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* **25**, 3228–3245.

Marín-Arroyo, A.B., Rios-Garaizar, J., Straus, L.G., Jones, J.R., Rasilla, M. de la, Morales, M.R.G., Richards, M., Altuna, J., Mariezkurrena, K., Ocio, D., 2018. Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *PLoS ONE* **13**, e0194708. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0194708.

Maroto, J., Soler, N., Fullola, J., 1996. Cultural change between Middle and Upper Paleolithic in Catalonia. In: Vaquero, M., Carbonell, E. (Eds.), *The Last Neandertals, the First Anatomically Modern Humans: A Tale About Diversity, Cultural Change and Human Evolution: the Crisis of 40 ka BP*. Universitat Rovira i Virgili; Capellades, Spain, pp. 219–250.

Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M., 2017. Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Climate of the Past* **13**, 201–216.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* **351**, 1–12.

Mellars, P., 2004. Neanderthals and the modern human colonization of Europe. *Nature* **432**, 461–465.

Monge Soares, A.M., 1993. The 14C content of marine shells: evidence for variability in coastal upwelling off Portugal during the Holocene. In: IAEA, *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Proceedings Series, pp. 471–485.

Moss, P.T., Kershaw, A.P., 2007. A late Quaternary marine palynological record (oxygen isotope stages 1 to 7) for the humid tropics of northeastern Australia based on ODP Site 820. In: Kershaw, A.P., Haberle, S.G., Turney, C.S.M., Sophie C., Bretherton, S.C. (Eds.), Special Issue, Environmental History of the Humid Tropics region of north-east Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **251**, 4–22.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. In: McKeever, S.W.S. (Ed.), Special Issue, Proceedings of the 10th International Conference on Luminescence and Electron-Spin Resonance Dating (LED 2002). *Radiation Measurements* **37**, 377–381.

Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., *et al.*, 2009. Wet to dry climatic trend in northwestern Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* **284**, 329–342.

Nelson, M., Rittenour, T., Cornachione, H., 2019. Sampling Methods for Luminescence Dating of Subsurface Deposits from Cores. *Methods and Protocols* **2**, 88. https://doi.org/10.3390/mps2040088.

Ning, S., Dupont, L.M., 1997. Vegetation and climatic history of southwest Africa: A marine palynological record of the last 300,000 years. *Vegetation History and Archaeobotany* **6**, 117–131.

Normand, C., Turq, A., 2005. L'Aurignacien de la grotte d'Isturitz (France): la production lamellaire dans la séquence de la salle de Saint-Martin. In: Le Brun-Ricalens, F. (Dir.), *Productions Lamellaires Attribuées à*

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

l'Aurignacien: Chaînes Opératoires et Perspectives Techno-Culturelles. Luxembourg, Archéologiques 1. Actes du Symposium C6.7, XIVe Congrès de l'UISPP, Université de Liège, 2–8 Septembre 2001, pp. 375–394.

Oksanen, J., Blanchet, F.G., Friendly, M., Kindt, R., Legendre, P., McGlinn, D., Minchin, P.R., *et al.*, 2020. *vegan: Community Ecology Package: Ordination, Diversity and Dissimilarities*. https://cran.r-project.org/web/packages/vegan/index.html.

Oliveira, D., Fernanda Sánchez Goñi, M., Naughton, F., Hodell, D., Rodrigues, T., Daniau, A.-L., Eynaud, F., Trigo, R., Abrantes, F., 2014. Understanding MIS 11 by integrating land-sea-ice records from the SHACK site (IODP 1385, SW Iberian margin). *Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-13192. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-13192.pdf.

Olley, J.M., De Deckker, P., Roberts, R.G., Fifield, L.K., Yoshida, H., Hancock, G., 2004. Optical dating of deep-sea sediments using single grains of quartz: a comparison with radiocarbon. *Sedimentary Geology* **169**, 175–189.

Onoratini, G., 1986. Découverte en Provence orientale (grotte Rainaude) d'une industrie souche de l'Aurignacien: Cette civilisation est-elle monolithique? *Bulletin de la Société Préhistorique Française* **83**, 240–256.

Onoratini, G., 2006. L'émergence de l'Homme moderne en zone nord-méditerranéenne. In: de Lumley, H., Midant-Reynes, B. (eds.), Special Issue, CLIMATS-CULTURES-SOCIETES aux Temps Préhistoriques, de l'Apparition des Hominidés Jusqu'au Néolothique. *Comptes Rendus Palevol* 5, 193–202.

Ozenda, P., 1982. *Les Végétaux dans la Biosphere*. Doin Editeur, Paris, 431 pp.

Pétillon, J.-M., Laroulandie, V., Costamagno, S., Langlais, M., 2016. Testing environmental determinants in the cultural evolution of hunter-gatherers: a three-year multidisciplinary project on the occupation of the western Aquitaine basin during the Middle and Upper Magdalenian (19–14 kyr cal BP). *Quaternary International* **414**, 1–8.

Philippe, A., Vibet, M.-A., 2020. Analysis of archaeological phases using the R Package ArchaeoPhases. *Journal of Statistical Software* **93**, 1–25. https://doi.org/10.18637/jss.v093.c01

Pingree, R.D., Cann, B.L., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **70**, 857–885.

Polunin, O., Walter, M., 1985. *A Guide to the Vegetation of Britain and Europe*. Oxford University Press, New York, 320 pp.

Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* **23**, 497–500.

Prüfer, K., Racimo, F., Patterson, N., Jay, F., Sankararaman, S., Sawyer, S., Heinze, A., *et al.*, 2014. The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature* **505**, 43–49.

Prüfer, K., Posth, C., Yu, H., Stoessel, A., Spyrou, M.A., Deviese, T., Mattonai, M., *et al.*, 2021. A genome sequence from a modern human skull over 45,000 years old from Zlatý kůň in Czechia. *Nature Ecology & Evolution* **5**, 820–825.

Ramsey, C.B., 2009. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon* **51**, 1023–1045.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., *et al.*, 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. In: Rasmussen, S.O., Brauer, A., Moreno, A., Roche, D. (Eds.), Special Issue, Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project (INTegration of Ice core, Marine and TErrestrial records, COST Action ES0907). *Quaternary Science Reviews* **106**, 14–28.

Rees-Jones, J., 1995. Optical Dating of Young Sediments Using Fine-Grain Quartz. *Ancient TL* **13**, 9–14.

Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., *et al.*, 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* **62**, 725–757.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., *et al.*, 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* **55**, 1869–1887.

Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. 14CHRONO Marine20 Reservoir Database 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* **43**, 461–3 [WWW Document]. URL http://calib.org/marine/ (accessed 2.25.22).

Richerson, P.J., Bettinger, R.L., Boyd, R., 2005. Evolution on a restless planet: Were environmental variability and environmental change major drivers of human evolution. In: Wuketits, F.M., Ayala, F.J. (Eds.), *Handbook of Evolution: The Evolution of Living Systems (Including Hominids)*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, pp. 223–242.

Roche, D., Paillard, D., Cortijo, E., 2004. Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature* **432**, 379–382.

Roucoux, K.H., de Abreu, L., Shackleton, N.J., Tzedakis, P.C., 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65kyr. In: Maddy, D., Long, A.J., Bridgland, D. (Eds.), Special Issue, Quaternary Land-ocean Correlation, *Quaternary Science Reviews* **24**, 1637–1653.

Ruebens, K., McPherron, S.J.P., Hublin, J.-J., 2015. On the local Mousterian origin of the Châtelperronian: integrating typo-technological, chronostratigraphic and contextual data. *Journal of Human Evolution* **86**, 55–91.

Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. In: Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P. (Eds.), Special Issue, Vegetation Response to Millennial-scale Variability during the Last Glacial. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2823–2827.

Sánchez Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L., Shackleton, N.J., 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 123–137.

Sánchez Goñi, M.F., Turon, J.-L., Eynaud, F., Gendreau, S., 2000. European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial Period. *Quaternary Research* **54**, 394–403.

Sánchez Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* **27**, 1136–1151.

Sánchez Goñi, M.F., Bard, E., Landais, A., Rossignol, L., d'Errico, F., 2013. Air–sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial-glacial transition. *Nature Geoscience* **6**, 837–841.

Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Daniau, A.-L., Bassinot, F.C., Polanco-Martínez, J.M., Harrison, S.P., Allen, J.R.M., *et al.*, 2017. The ACER pollen and charcoal database: a global resource to document vegetation and fire response to abrupt climate changes during the last glacial period. *Earth System Science Data* **9**, 679–695.

Sankararaman, S., Patterson, N., Li, H., Pääbo, S., Reich, D., 2012. The date of interbreeding between Neandertals and modern humans. *PLoS Genetics* **8**, e1002947. https://doi.org/10.1371/journal.pgen.1002947.

Sepulchre, P., Ramstein, G., Kageyama, M., Vanhaeren, M., Krinner, G., Sánchez-Goñi, M.-F., d'Errico, F., 2007. H4 abrupt event and late Neanderthal presence in Iberia. *Earth and Planetary Science Letters* **258**, 283–292.

Serryn, P., 1994. *Atlas Bordas Géographique*. Bordas, Paris.

Shao, Y., Limberg, H., Klein, K., Wegener, C., Schmidt, I., Weniger, G.-C., Hense, A., Rostami, M., 2021. Human-existence probability of the Aurignacian techno-complex under extreme climate conditions. *Quaternary Science Reviews* **263**, 106995. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106995.

Slimak, L., Zanolli, C., Higham, T., Frouin, M., Schwenninger, J.-L., Arnold, L.J., Demuro, M., *et al.*, 2022. Modern human incursion into Neanderthal territories 54,000 years ago at Mandrin, France. *Science Advances* **8**, eabj9496.

Soressi, M., Roussel, M., Rendu, W., Primault, J., Rigaud, S., Texier, P.-J., Richter, D., *et al.*, 2010. Les Cottés (Vienne). Nouveaux travaux sur l'un des gisements de référence pour la transition Paléolithique moyen/supérieur. In: Buisson-Catil, J., Primault, J. (Eds.), *Préhistoire Entre Vienne et Charente. Hommes et Sociétés Du Paléolithique*. Mémoire de l'Association des Publications Chauvinoises **38**, 221–234.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* **13**, 615–621.

Stokes, S., Ingram, S., Aitken, M.J., Sirocko, F., Anderson, R., Leuschner, D., 2003. Alternative chronologies for late Quaternary (Last Interglacial–Holocene) deep sea sediments via optical dating of silt-sized quartz. *Quaternary Science Reviews* **22**, 925–941.

Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* **35**, 137–189.

Taborin, Y., 1993. Shells of the French Aurignacian and Perigordian. In: Knecht, H., Pike-Tay, A., White, R. (Eds.), *Before Lascaux: the Complete Record of the Early Upper Paleolithic*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 211–227.

Talamo, S., Aldeias, V., Goldberg, P., Chiotti, L., Dibble, H.L., Guérin, G., Hublin, J.-J., *et al.*, 2020. The new ^{14}C chronology for the Palaeolithic site of La Ferrassie, France: the disappearance of Neanderthals and the arrival of *Homo sapiens* in France. *Journal of Quaternary Science* **35**, 961–973.

Tartar, E., Teyssandier, N., Bon, François, Liolios, D., 2005. Equipement de chasse, équipement domestique: une distinction efficace? Réflexion sur la notion d'investissement technique dans les industries aurignaciennes. In: Astruc, L., Bon, F., Léa, V., Phillibert, P.-Y.M. et S. (Eds.), *Normes Techniques et Pratiques Sociales: De La Simplicité Des Outillages Pré- et Protohistoriques*. Antibes, France, pp. 107–117.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2011a. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria)—testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. In: Frechen, M. (Ed.), Special Issue, Loess in Eurasia. *Quaternary International* **234**, 23–31.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Tsukamoto, S., 2011b. On the applicability of post-IR IRSL dating to Japanese loess. *Geochronometria* **38**, 369–378.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* **43**, 1474–1486.

Timmermann, A., 2020. Quantifying the potential causes of Neanderthal extinction: abrupt climate change versus competition and interbreeding. *Quaternary Science Reviews* **238**, 106331. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106331.

Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface Δ14C and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). In: Van de Flierdt, T., Frank, M. (Eds.), Special Theme: Case Studies of Neodymium Isotopes in Paleoceanography. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2633–2646.

Turon, J.-L., Bourillet, J.-F., Delpeint, A., Simplet, L., 2004. MD141—ALIÉNOR. Rapport scientifique à bord du Marion Dufresne II. https://www.documentation.eauetbiodiversite.fr/notice/00000000015df4b6ddfeb7c3feea69a3.

Vernot, B., Akey, J.M., 2015. Complex History of Admixture between Modern Humans and Neandertals. *The American Journal of Human Genetics* **96**, 448–453.

Vieillevigne, E., Bourguignon, L., Ortega, I., Guibert, P., 2008. Analyse croisée des données chronologiques et des industries lithiques dans le grand sud-ouest de la France (OIS 10 à 3). *Paleo* **20**. https://doi.org/10.4000/paleo.1715.

Vignoles, A., Banks, W.E., Klaric, L., Kageyama, M., Cobos, M., Romero-Alvarez, D., 2020. Investigating relationships between technological variability and ecology in the Middle Gravettian (ca. 32-28 ky cal. BP) in France. *OSF Preprints. Peer Communicty in Archaeology*. https://doi.org/10.31219/osf.io/ud3hj.

Villanea, F.A., Schraiber, J.G., 2019. Multiple episodes of interbreeding between Neanderthal and modern humans. *Nature Ecology & Evolution* **3**, 39–44.

Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **98**. https://doi.org/10.1073/pnas.231391598.

Waelbroeck, C., Lougheed, B.C., Riveiros, N.V., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., *et al.*, 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Scientific Data* **6**, 165. https://doi.org/10.1038/s41597-019-0173-8.

Weber, O., Jouanneau, J.-M., Ruch, P., Mirmand, M., 1991. Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits. *Marine Geology* **96**, 159–165.

Wintle, A.G., Huntley, D.J., 1979. Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature* **279**, 710–712.

Wintle, A.G., Huntley, D.J., 1980. Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences* **17**, 348–360.

Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. In: Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P. (Eds.), Special Issue, Vegetation Response to Millennial-scale Variability during the Last Glacial. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2828–2838.

Wood, R.E., Arrizabalaga, A., Camps, M., Fallon, S., Iriarte-Chiapusso, M.-J., Jones, R., Maroto, J., de la Rasilla, *et al.*, 2014. The chronology of the earliest Upper Palaeolithic in northern Iberia: New insights from L'Arbreda, Labeko Koba and La Viña. *Journal of Human Evolution* **69**, 91–109.

Ziemen, F.A., Kapsch, M.-L., Klockmann, M., Mikolajewicz, U., 2019. Heinrich events show two-stage climate response in transient glacial simulations. *Climate of the Past* **15**, 153–168.

https://doi.org/10.1017/qua.2022.21 Published online by Cambridge University Press

LE POLLEN : OUTIL POUR COMPRENDRE LES RELATIONS ENTRE LES HOMMES PRÉHISTORIQUES ET LEURS ENVIRONNEMENTS

Tiffanie Fourcade

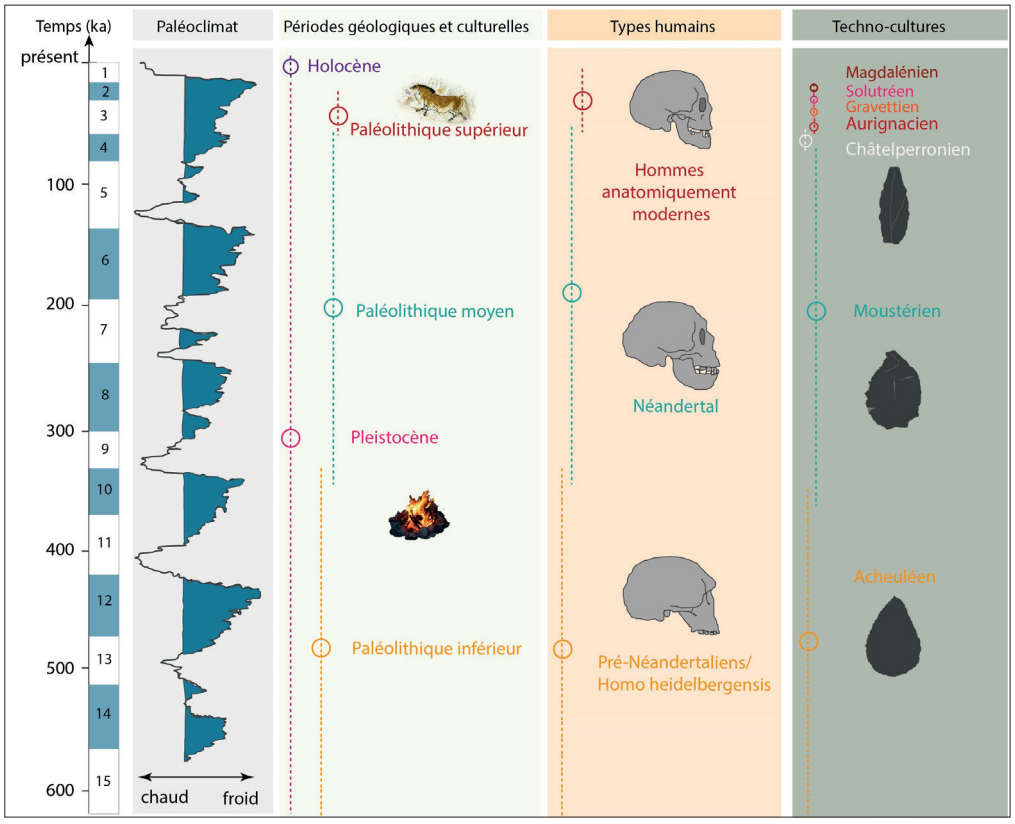
Introduction

La disparition d'une espèce, les changements technologiques et culturels des groupes de chasseurs-cueilleurs préhistoriques ont-ils pu être influencés par les changements environnementaux et climatiques ? La fin du Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur (**fig. 1**) entre ~50 000-35 000 ans avant notre ère, est une période clé de la Préhistoire européenne pour comprendre les relations entre les hommes préhistoriques et leurs environnements.

En Europe, le Paléolithique moyen (~350 000-45 000 ans) est associé à l'Homme de Néandertal (*Homo neanderthalensis*). Longtemps, il a été vu comme une brute, un personnage "barbare" sans pensée symbolique et comportements mortuaires, par opposition à l'Homme Anatomiquement Moderne (*Homo sapiens*)[1]. L'industrie lithique néandertalienne a été regroupée sous la dénomination de Moustérien[2]. Cependant, de fortes variabilités dans les assemblages ont été observées sans qu'une cause unique ait été identifiée. Le Paléolithique supérieur (~45 000-11 000 ans) marque un profond changement dans l'occupation du territoire par l'arrivée de l'Homme Anatomiquement Moderne en Europe occidentale. La première culture attestée du Paléolithique supérieur est l'Aurignacien (**fig. 1**), caractérisée par de nombreuses innovations[3]. L'utilisation de l'art mobilier, de parures en coquillage, mais aussi l'art pariétal, la création d'instruments de musique et les sépultures ont été longtemps vus comme les premiers signes d'une occurrence de la modernité en Europe[4]. Aujourd'hui, ces comportements "modernes" ne sont plus cantonnés seulement à *Homo sapiens*[5].

1 Depaepe & Patou-Mathis 2018.
2 Bordes 1950 ; Bordes 1953 ; Bordes 1961.
3 Teyssandier 2007 ; Teyssandier 2008.
4 d'Errico & Banks 2015.
5 Hardy *et al.* 2020.

"Le pollen : outil pour comprendre", in : *Imagination et construction mentale*, p. 77-87



▸ Fig. 1. Schéma de la sub-division de la Préhistoire depuis 600 000 ans en Europe occidentale, accompagnée (de gauche à droite): les stades isotopiques (de 1 à 15), les variations des températures dérivées du $\delta^{18}O$ du Groenland (Lisiecki & Raymo 2005), les périodes géologiques et culturelles, les types humains et techno-cultures (modifié d'après Lahaye 2019).

La période charnière entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur voit également la disparition de Néandertal (**fig. 1**). Les hypothèses quant à cette disparition mais aussi l'expansion territoriale des groupes *Homo sapiens* en Europe sont multiples. Certaines évoquent une révolution technologique, culturelle[6] ou une acculturation des groupes néandertaliens[7] au contact d'*Homo sapiens*. Certains chercheurs postulent également que cette disparition résulte d'éruptions volcaniques majeures[8], ou d'un évènement climatique extrêmement froid[9]. D'autres encore proposent que des changements environnementaux et climatiques puissent être à l'origine d'une forte compétition entre les groupes néandertaliens et modernes pour les ressources alimentaires et notamment le gibier chassé[10]. Cependant, cette période charnière est encore assez mal définie chronologiquement, notamment en raison des incertitudes chronologiques des enregistrements

6 Bar-Yosef 1998 ; Bar-Yosef 2002.
7 Demars & Hublin 1989.
8 Golovanova *et al.* 2010.
9 Finlayson & Carrión 2007.
10 d'Errico & Sánchez Goñi 2003 ; d'Errico *et al.* 2005 ; Sepulchre *et al.* 2007 ; Banks *et al.* 2008.

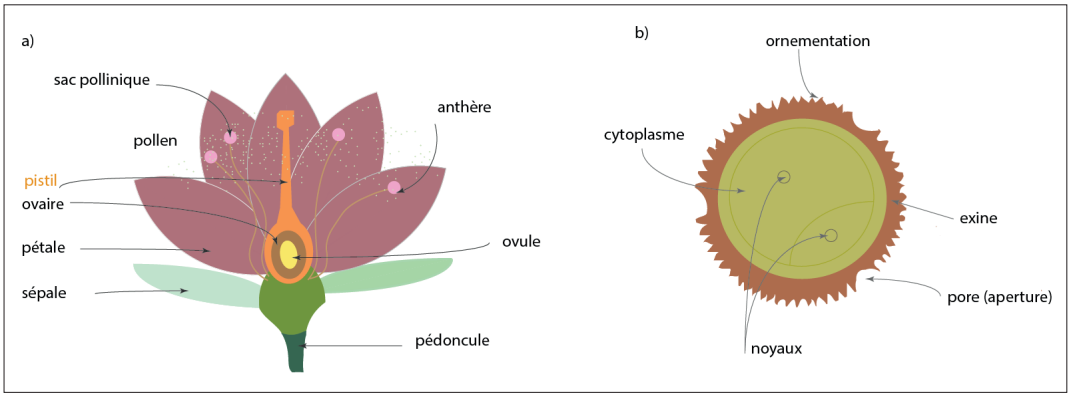
paléoenvironnementaux et archéologiques. Cette période est également associée à des industries dites de "transition", par exemple le Châtelperronien pour le sud-ouest de la France (**fig. 1**) et dont l'identité de l'auteur (Néandertal ou *Homo sapiens*) est toujours débattue[11].

Les groupes néandertaliens et modernes ont évolué au cœur d'environnements et climats changeants, c'est-à-dire des réchauffements et refroidissements qui ont ponctué la dernière période glaciaire (~72 000 à 13 000 ans avant notre ère) en Europe. Les variations climatiques ont impacté les végétations, les environnements et indirectement les faunes migratrices chassées par les groupes de chasseurs-cueilleurs. Ces évènements climatiques ont été bien détectés dans les carottes de glace provenant du Groenland et dans les séquences sédimentaires prélevées au fond de l'Atlantique Nord[12], qui contiennent des indices climatiques variés tels que les grains de pollen qui permettent de remonter à la végétation passée. Une modification environnementale peut être causée par un forçage climatique naturel ou par l'action humaine. Le changement climatique se produit à long terme (plurimillénaire au million d'années) ou plus rapidement (de la décennie au millénaire) et correspond à une variation du climat global terrestre qui a des répercussions au niveau régional. Pour déterminer si des changements climatiques ou environnementaux ont "provoqué" la disparition de Néandertal, il est en premier lieu nécessaire d'évaluer si des synchronies existent entre modifications du climat et changements archéologiques. Cependant, cette évaluation est particulièrement difficile à réaliser en raison des incertitudes chronologiques qui compliquent la comparaison des enregistrements climatiques et archéologiques[13]. L'objectif de cette étude est de réconcilier les changements perçus dans les archives sédimentaires et humaines.

La palynologie : discipline pour reconstruire les environnements et les climats passés

La reconstruction des environnements et climats passés est fondée sur la palynologie, étude des grains de pollen et des spores. Ces derniers sont des cellules vivantes nécessaires à la reproduction de plantes. Les grains de pollen correspondent à l'ensemble des gamètes mâles, contenus dans les anthères des étamines d'une plante et constituent l'élément fécond dans la reproduction (**fig. 2**). Ils sont dispersés par les vents, les fleuves ou les insectes. Une spore est la cellule reproductrice de nombreuses bactéries, plantes, algues, champignons. Les spores et pollens ont des tailles variées, allant de 10 à 150 µm. Pour comparaison, le diamètre d'un cheveu humain est compris entre 50 et 100 µm. L'identification d'un grain de pollen ou d'une spore réside dans une combinaison de plusieurs éléments morphologiques (**fig. 3**) : taille, forme, aperture et ornementation (zone de faible résistance de la paroi et sa structure, respectivement). Tous ces critères morphologiques combinés font partie de clés de détermination permettant d'identifier (**fig. 3**) le grain de pollen ou la spore afin de les relier à la plante émettrice.

11 Higham *et al.* 2010 ; Hublin *et al.* 2012 ; Welker *et al.* 2016 ; Gravina *et al.* 2018.
12 Dansgaard *et al.* 1984 ; Heinrich 1988 ; Bond & Lotti 1995.
13 Discamps *et al.* 2011 ; Royer *et al.* 2016 ; Discamps & Royer 2017.



▸ Fig. 2. Schémas représentant (a) la coupe d'une fleur et la localisation de la production des grains de pollen et, (b) la structure d'un grain de pollen illustrant les différentes strates.

La palynologie peut être appliquée à l'archéologie pour reconstruire les environnements et climats dans lesquels les différents groupes de chasseurs-cueilleurs ont évolué. Cependant, la qualité de la séquence pollinique est directement liée à l'état de conservation de la séquence archéologique, qui peut être soumise à des perturbations en raison de phases d'érosion ou de processus taphonomiques[14]. En outre, le pollen se dégrade plus rapidement dans les milieux riches en oxygène[15]. Au contraire, les séquences sédimentaires prélevées au fond des océans et proches des côtes montrent des évolutions végétales et climatiques continues et de bonnes qualités. Les grains de pollen et spores sont transportés majoritairement par les fleuves jusqu'aux fonds marins où ils se déposent très rapidement avec les sédiments et d'autres micro-organismes marins en milieu anoxique[16]. Les assemblages polliniques des carottes marines sont représentatifs de la végétation des bassins versants[17]. La comparaison entre le pollen et d'autres micro-organismes marins, dont certains sont propices à la datation (datation par le radiocarbone) permet d'avoir de bonnes chronologies des enregistrements paléoenvironnementaux terrestres et marins.

Les séquences sédimentaires océaniques contenant les grains de pollen et spores sont récupérées par carottage des fonds marins lors de campagnes océanographiques. Le protocole d'extraction des grains de pollen et spores des sédiments marins utilisés est constitué de plusieurs étapes. Une première étape vise à un tamisage avec un tamis de maille 150 µm des sédiments marins (entre 2 à 5 cc), permettant de séparer la fraction fine, contenant les grains de pollen et spores, de la fraction supérieure, composée de foraminifères (*i.e.* micro-organisme marin) et de sédiments grossiers issus de débâcles d'icebergs *i.e.* les *ice rafted debris* (IRD). La fraction fine est attaquée avec des acides chloridrique (HCl) et fluoridrique (HF) pour supprimer, respectivement, toutes les particules calcaires et siliceuses. Les grains de pollen et spores sont concentrés dans un

14 Sánchez Goñi 1996 ; Lebreton *et al.* 2017.
15 Moore *et al.* 1991 ; Girard & Bui Thi 2002 ; Lézine 2008.
16 Hooghiemstra *et al.* 1992.
17 Morales-Molino *et al.* 2020.



▸ Fig. 3. Planche photographique de quelques grains de pollen et spores fossiles présentés selon la morphologie du grain et du type d'apertures polliniques. La barre d'échelle noire représente 10µm. (a) Pin (*Pinus*) ; (b) Épicea (*Picea*) ; (c) Ericacées (Ericaceae) ; (d) Callune (*Calluna*) ; (e) Poacée (Poaceae) ; (f) Bouleau (*Betula*) ; (g) Charme (*Carpinus*) ; (h) Chenopode (Amaranthaceae) ; (i) Cypéracée (Cyperaceae) ; (j) Chêne à feuille caduque (*Quercus* deciduous type) ; (k) Menthe (*Mentha* type) ; (l) Dahlia (*Aster* type); (m) Tilleul (*Tilia*) ; (n) Hélianthème (*Helianthemum*) ; (o) Cupressacée (Cuppressaceae) ; (p) Pissenlit (*Taraxacum* type) ; (q) Raisin de mer (*Ephedra distachya* type) ; (r) Grande uvette (*Ephedra fragilis* type). Spores ; (s) Monolète lisse ; (t) Polypode commun (*Polypodium vulgare* type) (cl. T. Fourcade).

résidu dit pollinique, qui est ensuite mélangé avec de la glycérine bidistillée. Ce résidu pollinique est introduit entre une lame et une lamelle pour son observation au microscope optique. La mobilité des grains de pollen et spores, grâce à la glycérine permet de les regarder selon plusieurs angles, aidant ainsi fortement à leur identification.

L'identification des grains de pollen et des spores fossiles se base sur la reconnaissance de caractères morphologiques au microscope optique avec des grossissements optiques de x400 pour le repérage et de x1000 pour l'identification (avec de l'huile à immersion). L'expertise palynologique se développe avec l'expérience et s'appuie sur des photographies de pollen et spores modernes issus d'atlas photographiques[18], ainsi que par l'observation initiale de lames microscopiques de collections contenant de grains de pollen d'espèces actuelles.

18 Moore *et al.* 1991 ; Reille 1992.

Afin d'obtenir une représentation statistiquement fiable du type et de la composition floristique de la végétation source de l'assemblage pollinique obtenu, plusieurs travaux réalisés dans notre région d'étude ont démontré la nécessité d'identifier au moins 100 grains de pollen et 20 espèces[19].

La détermination du climat se fait par le regroupement des espèces végétales ayant des besoins écologiques et climatiques identiques. Par exemple, le chêne, le noisetier et le hêtre sont associés ensemble dans le groupe écologique "forêt tempérée", tandis que les herbacées plus sèches sont regroupées dans le groupe "steppe" ou "prairie". Chaque groupe se développe sous des climats particuliers. Ainsi, l'évolution de l'abondance des différents groupes écologiques, calculée en pourcentage, permet de reconstruire les grands changements de végétation. C'est ainsi qu'à partir d'une étude comparative avec d'autres indicateurs climatiques marins, les variations climatiques c'est-à-dire des réchauffements (dont les amplitudes varient entre 7 ± 5 à 16 ± 2,5°C entre 76 000 – 12 000 ans au Groenland[20]) ou refroidissements (jusqu'à -4°C dans l'Océan Nord Atlantique[21]) sont identifiés.

La fin du Paléolithique moyen dans le sud-ouest de la France : environnements, climats et disparition de l'Homme de Néandertal

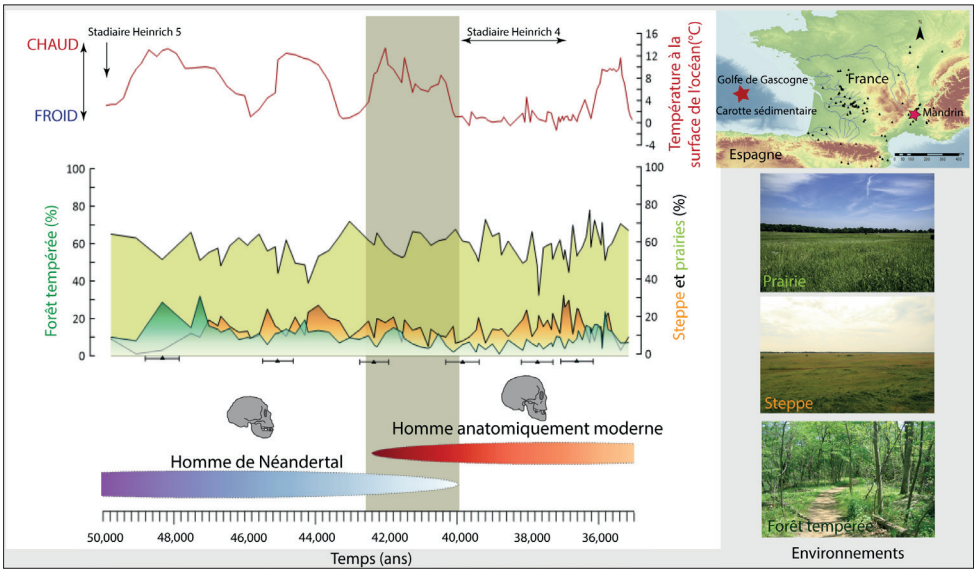
La région du sud-ouest de la France est particulièrement abondante en sites archéologiques de la fin du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur. Cette région apparaît donc particulièrement stratégique pour étudier la disparition de Néandertal. L'analyse des grains de pollen et spores conservés dans une carotte sédimentaire[22] prélevée dans le golfe de Gascogne, à environ 350 km des côtes girondines, a permis de reconstituer les environnements régionaux et les changements climatiques dans les bassins versants de la Loire et de la Garonne. La résolution temporelle entre chaque échantillon analysé est d'environ 300 à 400 ans.

Les intervalles de temps associés à la présence de l'Homme de Néandertal et l'Homme anatomiquement moderne en Europe de l'Ouest ont été déterminés d'après des études se focalisant sur des modélisations chronologiques utilisant des statistiques bayésiennes[23]. L'Homme de Néandertal disparaîtrait au maximum vers 40 000 ans avant notre ère. L'Homme anatomiquement moderne, introducteur de l'Aurignacien, arriverait en Europe de l'Ouest vers 42 000 ans. Une étude sur des sites localisés en Espagne cantabrique montre que le début de l'Aurignacien est daté vers 42 400 ans[24]. Il y aurait donc eu une coexistence d'environ 2000 ans entre Néandertal et l'Homme Anatomiquement Moderne dans le sud-ouest de la France et la

19 Mc Andrews & King 1976 ; Janssen 1981.
20 Wolff *et al.* 2010.
21 Cacho *et al.* 1999.
22 Sánchez Goñi *et al.* 2008.
23 Higham *et al.* 2014 ; Talamo *et al.* 2020 ; Fourcade *et al.* à paraître.
24 Marín-Arroyo *et al.* 2018.

Cantabrie. De plus, une nouvelle étude a daté le Proto-Aurignacien de 43 300 à 42 200 ans dans la grotte Mandrin localisée dans la vallée du Rhône[25]. Dans ce même site, la découverte d'une dent, qui appartiendrait à un *H. sapiens* suggérerait sa présence en Europe occidentale avant 50 000, alors que sa plus ancienne présence était datée vers 45 000 ans en Bulgarie[26].

Durant ces 2000 ans, les environnements du sud-ouest de la France étaient composés de forêts tempérées, steppes semi-désertiques et prairies ouvertes (**fig. 4**). Les pourcentages relatifs aux groupes écologiques de la forêt tempérée et de la steppe (*Artemisia*, *Amaranthaceae*, *E. distachya* et *fragilis*) semblent faibles, comparés à la prairie (composée de 73 espèces dont les Cypéracées et Graminées) qui couvre plus de 50 %. Les réchauffements sont identifiés par des augmentations de la forêt se développant sous des climats tempérés, chauds et humides et associées à une augmentation de la température océanique dans le golfe de Gascogne (**fig. 4**). Au contraire, les refroidissements sont caractérisés par des diminutions de la température des eaux de surface, ainsi que par de faibles pourcentages de la forêt tempérée associés à de forts pourcentages de la steppe (**fig. 4**). La température à la surface du golfe de Gascogne atteint un maximum de 13 °C vers 42 000 ans puis diminue graduellement pour atteindre 2 °C vers 40 000 ans. Pendant cette période d'environ 2000 ans, le territoire est progressivement soumis à un climat froid et sec, comme le montre les pourcentages élevés de la steppe.



▸ Fig. 4. Comparaison des changements environnementaux et climatiques avec les intervalles de temps modélisés de Néandertal et l'Homme anatomiquement moderne. Carte de localisation de la carotte sédimentaire marine d'où proviennent les grains de pollen.

25 Slimak *et al.* 2022.
26 Hublin *et al.* 2020.

À partir de 40 000 ans, les températures océaniques baissent brusquement et restent faibles (0-2 °C) pendant plusieurs millénaires. Dans le même temps, les pourcentages de la steppe augmentent, démontrant la persistance d'un climat froid et sec sur le continent. Ce changement drastique correspond à un évènement climatique nommé stadiaire d'Heinrich 4 (HS 4, daté entre 40 200 à 38 300 ans[27]) qui se caractérise par des épisodes de débâcles d'icebergs dans l'Océan Atlantique Nord. Ainsi, en considérant un écart temporel de 200 ans, la disparition de Néandertal dans la région se produirait au même moment que le début de cet évènement froid. Toutefois, les Néandertaliens ont déjà survécu à des refroidissements extrêmes similaires (HS 5 et HS 6) entre 70 000 et 50 000 ans posant la question d'une relation exclusive entre changements climatiques et démographiques.

La recherche de synchronies et de causalités doit prendre en considération la complexité de la réalité. Dès qu'un changement climatique se produit, la végétation réagit et se modifie rapidement affectant les communautés animales et humaines du territoire. Cependant, quels pourraient être les potentiels effets des changements climatiques sur les groupes de chasseurs-cueilleurs ? Quelle serait alors la durée pour que ces changements climatiques soient observables biologiquement, technologiquement ou démographiquement ? Il faudrait plusieurs générations pour impacter définitivement les populations et leurs modes de vie nécessitant une très grande résolution analytique, qui est malheureusement inférieure à la résolution de notre analyse pollinique actuelle (300-400 ans environ). Néanmoins, il apparaît peu probable que le facteur climatique et environnemental soit l'unique cause de la disparition de Néandertal. L'hypothèse la plus acceptable est en lien avec l'arrivée de l'Homme Anatomiquement Moderne, qui pourrait avoir accru la compétition entre ces deux espèces pour les mêmes niches écologiques.

Conclusion

L'étude des grains de pollen et des spores conservés dans des carottes sédimentaires prélevées au fond des océans permet de reconstituer les environnements et climats dans lesquels les groupes de chasseurs-cueilleurs de la Préhistoire ont vécu. Cette approche permet d'obtenir une chronologie relativement fiable des changements climatiques régionaux qui peuvent alors être comparés avec celle de la disparition de Néandertal et l'arrivée de l'Homme anatomiquement moderne en Europe. Cette approche permet de tester l'hypothèse suggérant que les changements climatiques et environnementaux seraient des déclencheurs de la disparition régionale de Néandertal. Néanmoins, ceux-ci semblent avoir joué un rôle secondaire. L'arrivée de l'Homme Anatomiquement Moderne en Europe, occupée pendant près de 300 000 ans par Néandertal, a probablement enclenché le déclin de ce dernier en renforçant la compétition des deux espèces pour les mêmes ressources végétales et animales.

27 Sanchez Goñi & Harrison 2010.

BIBLIOGRAPHIE

Banks, W.E., d'Errico, F., Peterson, A.T., Kageyama, M., Sima, A. et Sánchez-Goñi, M.-F. (2008) : "Neanderthal Extinction by Competitive Exclusion", *PLOS ONE*, 3, 12, e3972.

Bar-Yosef, O. (1998) : "On the Nature of Transitions: the Middle to Upper Palaeolithic and the Neolithic Revolution", *Cambridge Archaeological Journal*, 8, 2, 141-163.

Bar-Yosef, O. (2002) : "The Upper Paleolithic Revolution", *Annu. Rev. Anthropol.*, 31, 1, 363-393.

Barshay-Szmidt, C., Normand, C., Flas, D. et Soulier, M.-C. (2018) : "Radiocarbon dating the Aurignacian sequence at Isturitz (France): Implications for the timing and development of the Protoaurignacian and Early Aurignacian in western Europe", *Journal of Archaeological Science: Reports*, 17, 809-838.

Bond, G. et Lotti, R. (1995) : "Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial timescales during the last glaciation", *Science*, 267, 1005-1010.

Bordes, F. (1950) : "L'évolution buissonnante des industries en Europe occidentale. Considérations théoriques sur le Paléolithique ancien et moyen", *L'Anthropologie*, 54, 19-34.

Bordes, F. (1953) : "Essai de Classification des industries 'moustériennes'", *Bulletin de la Société préhistorique de France*, 50, 7, 457-466.

Bordes, F. (1961) : "Mousterian Cultures in France", *Science*, 134, 3482, 803-810.

Brugal, J.-P., dir. (2017) : *TaphonomieS*, Paris.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. et Shackleton, N. (1999) : "Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures", *Paleoceanography*, 14, 6, 698-705.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U. et Oeschger, H. (1984) : "North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores", *Climate Processes and Climate Sensitivity*, 29, 288-298.

Demars, P.-Y. et Hublin, J.-J. (1989) : "La transition Néandertaliens/Hommes de type moderne en Europe occidentale : aspects paléontologiques et culturels", *L'homme de Néandertal*, 7, 23-37.

Depaepe, P. et Patou-Mathis, M. (2018) : *Néandertal*, Paris.

d'Errico, F. et Banks, W.E. (2015) : "Tephra studies and the reconstruction of Middle-to-Upper Paleolithic cultural trajectories", *Quaternary Science Reviews*, 118, 182-193.

Discamps, E., Jaubert, J. et Bachellerie, F. (2011) : "Human choices and environmental constraints: deciphering the variability of large game procurement from Mousterian to Aurignacian times (MIS 5-3) in southwestern France", *Quaternary Science Reviews*, 30, 2755-2775.

Discamps, E. et Royer, A. (2017) : "Reconstructing palaeoenvironmental conditions faced by Mousterian hunters during MIS 5 to 3 in southwestern France: A multi-scale approach using data from large and small mammal communities", *Quaternary International*, 433, 64-87.

Erdtman, G. (1943) : *An introduction to pollen analysis*, Massachusetts.

Finlayson, C. et Carrión, J.S. (2007) : "Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations", *Trends in Ecology & Evolution*, 22, 4, 213-222.

Fourcade, T., Sanchez Goñi, M.F., Lahaye, C., Rossignol, L. et Philippe, A. (à paraître) : "Environmental changes in SW France during the Middle-to-Upper Palaeolithic transition from the pollen analysis of an eastern North Atlantic deep-sea core", *Quaternary Research*.

Girard, M. et Bui Thi, M. (2002) : "Contenu végétal : spores et grains de pollen", in : Miskovky, dir. 2002, 683-695.

Golovanova, L.V., Doronichev, V.B., Cleghorn, N.E., Koulkova, M.A., Sapelko, T.V. et Shackley, M.S. (2010) : "Significance of Ecological Factors in the Middle to Upper Paleolithic Transition", *Current Anthropology*, 51, 5, 655-691.

Hardy, B.L., Moncel, M.-H., Kerfant, C., Lebon, M., Bellot-Gurlet, L. et Mélard, N. (2020) : "Direct evidence of Neanderthal fibre technology and its cognitive and behavioral implications", *Sci Rep*, 10, 1, 4889.

Heinrich, H. (1988) : "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years", *Quaternary Research*, 11, 371-378.

Higham, T., Douka, K., Wood, R., Ramsey, C.B., Brock, F., Basell, L., Camps, M., Arrizabalaga, A., Baena, J., Barroso-Ruíz, C., Bergman, C., Boitard, C., Boscato, P., Caparrós, M., Conard, N.J., Draily, C., Froment, A., Galván, B., Gambassini, P., Garcia-Moreno, A., Grimaldi, S., Haesaerts, P., Holt, B., Iriarte-Chiapusso, M.-J., Jelinek, A., Jordá Pardo, J.F., Maíllo-Fernández, J.-M., Marom, A., Maroto, J., Menéndez, M., Metz, L., Morin, E., Moroni, A., Negrino, F., Panagopoulou, E., Peresani, M., Pirson, S., de la Rasilla, M., Riel-Salvatore, J., Ronchitelli, A., Santamaria, D., Semal, P., Slimak, L., Soler, J., Soler, N., Villaluenga, A., Pinhasi, R. et Jacobi, R. (2014) : "The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance", *Nature*, 512, 7514, 306-309.

Hooghiemstra, H., Stalling, H., Agwu, C.O.C. et Dupont, L.M. (1992) : "Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the Sahara 250,000–5000 years BP: evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands", *Review of Palaeobotany and Palynology*, 74, 1, 1-53.

Janssen, C. (1981) : "Contemporary pollen assemblages from the Vosges (France)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, 33, 2-4, 183-313.

Lebreton, V., Théry-Parisot, I., Bouby, L., Chrzavzez, J., Delhon, C. et Ruas, M.-P. (2017) : "Archéobotanique et taphonomie", in : Brugal, dir. 2017, 291-328.

Lézine, A.-M. (2008) : *Le pollen : outil d'étude de l'environnement et du climat au quaternaire*, Paris.

Marín-Arroyo, A.B., Rios-Garaizar, J., Straus, L.G., Jones, J.R., de la Rasilla, M., Morales, M.R.G., Richards, M., Altuna, J., Mariezkurrena, K. et Ocio, D. (2018) : "Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain", *PLOS ONE*, 13, 4, e0194708.

Mc Andrews, J.H. et King, J.E. (1976) : "Pollen of the North American quaternary: The top twenty", *Geoscience and Man*, 15, 1, 41-49.

Miskovky, J.C. (2002) : Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications, Paris.

Moore, P., Webb, J. et Collinson, M. (1991) : *Pollen Analysis*, Oxford.

Morales-Molino, C., Devaux, L., Georget, M., Hanquiez, V. et Sánchez Goñi, M.F. (2020) : "Modern pollen representation of the vegetation of the Tagus Basin (central Iberian Peninsula)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, 276, 104-193.

Reille, M. (1992) : *Pollens d'Europe et d'Amérique du Nord*, Marseille.

Royer, A., Montuire, S., Legendre, S., Discamps, E., Jeannet, M. et Lécuyer, C. (2016) : "Investigating the Influence of Climate Changes on Rodent Communities at a Regional-Scale (MIS 1-3, Southwestern France)", *PLOS ONE*, 11, 1, e0145600.

Sánchez Goñi, M.F. (1996) : "Les changements climatiques du Paléolithique Supérieur. Enquête sur le rapport entre Paléoclimatologie et Préhistoire", *Zephyrus*, 46, 3-36.

Sánchez Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F. et Desprat, S. (2008) : "Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters", *Quaternary Science Reviews*, 27, 1136-1151.

Sanchez Goñi, M.F. et Harrison, S.P. (2010) : "Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology", *Quaternary Science Reviews*, 29, 21, 2823-2827.

Sepulchre, P., Ramstein, G., Kageyama, M., Vanhaeren, M., Krinner, G., Sánchez-Goñi, M.-F. et d'Errico, F. (2007) : "H4 abrupt event and late Neanderthal presence in Iberia", *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 1, 283-292.

Talamo, S., Aldeias, V., Goldberg, P., Chiotti, L., Dibble, H.L., Guérin, G., Hublin, J.-J., Madelaine, S., Maria, R., Sandgathe, D., Steele, T.E., Turq, A. et Mcpherron, S.J.P. (2020) : "The new 14C chronology for the Palaeolithic site of La Ferrassie, France: the disappearance of Neanderthals and the arrival of Homo sapiens in France", *Journal of Quaternary Science*, 35, 7, 961-973.

Teyssandier, N. (2007) : "L'émergence du Paléolithique supérieur en Europe : mutations culturelles et rythmes d'évolution", *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*, 19, 367-389.

Teyssandier, N. (2008) : "Revolution or Evolution: The Emergence of the Upper Paleolithic in Europe", *World Archaeology*, 40, 4, 493-519.

Welker, F., Hajdinjak, M., Talamo, S., Jaouen, K., Dannemann, M., David, F., Julien, M., Meyer, M., Kelso, J., Barnes, I., Brace, S., Kamminga, P., Fischer, R., Kessler, B.M., Stewart, J.R., Pääbo, S., Collins, M.J. et Hublin, J.-J. (2016) : "Palaeoproteomic evidence identifies archaic hominins associated with the Châtelperronian at the Grotte du Renne", *PNAS*, 113, 40, 11162-11167.

Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. et Svensson, A. (2010) : "Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record", *Quaternary Science Reviews*, 29, 21, 2828-2838.

Tiffanie Fourcade

Université Bordeaux Montaigne,
Archéosciences Bordeaux, UMR 6034 ;
Université de Bordeaux, EPOC, UMR 5805

Retrouvez la version en ligne gratuite
et ses contenus additionnels

Changements culturels et adaptations aux changements climatiques et environnementaux des derniers Néandertaliens dans le sud de la France

Ce travail a pour but d'améliorer la résolution temporelle des séquences paléoenvironnementales et de leurs chronologies ainsi que la chronologie des différents technocomplexes et cultures du sud de la France de la fin du Paléolithique moyen au début du Paléolithique supérieur. À cette fin, deux études multiproxy ont été menées, utilisant deux carottes profondes du golfe de Gascogne et du golfe du Lion pour reconstruire la végétation et les changements climatiques dans le Sud-Ouest et le Sud-Est de la France, en réponse aux réchauffements et refroidissements du Groenland (cycles Dansgaard-Oeschger, D-Os) et aux refroidissements de l'Atlantique Nord (événements d'Heinrich, HEs). Les résultats montrent des amplitudes différentes dans l'expansion de la forêt associée aux réchauffement D-O en fonction de la latitude et liées à différentes configurations orbitales. Pendant les stades de Heinrich (HSs), les différentes amplitudes de l'expansion semi-désertique dans les deux régions seraient le résultat de différentes intensités de la circulation thermohaline et des processus océaniques locaux associés à l'instabilité de la calotte laurentienne. La datation IRSL de la carotte MD04-2845 et l'application du récent modèle d'âge-profondeur (ChronoModel & ArchaeoPhases) utilisant des statistiques bayésiennes et des contraintes stratigraphiques sur les deux carottes ont permis d'affiner les chronologies des changements environnementaux. La construction de bases de données archéologiques pour les deux régions et l'application de ChronoModel aux séquences archéologiques ont amélioré la chronologie des changements technologiques des Néandertaliens et des Hommes Anatomiquement Modernes (HAM) en Europe occidentale. Malgré l'amélioration des chronologies, l'identification de synchronies potentielles reste difficile en raison des incertitudes associées aux différentes chronologies. Néanmoins, cette étude suggère que l'aridification progressive du paysage pendant la dernière période glaciaire a favorisé l'arrivée des HAM en Europe occidentale, entraînant une compétition avec les Néandertaliens pour les mêmes niches écologiques et produisant la disparition de ces derniers.

Mots-clés : Paléolithique moyen récent, Paléolithique supérieur, Carottes sédimentaires marines, Palynologie, Luminescence, Datation IRSL, Europe occidentale, Technocomplexes lithiques, Cultures, Néandertal, HAM

Cultural changes and adaptations to climatic and environmental changes of the last Neanderthals in southern France

The aim of this work is to improve the temporal resolution of palaeoenvironmental sequences and their chronologies as well as the chronology of the different technocomplexes and cultures of southern France from the end of the Middle Palaeolithic to the beginning of the Upper Palaeolithic. To this end, two multiproxy studies were carried out, using two deep-sea cores from the Bay of Biscay and the Gulf of Lion to reconstruct vegetation and climatic changes in southwestern and southeastern France during Greenland warming and cooling (Dansgaard-Oeschger cycles, D-Os) and North Atlantic cooling events (Heinrich events, HEs). The results show different amplitudes in the forest expansion following D-O warming depending on the latitude and related to different orbital configurations. During the Heinrich Stadials (HSs), the different magnitude of the semi-desert expansion in the two regions appear to be the result of different intensities of the thermohaline circulation and local oceanic processes associated with the instability of the Laurentian cap. IRSL dating of core MD04-2845 and the application of the age-depth model (ChronoModel & ArchaeoPhases) using Bayesian statistics and stratigraphic constraints on both cores has allowed the refinement of the chronologies of environmental changes. The construction of archaeological databases for both regions and the application of ChronoModel to the archaeological sequences have improved the timing of technological changes of Neanderthals and Anatomically Modern Humans (AMH) in Western Europe. Despite the improved chronologies, the identification of potential synchronicities remains difficult due to the uncertainties associated with the different chronologies. Nevertheless, this study suggests that the progressive aridification of the landscape during the last ice age favoured the arrival of AMH in Western Europe, leading to competition with Neanderthals for the same ecological niches and producing the disappearance of the latter.

Keywords: Middle Paleolithic, Upper Paleolithic, Deep-sea cores, Palynology, Luminescence, IRSL dating, Western Europe, Lithic technocomplex, Cultures, Neanderthal, HAM