



HAL
open science

Calibration du proxy microcharbon préservé dans les sédiments marins et reconstruction des paléo-incendies en région Méditerranéenne Occidentale au cours de l'Holocène

Marion Genet

► **To cite this version:**

Marion Genet. Calibration du proxy microcharbon préservé dans les sédiments marins et reconstruction des paléo-incendies en région Méditerranéenne Occidentale au cours de l'Holocène. Climatologie. Université de Bordeaux, 2022. Français. NNT : 2022BORD0062 . tel-03662242

HAL Id: tel-03662242

<https://theses.hal.science/tel-03662242v1>

Submitted on 9 May 2022

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE de Sciences et Environnement
SPÉCIALITÉ : Sédimentologie marine et Paléoclimat

Par Marion GENET

**Calibration du proxy microcharbon préservé dans les sédiments
marins et reconstruction des paléo-incendies en région
méditerranéenne occidentale au cours de l'Holocène**

Sous la direction de : Anne-Laure DANIAU

Soutenance le 10 Mars 2022

Membres du jury :

| | |
|---|---------------------|
| Mme Sandy HARRISON, Professeur, Université de Reading, (Royaume-Uni) | Rapporteur |
| Mr Adam ALI, Professeur, Université de Montpellier, (France), Président du Jury | Rapporteur |
| Mme Bérandère LEYS, Chargé de recherche IMBE, Aix en Provence, (France) | Examineur |
| Mme Maria-Angela BASSETTI, Professeur, Université de Perpignan (France) | Examineur |
| Mr Richard VACHULA, Professeur assistant, Université de Auburn, (Alabama) | Examineur |
| Mr Florent MOUILLOT, Chargé de recherche, Université de Montpellier (France) | Examineur |
| Mme Anne-Laure DANIAU, Chargé de recherche CNRS, Bordeaux (France) | Directrice de thèse |

Calibration du proxy microcharbons préservés dans les sédiments marins et reconstruction des paléo-incendies en région Méditerranéenne Occidentale au cours de l'Holocène

Les microcharbons ont été analysés dans des sédiments marins de surface prélevés dans l'Océan Atlantique Est au large de la Péninsule Ibérique et en Mer Méditerranée Occidentale. Ils ont également été analysés dans un enregistrement sédimentaire du Golfe du Lion couvrant les derniers 8500 ans. Les paramètres de concentrations et de morphométries des microcharbons des sédiments de surface ont été comparés aux facteurs pouvant influencer la production, le transport et le dépôt de microcharbons dans l'océan. A l'échelle de la Péninsule Ibérique, les concentrations élevées de microcharbons fortement allongés dans les sédiments de surface indiquent des incendies rares, de grandes tailles et de forte intensité. Des concentrations faibles de microcharbons faiblement allongés indiquent des incendies fréquents, plus petits et de plus faible intensité. A l'échelle de la Méditerranée Occidentale, des concentrations fortes de microcharbons faiblement allongés indiquent des feux de forte intensité sous des conditions climatiques fraîches ou des feux de faible intensité se propageant dans une végétation fermée et arbustive sous des conditions climatiques chaudes et sèches. Des concentrations plus fortes de microcharbons fortement allongés indiquent des incendies dans une végétation ouverte et mixte sous des conditions chaudes et sèches. Les résultats observés à l'échelle de la Péninsule Ibérique ont été appliqués à un enregistrement sédimentaire marin couvrant l'Holocène dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique. Ainsi de rares et grands feux de forte intensité sont décrits depuis 8000 ans coïncidant avec l'ouverture progressive de la végétation. Les résultats observés à l'échelle de la Méditerranée, ont été appliqués à un enregistrement sédimentaire marin dans le sud-est de la France. Ainsi entre 8500 et 2700 ans de rares petits feux de forte intensité sont décrits tandis que depuis 2700 ans est décrite une alternance de rares petits feux de forte intensité et feux fréquents et larges de faible intensité. L'occurrence des feux dans le sud-est de la France pourraient être liée à des événements froids, à la diminution de l'activité solaire et aux modes négatifs de l'Oscillation Nord Atlantique et de la condition atmosphérique de l'East Atlantic.

Mots clés : **Microcharbons, Régime de feu, Région méditerranéenne, Holocène**

Calibration of the microcharcoal proxy preserved in marine sediments and reconstruction of paleo-fires in the Western Mediterranean region during the Holocene

Microcharcoal particles were analyzed in marine surface sediments collected in the eastern Atlantic Ocean off the Iberian Peninsula and in the western Mediterranean Sea. They were also analyzed in a marine sedimentary record from the Gulf of Lion covering the last 8500 years. The concentration and morphometric parameters of the microcharcoal in the surface sediments were compared to factors that may influence the production, transport and deposition of microcharcoal in the ocean. At the scale of the Iberian Peninsula, high concentrations of highly elongated microcharcoal in surface sediments indicate rare, large and high intensity fires. Low concentrations of weakly elongated microcharcoal indicate frequent, smaller, lower intensity fires. At the Western Mediterranean scale, high concentrations of weakly elongated microcharcoal indicate high intensity fires under cool climatic conditions or low intensity fires propagating in closed and shrubby vegetation under warm and dry climatic conditions. Higher concentrations of highly elongated microcharcoal indicate fires in open, mixed vegetation under hot and dry conditions. The results observed at the Iberian Peninsula scale were applied to a marine sedimentary record covering the Holocene in the southwestern Iberian Peninsula. Thus, rare and large fires of high intensity are described since 8000 years coinciding with the progressive opening of the vegetation. The results observed at the Mediterranean scale were applied to a marine sedimentary record off southeastern France. Thus, between 8500 and 2700 years ago, rare small fires of high intensity are described whereas since 2700 years ago, an alternation of rare small fires of high intensity and frequent and large fires of low intensity is described. The occurrence of fires in southeastern France could be related to cold events, to the decrease of solar activity and to the negative modes of the North Atlantic Oscillation and of the East Atlantic atmospheric condition.

Keywords : **Microcharcoal, Fire regime, Mediterranean region, Holocene**

Quand on veut on peut, quand on peut on doit

(Napoléon Bonaparte)

Remerciements

Voici venu le temps d'écrire ces dernières lignes, les plus importantes, celles qui remercient toutes les personnes qui ont croisé mon chemin ces dernières années et qui m'ont permis de vivre cette aventure incroyable qu'est la thèse.

Au commencement, un cours de Terminale spé SVT sur le Paléoclimat. Merci à *Mme Carbonnelle* pour ce cours qui a tout changé. Puis un Bac S en poche, direction La Rochelle et Perpignan pour la Licence et le Master ; je voudrais remercier l'ensemble des enseignants-chercheurs, qui ont croisé mon chemin : en particulier *Isabelle Brenon* pour son soutien et ses encouragements, *Eric Chaumillon* pour m'avoir permis de faire mon premier stage de Paléo avec lui, *Nicolas Robin* pour ses encouragements, *Serge Berné* pour son soutien. Je voudrais également remercier chaleureusement *Maria-Angela Bassetti* pour m'avoir dit que tout était possible. Merci pour ton aide précieuse tout au long de cette thèse, pour ton soutien, ta bienveillance et tes encouragements. Merci à *Margot Courtillat* pour son encadrement lors du stage de Master 1 pour ta gentillesse et tes encouragements.

Ensuite, vient le temps de mes premiers pas au laboratoire EPOC. Merci à *Anne-Laure Daniau* de m'avoir fait confiance et proposé ce stage de Master 2 puis une thèse. Merci pour ton encadrement, ton accompagnement, tes conseils, de m'avoir permis de présenter mes travaux de thèse dans de nombreux congrès (nationaux et internationaux), d'avoir accepté que je parte en mission océanographique sur le Marion Dufresne.

Au laboratoire EPOC, beaucoup d'entre vous m'ont soutenue et encouragée. Je souhaiterais remercier en particulier *Linda Rossignol Malaizé* et *Marie-Hélène Castera* de m'avoir si gentiment accueillie dans leur bureau pendant de nombreuses heures de comptages au microscope. Et merci pour vos encouragements, votre écoute et votre soutien. Merci à *Bruno Malaizé* d'avoir toujours été là, pour tes encouragements et ton soutien. Merci à *Maria Fernanda Sanchez Goñi* pour son regard expert sur la végétation et pour ses encouragements. Merci à *Frédérique Eynaud*, *Stéphanie Desprat*, *Philippe Martinez*, *Jérôme Bonin* pour les discussions rassurantes tout au long de ce travail. Merci à *Jacques Giraudeau* pour ces encouragements et sa gentillesse. Merci à *Christine Bogdan* pour toutes les réservations « avec petit déjeuner » lors de chacun de mes déplacements. Merci à *Ludo* et *Olivier* pour l'aide précieuse au labo et la bonne humeur quotidienne. Un merci tout particulier à *Muriel* pour tout le temps passé au laboratoire à « polir mes lames », merci pour ton soutien et ta bienveillance.

3 ans et quelques mois plus tard, période parsemée de confinements et d'un travail intense dans la peur d'un re-confinement, il est temps de déposer le manuscrit et de préparer la soutenance. Je tiens à remercier chaleureusement les membres de mon jury de thèse d'avoir pris le temps d'évaluer mon travail : merci *Sandy Harrison* et *Adam Ali* pour vos rapports constructifs ; *Bérandère Leys*, *Maria-Angela Bassetti*, *Richard Vachula*, *Florent Mouillot* pour vos conseils et vos remarques.

Je voudrais également remercier les membres de mon Comité de suivi de thèse, *Bruno Malaizé*, *Florent Mouillot*, *Valérie David* pour le temps passé chaque année à m'écouter exposer mes avancées « plus ou moins avancées », ainsi que pour vos conseils et votre soutien.

Tout au long de cette aventure de thèse, j'ai parcouru de nombreux kilomètres et fait de très belles rencontres :

À Paris, à l'occasion de plusieurs congrès dont le premier m'a permis de rencontrer *Aurélie Penaud*, merci pour ta bonne humeur, ta gentillesse et ton soutien, tout au long de cette thèse.

À Brest et ce, à 3 reprises, pour échantillonner, merci *Bernard Dennielou* pour ton accueil à la carothèque de l'Ifremer et pour m'avoir permis de la dévaliser juste pour 1 centimètre à chaque carotte. Merci à *Vincent* (Bravo Docteur) pour l'échantillonnage commun et pour tout le reste.

À Besançon, merci à *Boris Vannièr*e pour l'accueil lors du workshop du *Paleofire working group*, merci en particulier à *Danielle Colombaroli* et *Jenifer Marlon* pour leur gentillesse.

En Irlande, merci à *Dulce Oliveira* et *Mélanie Wary* de m'avoir guidé lors de ce premier congrès international. Merci *Dulce* pour tes encouragements tout au long de ces 3 ans.

Dans l'Océan Indien, la mission Scratch à bord du Marion Dufresne. Un rêve devenu réalité. Je voudrais remercier l'ensemble de la Team Scratch pour cette mission inoubliable, merci *Sébastien* de m'avoir permis d'embarquer, merci *Carole* pour les danses endiablées, merci *Michel* et *Auréli*e pour le soutien. Merci au quart 4-8h carottage (*Stéphane, Jérôme, Charlotte, Cédric, Sido*) pour l'ambiance à partir de 4h du mat pour la découpe des carottes sur la coursive. *Charlotte*, « Résiste » résonne encore dans ma tête. *Jérôme, Stéphane, Polo, Kelly*, merci pour ces quelques jours inoubliables passés à la réunion avec vous et surtout pour l'ascension du Piton de la Fournaise, de nuit à suivre les traits blancs à la frontale pour un lever du Soleil incroyable.

J'ai également croisé sur mon chemin de nombreux doctorants, post-doctorants, et de véritables amis.

Merci à *Anais* et *Camille* ainsi que *Frédéric, Mohamed, Quentin, Ulysse*, « Membres fondateurs » de l'association TerraDoc pour la ferveur avec laquelle nous avons fondé cette asso.

Merci aux doctorants et post-doctorants du B18N : Les filles : *Audrey, Aritina, Charlotte, Coralie, Kelly, Maëva, Manon, Mélina, Séverine Tiffanie* ; les garçons : *Etienne, Maxime, Paul, Pierre, Ugo*. Je pourrais écrire un chapitre de thèse pour chacun de vous, mais je vais simplement vous dire MERCI pour votre soutien INCONDITIONNEL. Merci au bureau 116 (*Tiffanie, Etienne, Maxime*) de m'avoir supporté pendant tout ce temps, pour votre soutien et votre amitié. Merci aux stagiaires des bureaux d'à côté (*Lina, Marie, Cédric, Benjamin*) pour votre présence lors de ma dernière ligne droite. Merci à *Maholy* d'avoir été une stagiaire formidable.

Merci à tous les copains et copines avec qui j'ai passé des soirées (*Audrey, Coralie, Tiffanie, Maëva, Manon, Charlotte, Julie, Juliette, Pierre-Henry, Louise, Sophie Jonathan, Elodie, Etienne, Maxime, Vincent*), des jours de vacances en Vendée (*Sophie, Tiffanie, Elodie, Jonathan*) et au Pays basque (*Audrey, Tiffanie*). Merci à *Vincent* de m'avoir soutenue pour la thèse en 180s et pour tout le reste. Merci aux copains rencontrés il y a 10 ans (*Sophie, Florine, Romain*) d'être toujours là. Merci également à toutes les danseuses qui ont partagé mes cours depuis maintenant 20 ans, pour ces moments de partage qui m'ont permis de m'évader, surtout pendant cette thèse.

Merci à *Audrey* et *Tiffanie* qui sont un peu partout dans ces remerciements, merci pour TOUT, pour les conseils, le remontage de morale, le soutien, les balades à la plage où en forets merci d'avoir été si présentes.

Merci à ma famille, à tous les *cousins, oncles et tantes* du sud-ouest, au sud-est en passant par les Parisiens et les Parisiennes, qui ont contribué de loin à cette thèse mais dont chaque moment passé avec vous, m'ont permis de me ressourcer. *Papi Coco*, merci de m'avoir appris à écouter la nature, *Mamie Vivianne*, merci pour tous les pulls en laine qui m'ont évité le rhume et toutes les recettes de gâteaux, merci pour toutes les pauses cappuccino et les balades en forets. *Papi Francis, Mamie Francette*, oui, je suis montée sur le Marion Dufresne que vous voyez parfois à la télé...

Papa, maman, merci pour votre soutien sans faille, merci de m'avoir appris à ne jamais rien lâcher et de m'avoir encouragé encore et toujours à suivre mes envies, merci de m'avoir hébergé pendant les mois Covid, qui m'ont permis de passer plus de temps avec vous. Merci à ma petite sœur *Laurie* d'avoir été présente dans les moments de joies et de doutes. Merci pour l'accueil à Paris, les relectures, et pour TOUT le reste. C'est maintenant à ton tour de vivre cette aventure.

Avant-propos

Le traitement et l'analyse de l'ensemble des données, la réalisation des figures, l'interprétation des résultats ainsi que la rédaction des articles et du manuscrit ont été réalisés sous la supervision de ma directrice de recherche, Anne-Laure Daniau. J'ai effectué ce travail de thèse dans le cadre des projets français LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement) CAMPFIRE (Institut National des Sciences de l'Univers) et ANR BRAISE, ANR-19-CE01-0001-01 de l'Agence Nationale de la Recherche. Ma contribution à ce travail couvre la totalité des analyses, avec l'aide ponctuelle de certains spécialistes dans les tâches de cartographie et statistiques. J'ai sollicité les échantillons collectés lors de différentes missions océanographiques (Tableau 1 Annexe 1).

Durant ce travail 278 échantillons de sédiments marins de surface ont été analysés. J'ai échantillonné 90% des échantillons lors de 3 déplacements à la carothèque de l'IFREMER à Brest (18-22/02/2019 ; 9-13/09/2019 ; 11-18/03/2020) qui ont nécessité la manutention de plus de 300 sections de carottes. Les 10% restant ont été envoyés par différents laboratoires avant le début de ce travail.

Concernant le traitement chimique dont la durée est d'une semaine pour 8 à 16 échantillons, il a été réalisé en collaboration avec Muriel Georget (ITA CNRS, préparations micropaléontologiques) qui a effectué la manipulation de l'acide fluorhydrique sur l'ensemble des échantillons. J'ai réalisé en autonomie le reste de la procédure pour 60% des échantillons, tandis que 25% ont été traités en collaboration et 15% ont été réalisés par Muriel Georget. J'ai réalisé l'analyse microscopique sur la totalité des 528 échantillons (sédiments de surface et carottes sédimentaires marines).

Une partie des objectifs initiaux de ce travail était 1) d'établir une calibration du microcharbon dans des échantillons de sédiments marins de surface en s'appuyant sur une approche spatiale pour développer cette calibration, puis 2) d'appliquer cette calibration à des carottes sédimentaires d'interfaces couvrant la période satellitaire, et 3) de valider la calibration en comparant les données temporelles reconstruites du régime des feux au sein des carottes d'interface avec les données satellitaires observées, avant 4) d'appliquer la calibration sur un enregistrement sédimentaire marin couvrant les derniers 21000 ans dans le Golfe du Lion.

Cependant les carottes sédimentaires d'interface à notre disposition ne couvraient pas la période satellitaire, il n'a donc pas été possible de tester la calibration sur des périodes à court terme. Aussi, l'étude de la carotte sédimentaire marine couvrant les derniers 21000 ans n'a pas pu être effectuée, en l'absence de sédiment. Maria Angela Bassetti et Serge Berné (Professeurs à

l'université de Perpignan) nous ont proposé d'étudier 2 carottes sédimentaires marines situées également dans le Golfe du Lion. La période couverte par la première carotte sédimentaire marine (RHS-KS55) est de 8500 ans, tandis que la seconde (RHS-KS57) couvre les 20 dernières années. Ces deux carottes pertinentes pour l'étude des incendies en raison de leur taux de sédimentation très important nous ont amenées à reconsidérer certains objectifs de doctorat initialement prévu.

L'annonce du confinement de la France en raison de la pandémie covid 19, (17 mars 2020) a entraîné un retard de 4 mois sur le traitement chimique et l'analyse microscopique de ces deux carottes sédimentaires marines qui ont donc débuté en août 2020. Un prolongement de mon contrat doctoral de 4 mois m'a permis de mener à bien ce projet

Lors de ce doctorat, j'ai eu l'opportunité de participer à une mission océanographique à bord du Marion Dufresne (1-22/07/2021), un workshop (17-22/06/2019) organisé à Besançon par Boris Vannière dans le cadre du Global Paleofire Working Group, différents congrès internationaux (MedPalyno (07/2019), INQUA (07/2019), AGU (12/2020), EGU (04/2021)) et nationaux (Climat et impact (11/2019), Q12 (02/2020)), et de participer à de nombreuses présentations de vulgarisation scientifique (fêtes de la sciences en 2019, 2020, 2021), 80 ans du CNRS (2020), initiative personnelle dans les écoles primaires, collèges et lycées (2019, 2020, 2021).

Cette thèse est rédigée sous la forme de six chapitres dont les trois chapitres centraux sont rédigés sous la forme d'articles scientifiques. Ainsi le Chapitre 1 fournit une introduction générale, le Chapitre 2 présente les matériels et méthodes utilisés, les Chapitres 3, 4, 5 et 6 constituent le cœur des objectifs de la thèse, le Chapitre 7 présente les conclusions et perspectives de ce travail.

- Le chapitre 1 est une synthèse bibliographique des concepts utilisés dans ce travail, comprenant un état des connaissances sur le développement des incendies, sur l'utilisation du microcharbon comme proxy des incendies et sur la variabilité climatique et des incendies en Méditerranée Occidentales à l'actuel et au cours de l'Holocène.
- Le chapitre 2 fait état des données utilisées lors de ce travail ainsi que des méthodes appliquées.

- Le chapitre 3 présente les résultats d'une première étude sur l'analyse des relations entre les microcharbons préservés dans des sédiments marins de surfaces et les paramètres environnementaux définissant le régime de feux se produisant sur les terres adjacentes à l'actuel. Aussi une réinterprétation d'un enregistrement incendie à l'Holocène est proposée sur la base des relations modernes. Ce travail est présenté sous la forme d'un article publié dans *Quaternary Science Reviews* en 2021 « *Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records : An Iberian case study.* ».
- Le chapitre 4 présente l'étude du premier enregistrement de biomasse brûlée dans le sud-est de la France à l'Holocène (Holocène moyen et supérieur) présenté sous la forme d'un article qui sera soumis prochainement « *Changes in biomass burning in the French Mediterranean region over the past 8500 years.* »
- Le chapitre 5 présente une étude de calibration du proxy microcharbon comme traceur des changements environnementaux en Méditerranée Occidentale dont l'objectif est d'élargir les connaissances acquises lors de la première étude présentée dans le chapitre 3. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article qui sera soumis prochainement « *Microcharcoal preserved in marine sediments, a tracer of changes in fire regime, climate and vegetation in the western Mediterranean region.* »
- Le chapitre 6 présente une première approche d'application de la calibration du proxy microcharbon sur les enregistrements de microcharbons à l'Holocène en Méditerranée Occidentale (sud-est de la France et sud-ouest de la Péninsule Ibérique).
- Le chapitre 7 présente les conclusions et perspectives sous forme de synthèse de l'ensemble de ce travail.

La numérotation des figures, et des tableaux est réalisée par chapitre. Les informations supplémentaires (supplementary information) sont présentées à la fin de chaque chapitre et incluses dans le sommaire comme dernière partie de chapitre.

• Sommaire

| | |
|---|------|
| Résumé | I |
| Avant-propos | II |
| Liste des Figures..... | VIII |
| Liste des Figures d'informations supplémentaires..... | XI |
| Liste des Tableaux..... | XII |
| Objectifs..... | XIII |
| | |
| Chapitre 1 : Introduction à l'étude des incendies actuels et passés en Méditerranée Occidentale | 1 |
| 1.1 Les incendies de végétation : Une composante du système terrestre | 3 |
| 1.1.1 Origine, développement et propagation des incendies | 3 |
| 1.1.2 Action et rétroaction des incendies dans les écosystèmes | 4 |
| 1.2 Les microcharbons comme outils de compréhension des incendies | 7 |
| 1.2.1 Production des particules de microcharbons | 7 |
| 1.2.2 Taille et morphologie des particules de microcharbons | 8 |
| 1.2.3 Transport des particules de microcharbons | 9 |
| 1.3 Utilisation du charbon comme indicateur du régime de feu actuel et passé..... | 11 |
| 1.4 La Méditerranée Occidentale : Hotspot de l'activité des incendies | 13 |
| 1.4.1 Contexte climatique et environnemental | 13 |
| 1.4.2 Les conditions atmosphériques favorables aux incendies de végétation..... | 15 |
| 1.5 Paléo-climat et paléo-incendies Holocène en Méditerranée Occidentale..... | 17 |
| 1.5.1 Paléo-climat..... | 17 |
| 1.5.2 Paléo-Incendies..... | 19 |
| Chapitre 2 : Matériel et méthodes | 21 |
| 2.1 Localisation, temporalité et échantillonnage du matériel sédimentaire..... | 23 |
| 2.1.1 Les échantillons de sédiments marins de surface | 23 |
| 2.1.2 Les carottes sédimentaires marines d'interfaces | 25 |
| 2.1.3 Les carottes sédimentaires marines longues | 26 |
| 2.2 Analyses des microcharbons | 28 |
| 2.2.1 Traitement chimique et préparation des lames | 28 |
| 2.2.2 Observations microscopiques..... | 30 |
| 2.2.3 Paramètres étudiés à l'issue de l'analyse microscopiques..... | 31 |
| 2.3 Les données environnementales | 31 |
| 2.4 Méthode de calibration | 33 |
| 2.4.1 Zone source des microcharbons | 33 |
| 2.4.2 Analyses des paramètres environnementaux | 33 |
| 2.4.3 Données relatives et gammes de valeurs | 33 |
| 2.5 Analyses statistiques..... | 34 |

Chapitre 3 : Relations entre les microcharbons préservés dans les sédiments marins et le régime de feux moderne en Péninsule Ibérique : Application à un paléo-enregistrement des incendies au cours de l'Holocène 37

| | | |
|--|---|----|
| 3.1 | Introduction | 41 |
| 3.2 | Environmental setting..... | 45 |
| 3.2.1 | Study area and present-day climate, vegetation and fire | 45 |
| 3.3 | Geomorphology of the Iberian margin and the Gulf of Cádiz and their terrestrial sediment sources ⁴⁸ | |
| 3.4 | Oceanic conditions and processes in the transport of fine sediment | 49 |
| 3.5 | Material and Methods..... | 51 |
| 3.5.1 | Marine surface sediments | 51 |
| 3.5.2 | Microcharcoal concentrates and their quantification by image analysis | 53 |
| 3.5.3 | Microcharcoal preferential source areas | 53 |
| 3.5.4 | Explanatory variables, data sources, treatments and analyses..... | 56 |
| 3.6 | Results | 57 |
| 3.6.1 | Microcharcoal concentrations and elongation | 57 |
| 3.7 | Microcharcoal production in the western Iberian Peninsula and concentrations in marine surface sediments | 59 |
| 3.7.1 | Climate and net primary productivity (NPP)..... | 59 |
| 3.7.2 | Fire regime | 61 |
| 3.7.3 | Burnt species | 62 |
| 3.8 | Physical site-specific variables on land and in the ocean and relationships with the collection, transport and deposition of microcharcoal..... | 63 |
| 3.8.1 | Size of watershed, river discharges and suspended sediment loads | 63 |
| 3.8.2 | Water depth, marine geomorphology and ocean currents | 63 |
| 3.8.3 | Water depth, marine geomorphology and ocean currents | 63 |
| 3.9 | Discussion | 64 |
| 3.9.1 | Microcharcoal in marine sediments as a tracer of fire regimes | 64 |
| 3.10 | Changes in southwestern Iberia biomass burning during the Holocene..... | 69 |
| 3.11 | Conclusion..... | 72 |
| 3.12 | Supplementary Information..... | 73 |
| Chapitre 4 : Paléo-enregistrement des incendies dans le sud-est de la France au cours de l'Holocène 85 | | |
| 4.1 | Introduction | 88 |
| 4.2 | Environmental context | 90 |
| 4.2.1 | Present day vegetation fires and climate in the French Mediterranean region..... | 90 |
| 4.2.2 | Stratigraphic context at the core site..... | 92 |
| 4.3 | Material and Methods..... | 93 |
| 4.3.1 | Core location, sampling and chronostratigraphy | 93 |
| 4.3.2 | Microcharcoal analysis..... | 93 |
| 4.3.3 | Geochemical elements..... | 94 |

| | | |
|--|--|-----|
| 4.3.4 | Spectral analysis and statistical test..... | 95 |
| 4.4 | Results | 95 |
| 4.5 | Holocene biomass burning variability in French Mediterranean region | 97 |
| 4.5.1 | Microcharcoal concentration and biomass burning activity of the southeastern France | 97 |
| 4.5.2 | Biomass burning variability, climate and vegetation | 98 |
| 4.6 | Atmospheric pacing of Holocene French Mediterranean fires..... | 101 |
| 4.7 | Human impact on French Mediterranean fires | 105 |
| 4.8 | Conclusion..... | 106 |
| 4.9 | Supplementary Information..... | 107 |
| Chapitre 5 : Calibration du proxy microcharbon à l'échelle de la région Méditerranéenne Occidentale 111 | | |
| 1.1 | Introduction | 113 |
| 5.1 | Material and Methods..... | 114 |
| 5.1.1 | Surface sediment samples..... | 114 |
| 5.1.2 | Interface cores | 115 |
| 5.1.3 | Microcharcoal analysis..... | 116 |
| 5.1.4 | Building microcharcoal preferential source areas | 117 |
| 5.1.5 | Extraction and statistical analysis of environmental data in microcharcoal preferential source areas | 117 |
| 5.2 | Results | 120 |
| 5.2.1 | Microcharcoal concentration and morphometrics | 120 |
| 1.1 | Pyro region | 122 |
| 5.3 | Discussion | 125 |
| 5.3.1 | Using microcharcoal concentration in marine surface sediments | 125 |
| 5.3.2 | Exploring the links between microcharcoal, fire, climate and vegetation..... | 127 |
| 5.4 | Conclusion..... | 132 |
| Chapitre 6 : Premier test d'application de la calibration régionale sur les paléo enregistrements des incendies de la région Méditerranéenne Occidentale pendant l'Holocène..... 133 | | |
| 6.1 | Introduction | 135 |
| 6.1.1 | Contexte environnemental..... | 135 |
| 6.1.2 | Paléo-incendie en Méditerranée Occidentale à l'Holocène. Focus sur le sud-est de la France. 136 | |
| 6.2 | Matériel et Méthodes..... | 137 |
| 6.2.1 | Les données de calibration du microcharbons..... | 137 |
| 6.2.2 | Les données de paléo-incendies | 137 |
| 6.3 | Résultats | 138 |
| 6.3.1 | Gammes de valeurs..... | 138 |
| 6.3.2 | L'allongement des particules de microcharbons | 138 |
| 6.4 | Régime de feu en Méditerranée Occidentale correspondant au gammes | 139 |
| 6.4.1 | Observation des gammes dans un enregistrement paléo | 141 |

| | | |
|---|---|-----|
| 6.5 | Déduction des régimes de feu à l'Holocène dans le sud-est de la France sur la base des régimes de feu observés actuellement en Méditerranée Occidentale | 143 |
| 6.6 | Conclusion..... | 149 |
| Chapitre 7 : Conclusions et perspectives..... | | 151 |
| 7.1 | Synthèse des travaux effectués..... | 152 |
| 7.1.1 | Les microcharbons en domaine océanique : reflet de l'environnement continental.... | 152 |
| 7.1.2 | Le régime de feu en Méditerranée Occidentale..... | 154 |
| 7.1.3 | La calibration du microcharbon en domaine marin : un outil nouveau pour l'interprétation de l'activité des feux dans le passé ? | 155 |
| 7.1.4 | Reconstruction de la biomasse brûlée à l'Holocène en Méditerranée Occidentale | 156 |
| 7.1.5 | Reconstruction du régime des feux en Méditerranée Occidentale basée sur la calibration du proxy microcharbon..... | 157 |
| 7.2 | Perspectives..... | 158 |
| 7.2.1 | Comparaison directe des microcharbons dans les carottes sédimentaires d'interfaces et les données satellitaires | 158 |
| 7.2.2 | Données d'allongement | 161 |
| 7.2.3 | Elargissement spatial et développement de la calibration | 162 |

• Liste des Figures

| | |
|---|-----------|
| <i>Fig. 1-1 : Résumé simplifié des interactions entre les facteurs de contrôle et l'occurrence des incendies adapté de Hantson et al. (2016) et (Archibald et al., 2018).....</i> | <i>5</i> |
| <i>Fig. 1-2: Phase physico-chimique et thermiques de la combustion du bois (d'après Trabaud, 1992) ...</i> | <i>7</i> |
| <i>Fig. 1-3: Illustration de carottes sédimentaires lacustres et marines qui enregistrent de nombreux traceurs terrestres et océaniques.....</i> | <i>12</i> |
| <i>Fig. 1-4: Contexte environnemental de la Méditerranée Occidentale.....</i> | <i>14</i> |
| <i>Fig. 1-5: Régime de temps estivale favorable au développement des incendies dans le sud-est de la France..</i> | <i>16</i> |
| <i>Fig. 1-6: Régime de temps favorable au développement des incendies au Portugal et au nord de l'Afrique.).....</i> | <i>17</i> |
| <i>Fig. 2-1: a) Localisation des échantillons de sédiment marin de surface (points noirs) (93 échantillons ont été prélevés sur la marge Ibérique, 9 dans le golfe de Cadix, 106 dans le Golfe du Lion, 12 au sud des Alpes, 25 entre la Corse et l'Italie, 8 autour de Majorque, 5 dans la mer d'Alboran, 18 sur la marge nord-africaine). b/c) Localisation des carottes sédimentaires d'interfaces (Points rouges) et carottes sédimentaires marines longues MD95-2042 (Danianu et al., 2007), RHS-KS55 (ce travail) (points verts).</i> | <i>24</i> |
| <i>Fig. 2-2: Modèle d'âge de la carotte RHS-KS55 basé sur une interpolation linéaire en utilisant le package Clam 2.2 du logiciel Rstudio (Blaauw et al., 2021).....</i> | <i>27</i> |
| <i>Fig. 2-3: Modèle d'âge de la carotte RHS-KS57 basé sur une interpolation linéaire</i> | <i>28</i> |
| <i>Fig. 2-4: Schéma récapitulatif de la procédure d'analyse et d'observation microscopique</i> | <i>30</i> |

| | |
|--|------------|
| <i>Fig. 3-1: Variables potentially affecting microcharcoal production on land; the collection, input, transport and deposition of charcoal in the ocean.....</i> | <i>44</i> |
| <i>Fig. 3-2: Study area and environmental context of the Iberian Peninsula.).....</i> | <i>47</i> |
| <i>Fig. 3-3: Location of samples (colour dots) and definition of microcharcoal preferential source areas (coloured areas on land) drained by major rivers.).....</i> | <i>52</i> |
| <i>Fig. 3-4: Spatial distribution of microcharcoal concentrations.....</i> | <i>59</i> |
| <i>Fig. 3-5: Results of the PCA of fires and environmental data for each fire between 2001-2016 (Laurent et al., 2018).....</i> | <i>60</i> |
| <i>Fig. 3-6: Microcharcoal concentrations versus fire regimes on the Iberian Peninsula over the period 2001-2016 (FRY database), (Laurent et al., 2018) for each zone.).....</i> | <i>61</i> |
| <i>Fig. 3-7: Burnt species from the FRY database (Laurent et al., 2018) classified following the United Nations Land Cover Classification System (UNILCSS).....</i> | <i>62</i> |
| <i>Fig. 3-8: Relationships between microcharcoal concentration and water depth.....</i> | <i>68</i> |
| <i>Fig. 3-9: Comparison between vegetation (a) to (f) and biomass burning (g) changes during the Holocene in the southwestern Iberian Peninsula recorded in the deep-sea core MD95-2042. Pollen percentages of (a) conifer trees and shrubs, (b) Temperate tree taxa, (c) Mediterranean taxa, (d) Open ground taxa, (e) Ericaceae, (f) Semi-desert (Chabaud et al., 2014), (g) Microcharcoal elongation ratio, (h) Microcharcoal concentrations (mm²/g) (Danialu et al., 2007).....</i> | <i>71</i> |
| <i>Fig. 4-1: Study area and environmental context with the Rhone River (Blue). Rhône watershed (Black). Black dot: location of the studied core RHS-KS55. Surface oceanic currents (black arrow). Wind direction (blue arrows). Orange dots represent location of fires between 2001 and 2016 (FRY database (Laurent et al., 2018).....</i> | <i>92</i> |
| <i>Fig. 4-2: Results from microcharcoal analyses of core RHS-KS55.....</i> | <i>96</i> |
| <i>Fig. 4-3: Redfit analysis of biomass burning; The X-axis corresponds to the frequency i.e. the number of cycles per year and the Y-axis is the amplitude of spectrum.....</i> | <i>96</i> |
| <i>Fig. 4-4: Comparison between biomass burning variability and factors controlling offshore sediment supply.....</i> | <i>98</i> |
| <i>Fig. 4-5: Comparison between biomass burning variability, climate and vegetation.....</i> | <i>100</i> |
| <i>Fig. 4-6: Comparison between biomass burning variability and atmospheric and oceanic conditions).....</i> | <i>102</i> |
| <i>Fig. 4-7: Hypothesized scenarios of climate modes triggering French Mediterranean fires.).....</i> | <i>105</i> |
| <i>Fig. 5-1: Location of surface samples (dots) and their associated microcharcoal source areas on land (colored areas).....</i> | <i>116</i> |
| <i>Fig. 5-2: Building environmental data based on grid cell: a) map of fire location during the 2001-2016 period; b) delimitation of grid cell of 10x10km; c) application of grid cell on fire location map and extraction.....</i> | <i>118</i> |

| | |
|--|------------|
| <i>Fig. 5-3: Results of the PCA of a) the monthly climate and productivity data for each fires cells. Preferential source area of microcharcoal are materialized with colored circle. b) Results of the PCA of the mean annual temperature (MAT), mean annual precipitation (MAP), winter net primary productivity (WNPP), spring net primary productivity (sNPP), summer net primary productivity (SNPP) for each fires cells.</i> | <i>119</i> |
| <i>Fig. 5-4: Microcharcoal concentrations and elongation ratios for the 12 zones.</i> | <i>120</i> |
| <i>Fig. 5-5: a) Cluster analysis performed on mean environmental data of each zone.</i> | <i>123</i> |
| <i>Fig. 5-6: Comparison of microcharcoal concentration values (CCnb, nb.g⁻¹) in all zones and in the short cores.</i> | <i>126</i> |
| <i>Fig. 5-7: Spatial distribution of microcharcoal parameters compared to pyro climate regions defined by cluster analysis.</i> | <i>128</i> |
| <i>Fig. 5-8: A and B) Boxplot of microcharcoal concentration and elongation in each zone. C and D) Boxplot of mean annual temperatures and precipitation for each zone. E) Burnt species in percentages from the FRY database (Laurent et al., 2018) classified following the United Nations Land Cover Classification System (UNILCSS). Yellow and orange colors correspond respectively to open and herbaceous vegetation. Light green corresponds to mixed vegetation. Light blue and dark blue colour corresponds to shrubland and grassland, respectively. Dark green colour corresponds to closed vegetation.</i> | <i>130</i> |
| <i>Fig. 6-1: Localisation de la zone d'étude et végétation potentielle naturelle: arbres et arbustes sclérophylles (orange clair), forêt tempérée chaude (vert clair), végétation atlantique (vert foncée), végétation boréale (bleu), végétation désertique (orange foncé) (Levavasseur et al., 2012). Localisation des incendies entre 2001 et 2016 (points noirs) de la base de données FRY (Laurent et al., 2018). Carotte sédimentaire marine (point rouge) RHS-KS55 (Berné and Deniellou, 2008). Le Rhône et ses affluents sont matérialisés par des traits bleus.</i> | <i>136</i> |
| <i>Fig. 6-2: Définition des gammes de valeurs</i> | <i>139</i> |
| <i>Fig. 6-3: Description des relations entre les gammes de valeurs de concentration et d'allongement définies et les paramètres environnementaux des zones correspondantes.</i> | <i>141</i> |
| <i>Fig. 6-4: Application des gammes de valeurs sur le paléo-enregistrement des incendies à l'Holocène dans le sud-est de la France (carotte RHS-KS55). a) Concentration en microcharbons (valeurs brutes), b) Allongement des particules (valeurs brutes), c) Concentration en microcharbons (moyenne pondérée à 5 points), d) Allongement des particules de microcharbons (moyenne pondérée à 5 points). Concentrations de la gamme inférieure en orange clair, de la gamme élevée en orange foncé, de la gamme extrême en rouge. Allongement des particules de la gamme inférieure en vert clair, de la gamme supérieure en vert foncé.</i> | <i>142</i> |
| <i>Fig. 6-5: Comparaison entre la variabilité du régime de feu, du climat et de la végétation dans le nord-ouest de la Méditerranée</i> | <i>146</i> |
| <i>Fig. 6-6: Schéma de l'activité des feux déduit à l'Holocène moyen et supérieur dans le sud-est de la France, sur la base de la calibration du microcharbon en Méditerranée Occidentale.</i> | <i>149</i> |

• Liste des Figures d'informations supplémentaires

Fig.S 3-1 : West to east scheme of the different water masses from the western Iberian margin (adapted from Villaceros-Robineau et al. (2019)). The surface circulation is dominated by the Iberian Poleward Current (IPP) (black arrow) and by the Eastern Atlantic Central Water (ENACW). The intermediate circulation is dominated by the Mediterranean Outflow Water (MOW). The deep circulation is dominated by the North Atlantic Deep Water (NADW). Close to the coastline, the regional circulation is influenced by season. During the upwelling period (summer), the Inshore Coastal Current (ICC) flows southward (orange arrows) and the Surface Nepheloid Layer (SNL) is well developed (orange area). During the downwelling period (winter), the ICC flows northward (green arrows) promoting a well developed Bottom Nepheloid Layer (BNL) (green area) due to the remobilisation of sediment (black round arrows) in the High Resuspension Inner Shelf Area (HRISA). Mud Patch: brown area..... 73

Fig.S 3-2: Results of the PCA of the full environmental dataset for each fire location (burnt grass, burnt shrub and burnt tree derived from the FRY database (Laurent et al., 2018)). The net primary productivity for all seasons: NPP_winter, NPP_spring, NPP_summer, NPP_autumn. and Mean Annual NPP (MANPP). Temperature in summer (Temp_summer), in spring (Temp_spring), in autumn and Mean Annual Temperature (MAT). Precipitation in summer (Precip_summer), in spring (Precip_spring), in autumn (Precip_autumn), in winter (Precip_winter) and Mean Annual Precipitation (MAP) derived from the GFED4s database (Version: GFED4s, raster with spatial resolution: 0,25 degree, period: 1997-2015; (Giglio et al., 2013)). Preferential source areas of microcharcoal: zone 1 (blue circle), zone 2 (yellow circle), zone 3 (grey circle), zone 4 (red circle), zone 5 (blue circle). 75

Fig.S 3-3: Correlation matrix of the variables (seasonal and mean annual temperature and precipitation; NPP (net primary productivity); burnt trees, shrubs and grasses). Positive correlation in blue and negative correlation in red and their associated r-pearson correlation number. 76

Fig.S 3-4: Boxplots representing the distribution of climate and NPP in the five zones from the north (left) to the south (right). (a) Annual temperatures in degree celsius, b: Annual precipitation in millimetres, (c) to (f) NPP in spring, winter, summer and autumn in $g.C.m^{-2}month^{-1}$ 76

Fig.S 3-5: Scatter plot of microcharcoal concentration as the number of particles per gram of dry bulk sediment (CCnb in nb/g) versus the total surface area of microcharcoal (CCsurf in mm^2/g) for the 102 studied samples..... 77

Fig.S 3-6: Boxplots representing the distribution of mean microcharcoal concentration in zones 1, 3, 4 and 5. No boxplot was produced for zone 2 because no information regarding dates was available for samples in this zone. a : the CCnb in $nb.g^{-1}$ and b: the CCnb divided by the estimated age of the samples $nb.g^{-1}.yr^{-1}$ (each individual CCnb was divided by the estimated sample age, before producing the boxplot)..... 77

Fig.S 3-7: Test of the significance for the microcharcoal concentration and elongation for the five zones considering average (student t-test) and the median (Kruskall-Wallis test) (light grey) and their associated p-values (dark grey). Two zones are different if $p < 0.05$ and similar if $p > 0.05$ 78

Fig.S 3-8: Microcharcoal concentrations in the interface cores located in the Galician margin. b: Comparison of microcharcoal concentration values (CCnb, $nb.g^{-1}$) in the interface cores located in the Galician margin with microcharcoal concentration values from marine sediment surface samples of the Iberian margin and the Gulf of Cadiz. 79

Fig.S 3-9: Results of the single linkage (nearest neighbour) algorithm and stratigraphically constrained clustering carried out on (a) microcharcoal concentration and water depth of samples (b) microcharcoal elongation and water depths of samples. Colours correspond to groups defined from the analysis..... 80

| | |
|---|-----|
| <i>Fig.S 3-10: Scatter plot of water depths of samples and distance from the river mouth of samples and associated correlation coefficient.....</i> | 81 |
| <i>Fig.S 3-11: Relationships between microcharcoal elongation and water depths. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal elongation in six groups defined by clustering analysis. b) Location of samples according to clusters groups.....</i> | 82 |
| <i>Fig.S 3-12: Relationships between microcharcoal elongation and water depths. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal elongation in six groups defined by clustering analysis. b) Location of samples according to clusters groups.....</i> | 83 |
| <i>Fig.S 4-1: Age model of core RHS-KS55 based on linear interpolation using the Clam 2.2 software (Blaauw et al., 2021).....</i> | 108 |
| <i>Fig.S 4-2: Scatter plot of microcharcoal concentration as the number of particles per gram of dry bulk sediment (CCnb in nb/g) versus the total surface area of microcharcoal (CCsurf in mm²/g) for the 180 studied samples.....</i> | 108 |
| <i>Fig.S 4-3: Pearson correlation A: between Ca/Ti and CCnb, B: between K/Ti and Ccnb.....</i> | 109 |

• Liste des Tableaux

| | |
|---|-----|
| <i>Tab. 2-1: : Caractéristiques relatives aux carottes sédimentaires d'interface.....</i> | 25 |
| <i>Tab. 2-2: Caractéristiques relatives aux carottes sédimentaires marines longues.....</i> | 26 |
| <i>Tab. 2-3: Récapitulatif du protocole chimique d'extraction des microcharbons préservés dans le sédiments marin.....</i> | 29 |
| <i>Tab. 3-1: River and watershed characteristics of the Iberian Peninsula.....</i> | 49 |
| <i>Tab. 4-1: Table listing the different intervals defined as cold events in the northwestern Mediterranean Sea from Frigola et al. (2007) based on the presence of coarse sediments resulting from a wind-generated upwelling system, and from Jalali et al. (2016) based on sea surface temperatures (SSTs).</i> | 103 |
| <i>Tab. 5-1: Significance test of the microcharcoal a) concentration; b) the elongation for each zone considering the median (Kruskall-Wallis test) (white and green) and their associated p-values (dark grey). Two zones are different if $p < 0.05$ (white cells) and similar if $p > 0.05$ (Green cells).</i> | 121 |
| <i>Tab. 5-2: Percentages of explanation of the two-groups (G1 and G2) and of the five groups (G1a, G1b, G1c, G2a, G2b) partitioning based on the characteristics of fires, environmental data and burnt species obtained by cluster analysis. FN: sum of the number of fires, Ba: sum of total burned area, FRP: mean fire intensity, Fs: mean fire size, FRI: mean fire return interval, Ff: mean fire frequency, MAT: mean annual temperature, MAP: mean annual precipitation, WNPP: winter net primary productivity, SNPP: summer net primary productivity, sNPP: spring net primary productivity, OPEN: open vegetation, CLOSED: closed vegetation, MIXED: mixed vegetation.</i> | 124 |
| <i>Tab. 5-3: Characteristics of fires in the 2 large groups G1 and G2 defined by the cluster.</i> | 125 |
| <i>Tab. 5-4: Characteristics of the environmental parameters in all 5 sub-groups.</i> | 125 |

Tab. 5-5: Watershed and associated rivers characteristics. Zones are classified according to the smallest to the highest microcharcoal concentration (CCnb)..... 127

Tab. 6-1 : Confrontation des données de paléo-enregistrement (microcharbons, climats, végétation) et des données de calibrations, et présentation de l'activité des feux déduits. Les intervalles sont définis sur la figure Fig. 6-5 145

Objectifs :

Le dernier rapport du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) indique qu'il est fortement probable que la température mondiale moyenne à la surface de la Terre en 2100 dépasse le seuil de 2°C de réchauffement, et ce dans un scénario de hausse intermédiaire d'émissions de gaz à effet de serre (Résumé à l'intention des décideurs du GIEC citepa 2021 ; (Tuddenham, 2021)). Dans ce contexte il est essentiel de comprendre et de modéliser les interactions entre le climat, la végétation, la société et les incendies. Rogers et al. (2020) indique qu'il est nécessaire de développer des projections des régimes d'incendies futurs en s'appuyant sur des données d'observation car les incendies exerceront une grande influence sur les écosystèmes futurs, la société et le système climatique. Des projections des incendies dans le futur ont déjà été réalisées, (Giannakopoulos et al., 2009; Liu et al., 2010; Pechony and Shindell, 2010; Settele et al., 2015) mais les modèles utilisés pour ces projections sont souvent basés sur les interactions incendies-conditions météorologiques et négligent les effets du changement climatique sur la composition, la structure et la productivité de la végétation et donc des incendies (Batllori et al., 2013; Forkel et al., 2019; Ruffault et al., 2020). Pour évaluer ces modèles, garantir leur exactitude et avoir de la crédibilité ils doivent être testés non seulement avec les observations modernes, mais aussi avec des observations de conditions climatiques différentes d'aujourd'hui (Hantson et al., 2016). Les enregistrements temporels à long terme du « charbon de bois » (*charcoal*, produit issu de la combustion de la végétation) ont fourni des informations précieuses sur la réponse et les contrôles du feu dans le passé (Power et al., 2008; Marlon et al., 2016, 2008; Daniau et al., 2010).

Les études menées dans les enregistrements sédimentaires lacustres apportent une information locale des incendies passés (Conedera et al., 2009). Les études des enregistrements sédimentaires marins permettent d'obtenir un signal régional des incendies (Beaufort et al., 2003; Daniau et al., 2007,2019). Ces dernières permettent en outre d'explorer les facteurs de contrôle des incendies en comparant directement ce signal incendie à la végétation adjacente, la circulation océanique et atmosphérique et le volume des glaces, tirés des mesures effectuées sur les traceurs terrestres (pollen) et océaniques (foraminifères planctoniques et benthiques, etc.) dans les mêmes niveaux sédimentaires. Cependant, l'abondance du charbon de bois dans les enregistrements sédimentaires est interprétée en termes de biomasse brûlée, mais ne fournit pas forcément une mesure des caractéristiques du régime de feux comme par exemple la surface brûlée ou le nombre de feux. L'absence d'unités de mesure communes aux études sur le charbon de bois et aux études de modélisation des incendies rend également difficile les exercices de

comparaison modèles-données des feux dans le passé. Pour surmonter ce problème, la calibration du charbon est fortement nécessaire (Hawthorne et al., 2018). Des calibrations du charbon de bois dans des échantillons de sédiments lacustre ont déjà été menées (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) et montrent que le charbon de bois reflète la surface brûlée, le nombre de feux ou l'intensité du feu (Duffin et al., 2008; Adolf et al., 2018) ainsi que la zone brûlée locale (Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) ou régionale (Adolf et al., 2018). Aussi l'accumulation de charbon de bois dans les lacs est contrôlée par la couverture végétale, le type de biome et la quantité de combustible (Adolf et al., 2018; Marlon et al., 2006). Les études de calibration du charbon dans les sédiments marins restent rares. Une étude portant sur le charbon (Herring, 1985) préservé dans des sédiments du Pacifique Nord indique des concentrations de charbon élevées dans les sédiments des latitudes tempérées à haute latitudes et des concentrations de charbon plus faibles dans les sédiments de plus basses latitudes. L'étude de Smith et al. (1973) portant sur le « elemental carbon », un proxy comparable au « charbon », met en évidence une distribution similaire au large des côtes Ouest de l'Amérique du Nord, qui serait liée au type de végétation et à la quantité de biomasse. Une étude portant sur les charbons microscopiques préservés dans des sédiments du bassin de Santa Barbara (Californie) sur 560 ans indique également un lien fort entre les flux de microcharbons et les grands incendies du district de Santa Barbara (Mensing et al., 1999).

Le premier objectif de cette thèse est de développer une calibration du proxy microcharbon en domaine marin à l'échelle de la Méditerranée Occidentale pour: a) obtenir des observations du proxy charbon dans le domaine marin sur une échelle spatiale large, b) évaluer si des schémas de distribution de ce proxy apparaissent, c) établir les facteurs qui contrôleraient ces distributions (activité du feu, climat, végétation, processus de transport et sédimentation), d) développer des relations qualitatives et quantitatives entre le proxy feu et de potentiels facteurs de contrôle environnementaux.

Le deuxième objectif est d'appliquer cette calibration à des paléo-enregistrements de feux en domaine marin pour aider à l'interprétation des variations de biomasse brûlée et les traduire en paléo-régime de feux.

Pour cela, nous avons développé notre étude selon trois axes :

- a) La collecte de données relatives aux interactions entre les microcharbons (charbon de taille microscopique) préservés dans des échantillons de sédiments marins de surface et les paramètres environnementaux sur les terres adjacentes en Méditerranée Occidentale. La

Méditerranée Occidentale est une région fortement sujette aux incendies et confrontée à l'augmentation de la sécheresse. Les études de projections futures des incendies en Méditerranée Occidentale à l'échelle de 2100 montre une augmentation de l'intensité et de la durée des risques d'incendies en Corse (France) (Lestienne et al., 2020), une augmentation de l'activité des feux sur l'ensemble du Portugal (Péninsule Ibérique) (Carvalho et al., 2010). Aussi à l'échelle de l'Europe méditerranéenne, Turco et al. (2018) montre une augmentation forte et croissante de la surface brûlée modélisée avec des augmentations de températures de 1.5, 2 et 3 °C. Du fait des risques et des dangers associés à l'augmentation des incendies dans cette région du monde il est crucial d'y apporter des connaissances sur les changements de régimes de feux qui la menacent. La Méditerranée Occidentale présente une activité de feu très différente au sein de plusieurs biomes sous des conditions climatiques différentes. Il s'agit donc d'une zone favorable au développement d'une étude de calibration du charbon de bois. Une étude de calibration du charbon a été menée dans les sédiments lacustres de différents biomes européens (Adolf et al., 2018) et montre une augmentation des charbons suivant un gradient climatique. Aussi cette étude montre que les particules de charbons dans les sédiments provenant de lacs situés dans des environnements méditerranéens sont plus allongées que les particules de charbons provenant de lacs situés dans des environnements tempérés. L'objectif de cet axe est d'apporter des données d'observations pour développer la calibration du microcharbons dans des échantillons de sédiments marins de surfaces.

- b) La collecte de données de paléo-feux du sud-est de la France durant l'Holocène moyen et récent (carotte sédimentaire marine RHSKS-55). Le sud-est de la France est actuellement soumis à une forte activité du feu dont l'occurrence des incendies est majoritairement contrôlée par les conditions atmosphériques qui régissent la zone (Ruffault et al., 2017). Les incendies passés dans cette zone n'ont jamais été étudiés sur la période Holocène. Nous avons choisi d'étudier les incendies depuis 8500 ans à partir de l'analyse des charbons de bois dans un enregistrement sédimentaire marin. Cet enregistrement a été prélevé à l'embouchure du Rhône, un fleuve majeur drainant la partie sud-est de la France. Ce fleuve est un vecteur de transport des particules fines, incluant les microcharbons, du continent vers l'océan se jetant dans le golfe du Lion situé au nord-ouest de la Mer Méditerranée. L'objectif de cet axe de recherche est d'apporter une connaissance nouvelle sur l'occurrence et le contrôle de la variabilité des incendies dans le sud-est de la France durant l'Holocène.

c) L'application des connaissances obtenues sur la calibration développée dans ce travail, à l'enregistrement sédimentaire marin des paléo-incendies du sud-est de la France (carotte RHS-KS55, ce travail) ainsi qu'à un enregistrement sédimentaire marin déjà existant du sud-ouest de la Péninsule Ibérique (carotte MD95-2042 ; Daniau et al. (2007)). Pour cela nous avons utilisé l'étude de calibration du microcharbon dans les sédiments marins pour effectuer une première approche d'application des observations actuelles sur ces deux enregistrements sédimentaires marins. L'objectif de cet axe est d'interpréter les variations des incendies passés en termes de surface brûlée ou nombre de feux.

**Chapitre 1 : Introduction à l'étude des incendies actuels
et passés en Méditerranée Occidentale**

Résumé du chapitre

Ce premier chapitre présente le contexte général dans lequel s'inscrit ce travail. Il fait état des connaissances du mode de fonctionnement des incendies et des interactions qu'ils possèdent avec les autres composantes du système terrestre. Dans un second temps, il décrit la production des charbons de bois et précise les caractéristiques et le comportement de ces derniers. Dans un troisième temps, il présente les conditions climatiques et environnementales de la zone d'étude de ce travail, à savoir la Méditerranée Occidentale, ainsi que les conditions favorables au développement des incendies dans cette région du monde caractérisée comme haut lieu de l'activité des incendies. Enfin, il fait état des connaissances sur le climat et les incendies en Méditerranée Occidentale durant l'Holocène.

1.1 Les incendies de végétation : Une composante du système terrestre

1.1.1 Origine, développement et propagation des incendies

La chaleur, le combustible et l'oxygène sont les trois éléments nécessaires à l'apparition d'un incendie. La température nécessaire à l'inflammation des combustibles végétaux varie entre 260°C et 450°C. Cette température peut être générée par la foudre, qui est l'une des causes naturelles des incendies, avant les éruptions volcaniques, la chute de pierres et les phénomènes rares d'auto-combustion (Trabaud, 1992). Cette température peut également être générée par de nombreuses causes anthropiques des incendies (négligences, pyromanies, installations électriques, écobuage). Les incendies de végétation sont causés par l'activité humaine à plus de 90% dans le monde (Mouillot and Field, 2005; Robinne et al., 2018) et à plus de 95% dans les pays méditerranéens (Ganteaume et al., 2013).

L'allumage et le développement des incendies sont impactés par le type de combustible (forêt dense ou prairie), sa continuité (végétaux espacés ou denses), son degré d'humidité (teneur en eau) et sa température (exposition au soleil). Aussi le taux d'oxygène nécessaire à l'allumage d'un incendie doit être supérieur à 21 %. Si la végétation est humide et trop dense lors de l'apparition d'une source de chaleur et que la quantité d'oxygène n'est pas suffisante, le feu ne se déclenche pas. En revanche si les 3 éléments (chaleur, combustible et oxygène) sont présents dans les bonnes proportions, l'incendie se déclenche (Trabaud, 1992).

L'inflammabilité d'un système est contrôlée par la température, la vitesse du vent, l'humidité, la quantité d'oxygène, la quantité et la structure des combustibles (Archibald et al., 2018). La composition biologique et les teneurs en humidité de la végétation sont de première importance lors du processus de combustion de la végétation (Rochoux, 2014). Bien que certains auteurs indiquent que certaines espèces sont adaptées au feu (Bradshaw et al., 2011), Keeley et al. (2011) indique que certaines espèces présentent des caractéristiques d'adaptation à un régime d'incendie particulier mais peuvent être menacées lorsque ce régime change.

L'intensité des incendies est le terme utilisé pour définir l'énergie libérée au cours des différentes phases d'un incendie (Keeley, 2009). Il s'agit de la chaleur de l'incendie lors de la combustion de la végétation mesurée en Watt. L'intensité des incendies dépend entre autres du type de végétation. Par exemple la combustion de la garrigue (herbacées et arbustes) semble dégager beaucoup de chaleur mais moins que la combustion des forêts de conifères (Trabaud, 1992).

La sévérité du feu correspond à la perte ou au changement de végétation après le passage du feu et diffère selon la végétation. En effet, les feux de faible à moyenne intensité restent en surface et n'atteignent que rarement la cime des arbres, laissant uniquement des cicatrices sur les arbres des écosystème subalpins (Genries et al., 2009).

La propagation des incendies dépend des propriétés de la végétation, des conditions météorologiques et de la topographie (Trabaud, 1992; Rochoux, 2014). En terme de végétation, la propagation des incendies (plus grande proportion d'incendies moyens et importants) semble être favorisée dans la végétation méditerranéenne par rapport à la végétation des régions eurosibériennes (Vázquez et al., 2002). En termes de conditions météorologiques, la vitesse et la direction du vent sont prédominantes dans la propagation des incendies car elles sont responsables de l'inclinaison de la flamme vers la végétation non brûlée. La température, l'humidité de l'air et le rayonnement solaire jouent également un rôle important (Trabaud, 1992). Enfin la topographie du terrain, la pente et l'altitude ont un rôle sur la vitesse de propagation en modifiant l'écoulement du vent (Trabaud, 1992).

Trois type d'incendies sont définis selon la vitesse de propagation, l'énergie des incendies ainsi que de la destruction de la matière (Trabaud, 1992) :

- Les feux de sols qui consomment la matière organique constituée de la litière et l'humus situés à la surface du sol de la forêt ainsi que la tourbe. Ces incendies consomment lentement sans flamme et émettent peu de fumée mais sont extrêmement destructeurs puisqu'ils détruisent les systèmes racinaires souterrains des végétaux.
- Les feux de surface qui brûlent la végétation herbacée, les broussailles, les débris végétaux sur le sol et la litière mais sans pénétrer le sol. Ces incendies dégagent plus de chaleurs et de flammes et se propagent rapidement.
- Les feux de cimes qui consomment les arbres dans leur intégralité jusqu'à leur cime et qui avance d'un arbre à l'autre en raison de tisons ou escarbilles qui peuvent être transportés par le vent et allumer des foyers secondaires à grande distance. Ces incendies produisent une très grande énergie et possèdent la vitesse de propagation la plus rapide.

1.1.2 Action et rétroaction des incendies dans les écosystèmes

Le régime de feu est défini dans son terme stricto sensu comme les caractéristiques du feu (superficie brûlée, l'intensité, la fréquence, la sévérité et la saisonnalité des incendies) dans un lieu donné (Krebs et al., 2010). Cependant, ces caractéristiques sont étroitement liées à des

composantes biologiques (liées à la végétation), des composantes géophysiques (liées à l'atmosphère) (Archibald et al., 2018) ainsi que des composantes sociales (liées à l'Homme) (Hantson et al., 2016) (Fig. 1.1). En tant que processus écologique, le régime de feu intègre des actions et rétroactions complexes entre ces différentes composantes (McLauchlan et al., 2020).

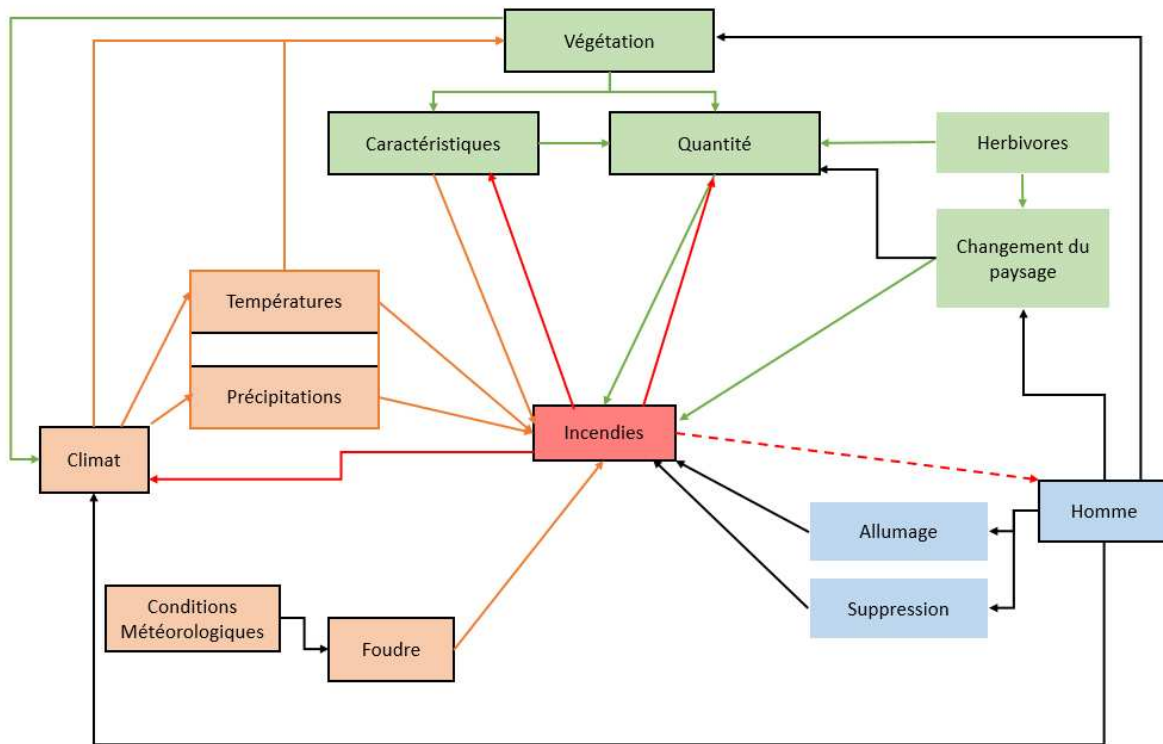


Fig. 1-1 : Résumé simplifié des interactions entre les facteurs de contrôle et l'occurrence des incendies adapté de Hantson et al. (2016) et (Archibald et al., 2018). En vert les interactions biologiques, en bleu les interactions sociétales et en orange les interactions géophysiques. Les flèches orange représentent les interactions du climat sur les incendies et la végétation, les flèches vertes représentent les interactions de la végétation sur les incendies et le climat, les noires représentent les interactions de la société sur les incendies, la végétation et le climat. Les flèches rouges représentent les interactions des incendies sur le climat, la végétation et la société.

Les rétroactions biologiques correspondent aux interactions entre les incendies et la végétation, qui font partie intégrante du système végétation-incendie-climat-homme (Archibald et al., 2018). Alors que les incendies entraînent la destruction de la végétation et appauvrissent les écosystèmes locaux en azote (N) et en phosphore (P), certains végétaux ont développé des stratégies spécialisées pour résister, être favorisés ou se remettre des perturbations dues aux incendies (Bowman et al., 2020). Ces végétaux peuvent ainsi activer le développement de nouvelles pousses, stimuler la floraison ou encore déclencher l'ouverture des cônes sous l'effet

de la chaleur (Trabaud, 1992) et la germination de graines par la fumée (Keeley and Fotheringham, 2000). Les incendies sont également responsables de la suppression de matière sur le sol, rendant le terrain plus rugueux. Une rugosité plus élevée d'un sol entraîne une augmentation des températures de surface et de la vitesse des vents (Foley et al., 2003). Cela se répercute sur l'inflammabilité à l'échelle locale et régionale entraînant une rétroaction positive (Hoffmann et al., 2002).

Les rétroactions géophysiques correspondent aux échanges d'énergie et de matière entre la biosphère et l'atmosphère (Archibald et al., 2018) telles que les interactions entre les incendies et les composantes liées au climat, et à l'atmosphère. Les conditions météorologiques (températures, précipitations) déterminent globalement le type de végétation, la quantité de biomasse et l'état du combustible, c'est-à-dire l'état de sécheresse de la végétation, tandis que les phénomènes météorologiques (foudre) sont sources de chaleur, nécessaire à l'allumage des incendies (Trabaud, 1992). Lors d'un incendie, la combustion incomplète de la végétation produit du méthane (CH_4), du monoxyde de carbone (NO), du dioxyde d'azote (N_2O) et d'autres gaz à effet de serre (Andreae and Merlet, 2001) qui ont un effet de réchauffement global de l'atmosphère (Ward et al., 2012). En revanche, il a été montré que les aérosols réduisent la transmission de l'énergie solaire ce qui entraîne un effet de refroidissement prédominant (Landry et al., 2017). La libération d'aérosol lors des incendies peut également contribuer aux pluies acides lors de la formation d'acide nitrique (HNO_3) par la réaction du monoxyde de carbone avec le dioxygène de la vapeur d'eau. Enfin, l'injection dans la stratosphère des aérosols contenus dans les fumées des incendies d'une intensité extrême peuvent déclencher des tempêtes de pyrocumulonimbus favorisant les coups de foudre au sol ce qui allume de nouveaux incendies, constituant ainsi une rétroaction positive (McRae et al., 2015).

Selon Rogers et al. (2020) la composante sociale est à prendre en considération pour l'étude des changements de régime de feu pour le futur. Effectivement les influences humaines ont une action directe sur les incendies (allumage ou suppression). Elles ont également des actions indirectes, par le biais des modifications de paysage et du changement climatique. Une étude sur le sud-est de la France a montré que parallèlement à l'évolution des politiques de lutte contre les incendies, les types d'incendies engendrés par des vents sont renforcés, tandis que les incendies générés par la chaleur ont augmenté (Ruffault et al., 2016). Ceci suggère que les actions humaines de prévention et de suppression doivent encore s'adapter, au regard des conditions climatiques changeantes.

1.2 Les microcharbons comme outils de compréhension des incendies

1.2.1 Production des particules de microcharbons

Les charbons sont définis comme un stade intermédiaire entre les débris végétaux et la cendre. Les particules produites lors des incendies dépendent de la température de combustion de l'incendie (Fig. 1.2).

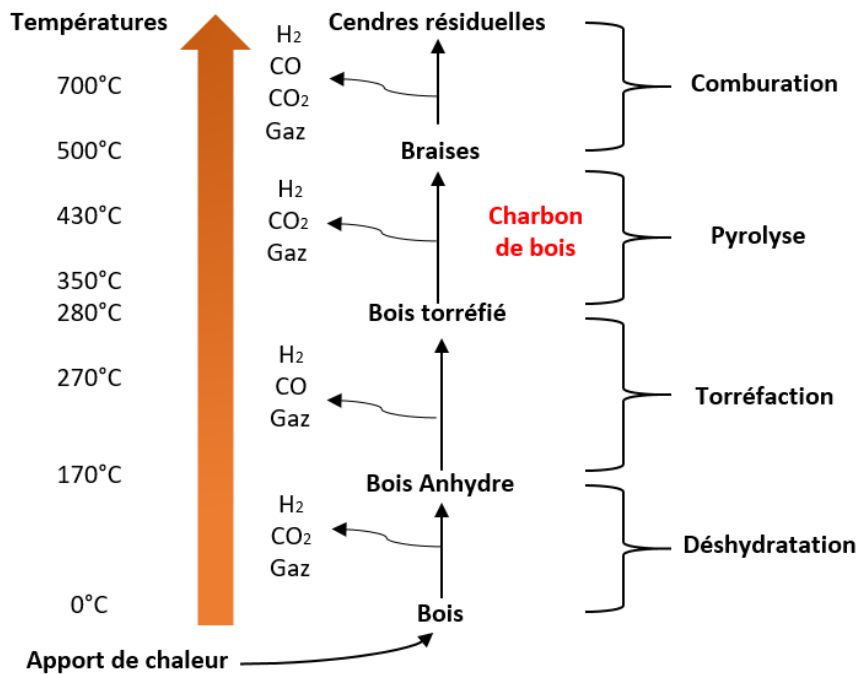


Fig. 1-2: Phase physico-chimique et thermiques de la combustion du bois (d'après Trabaud, 1992)

En effet en dessous de 170°C, la chaleur entraîne une déshydratation du bois, entre 170°C et 280°C le bois est torréfié, entre 280°C et 500°C le charbon de bois est produit et au-delà de 500°C les charbons de bois deviennent incandescents et se réduisent en cendre (Chabal, 1999). La pyrolyse des combustibles riches en lignite, comme le bois, se produit dans une gamme large de température allant de 160°C à 900°C, tandis que la pyrolyse des combustibles riches en cellulose et d'hémicellulose, comme les feuilles, se produit à des températures inférieures et de gammes plus étroites allant de 200 à 400°C (Yang et al., 2007). Ceux riches en résine et en terpène, comme les conifères ou les éricacées, brûlent plus rapidement et à des températures plus élevées que les combustibles riches en composants minéraux comme les graminoides qui brûlent moins rapidement mais à des températures plus basses (200°C)(Planas and Pastor, 2013).

La production de charbon résulte donc d'une combustion incomplète des végétaux lors de laquelle la structure des charbons est peu affectée (Chabal, 1999). Pendant ce processus, la quantité de charbons produite et le degré de fragmentation dépendent de la structure des plantes (taille, taux d'humidité, feuilles-écorce-aiguilles) mais également des apports en oxygène et de la durée d'exposition au feu (Théry-Parisot, 1998). En effet une augmentation de la quantité de charbons est observée lorsque l'intensité des incendies est plus élevée dans les environnements de savane (Duffin et al., 2008) et dans les environnements boréaux (Hart and Luckai, 2013). Le charbon est donc un outil permettant d'étudier la biomasse brûlée lors de la combustion de la végétation, mais aussi d'autres paramètres du régime des feux, comme par exemple l'intensité.

1.2.2 Taille et morphologie des particules de microcharbons

La taille des charbons utilisée lors des études sur le charbon diffère selon les auteurs. Les charbons supérieurs à 100 micromètres (Adolf et al., 2018), supérieurs à 150 micromètres (Duffin et al., 2008) et entre 125 et 250 micromètres (Leys et al., 2015) sont définis par ces auteurs comme des macrocharbons. Les charbons entre 10 et 500 micromètres (Adolf et al., 2018) et entre 10 et 150 micromètres (Duffin et al., 2008) ont été considérés par ces auteurs comme des microcharbons. Dans ce travail, l'ensemble des charbons mesurés ont une taille entre 10 et 125 microns et seront assimilés au terme « microcharbons ».

Afin de déterminer le combustible d'origine des particules de microcharbons, des études morphologiques (la forme, la couleur et la texture) (Enache and Cumming, 2006; Jensen et al., 2007; Mustaphi and Pisaric, 2014) ainsi que des études morphométriques (circularité, rapport longueur sur largeur (L/W : Length to Width), périmètres) (Aleman et al., 2013; Crawford and Belcher, 2014; Feurdean, 2021; Umbanhowar and McGrath, 1998; Vachula, 2021) ont été menées sur les particules de microcharbons. Umbanhowar and McGrath. (1998) ont démontré de manière expérimentale, que l'allongement des particules brûlées pouvait être utilisé comme indicateur du type de végétation brûlée.

Le rapport L/W est conservé, même si la particule est cassée, car la fragmentation des charbons se fait selon les axes de la structure anatomique de la plante (Clark, 1988; Umbanhowar and McGrath, 1998). Depuis, les études se multiplient pour essayer de reconstruire la végétation à partir de l'allongement des particules de microcharbons. Cependant, les études sont souvent menées à l'échelle locale, considérant donc des végétations différentes laissant difficile les comparaisons. Selon Umbanhowar and McGrath. (1998) la combustion d'arbres produit des

particules dont le rapport d'allongement moyen est d'environ $2,13 \pm 0,13$ lors d'une combustion en four ou $2,23 \pm 0,1$ en brûlage à l'air libre alors que Crawford and Belcher. (2014) trouvent des valeurs de moyenne de 1,97 en four. La combustion d'une végétation de prairie quant à elle produit des particules dont le rapport d'allongement est d'environ 3,7 selon Crawford and Belcher. (2014) alors que Umbanhowar and McGrath. (1998) observent des valeurs de $3,62 \pm 0,15$ en four et $4,83 \pm 0,27$ en brûlage à l'air libre et (Pereboom et al., 2020) ont observé un rapport moyen d'environ 6,77.

Les études sur l'analyse des rapports L/W des particules de microcharbons montrent que le brûlage à l'air libre produit des particules de rapport L/W plus faible que lors d'un brûlage dans les fours. Les microcharbons produits à partir d'espèces végétales de même type présentent des valeurs similaires permettant d'utiliser le rapport L/W comme indicateur de l'espèce végétale brûlée (Vachula et al., 2021). Dans le but de faire la synthèse des connaissances et de faire une évaluation critique de la morphométrie du charbon de bois en tant qu'indicateur du type de combustible, Vachula et al. (2021) ont regroupé dans leur étude les données de l'ensemble des travaux expérimentaux, de calibration et de mesure des rapports d'allongement des charbons de bois dans les sédiments quaternaires. Ainsi les résultats de cette synthèse montrent que les valeurs d'allongement des arbres se trouvent dans la gamme 1.39-2.90 ainsi que celles des arbustes et sous-arbustes dans la gamme 2.34-3.0. Les valeurs d'allongement des graminoides et graminoides/arbustes se trouvent dans la gamme 2.19-5.9 et celles des herbacées dans la gamme 2.05-4.1. En résumant en seulement deux catégories les graminoides présentent des valeurs d'allongement dans la gamme 1.88-8.5 plus élevées que les arbustes, les sous-arbustes, et les arbres dont les valeurs se trouvent dans la gamme 1.27-2.52.

1.2.3 Transport des particules de microcharbons

1.2.3.1 Le transport fluvial

Dans l'eau, les microcharbons se comportent de la même façon que les fragments de pierre ponce qui flottent et coulent au fur et à mesure qu'elles s'imbibent d'eau (Nichols et al., 2000). Ainsi, les petites particules peuvent couler en quelques heures et les grosses particules peuvent flotter pendant quelques mois ou années avant de se gorger d'eau. Les charbons produits dans l'ensemble d'un bassin versant peuvent ainsi être transportés par le fleuve jusqu'à l'océan. En domaine marin, aucune donnée sur le transport et le dépôt des charbons n'est disponible. La gravité spécifique des particules de microcharbons, saturés d'eau, est de 2.2, similaire à celle des grains de pollen (Turner et al., 2004). Ainsi, le transport et la sédimentation des

microcharbons dans l'océan sont probablement similaires à ceux des grains de pollen. Les particules fines sont observées en domaine marin profond. En effet, Jouanneau et al. (1998) indique que les particules fines en suspension (dont font partie les grains de pollen et les microcharbons) peuvent être transportées à travers les canyons jusqu'à l'océan profond.

1.2.3.2 Le transport éolien

Les microcharbons sont transportés par les vents et les fleuves, avant d'être intégrés dans les sédiments lacustres ou marins (Millsbaugh and Whitlock, 1995; Patterson et al., 1987). Les microcharbons peuvent être déplacés sur de longues distances, portés par des vents atmosphériques faibles. Ils peuvent se déposer quelques jours ou semaines après leur formation (Palmer and Northcutt, 1975; Clark and Hussey, 1996). La convection thermique soulève le charbon de bois au-dessus de la canopée forestière, en fonction de la taille des particules et de la vitesse du vent (Clark, 1988). En effet, en fonction de la puissance radiative du feu, les panaches de feux de forêt peuvent s'élever haut dans l'atmosphère (Sofiev et al., 2013) et transporter les particules de microcharbons à différentes distances. Très peu d'études de modélisation des particules ont été menées en raison des différents paramètres à prendre en compte (morphométrie des particules, régime des vents, topographie).

Une étude a été réalisée dans le cadre d'un master 2 au sein de l'équipe paléoclimat du laboratoire EPOC portant sur la modélisation de la dispersion des particules de microcharbons utilisant le modèle Hysplit dans le sud-ouest de la péninsule Ibérique. La dispersion de microcharbons de 30 micromètres de diamètre à des hauteurs de 250, 1100, et 2500 m d'altitudes avec une vitesse de 0.1m/s, a été modélisée. Les résultats de cette étude non publiée montrent que pour les 3 altitudes, 99,9% des particules de microcharbons parcourent au maximum 30 km avant d'être déposées. Cependant, ce modèle n'implique pas les changements brutaux de direction des vents ou encore la topographie rencontrée sur la trajectoire. Vachula, (2021) suggère qu'une zone source de 50 km devrait être considérée pour toutes les fractions de taille de charbons.

1.3 Utilisation du charbon comme indicateur du régime de feu actuel et passé

A l'aide de traceurs terrestres et océaniques étudiés dans les enregistrements lacustres et marins, il est possible de reconstruire de nombreuses conditions environnementales. L'analyse des microcharbons dans un cadre chronologique contraint par des datations permet de reconstruire la dynamique des feux sur le long terme (Whitlock and Larsen, 2002).

Les études du charbon en domaine lacustre sont nombreuses (liste non exhaustive : (Carrión, 2002; Colombaroli et al., 2009; Duffin et al., 2008; Florescu et al., 2019; Hennebelle et al., 2020; Leunda et al., 2020; Morales-Molino and García-Antón, 2014; Rius et al., 2009; Vannière et al., 2008). Les changements d'abondance du charbon ne sont pas forcément reliés à une des caractéristiques du régime de feu. Plusieurs interprétations des variations du signal sont décrites dans la littérature comme des variations de l'activité du feu (Colombaroli et al., 2007; Morales-Molino and García-Antón, 2014), du régime de feu (Daniau et al., 2007; Vannière et al., 2008), de la biomasse brûlée (Daniau et al., 2012) ou de l'histoire du feu (Mensing et al., 1999).

Les études du charbon dans des carottes sédimentaires marines, bien qu'elles soient peu nombreuses (Mensing et al., 1999; Beaufort et al., 2003; Daniau et al., 2007, 2010; Dupont et al., 2022; Michelangeli et al., 2022) permettent la reconstruction de l'histoire régionale des incendies sur des périodes anciennes de plusieurs milliers d'années (Daniau et al., 2009). Elles permettent également la comparaison du signal des incendies avec de nombreux paramètres environnementaux déduit de différents proxies comme par exemple la végétation régionale (pollens), les conditions d'humidité (cire épicuticulaire des feuilles synthétisées par les plantes supérieures), la température de surface de la mer (SST), la salinité (ex : foraminifères planctoniques, kystes de dinoflagellés, assemblages de nannofossiles calcaires et de diatomées, alcénones) mais aussi la dynamique des icebergs (les sédiments grossiers transportés par les icebergs ; Ice Rafted Debris ou IRD), le volume de glace stocké dans les calottes glaciaires (ex : rapport isotopique de l'oxygène ; $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques) et les conditions de l'océan profond (ex : assemblages de foraminifères benthiques, rapport isotopique du carbone $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques) (Fig. 1.3).

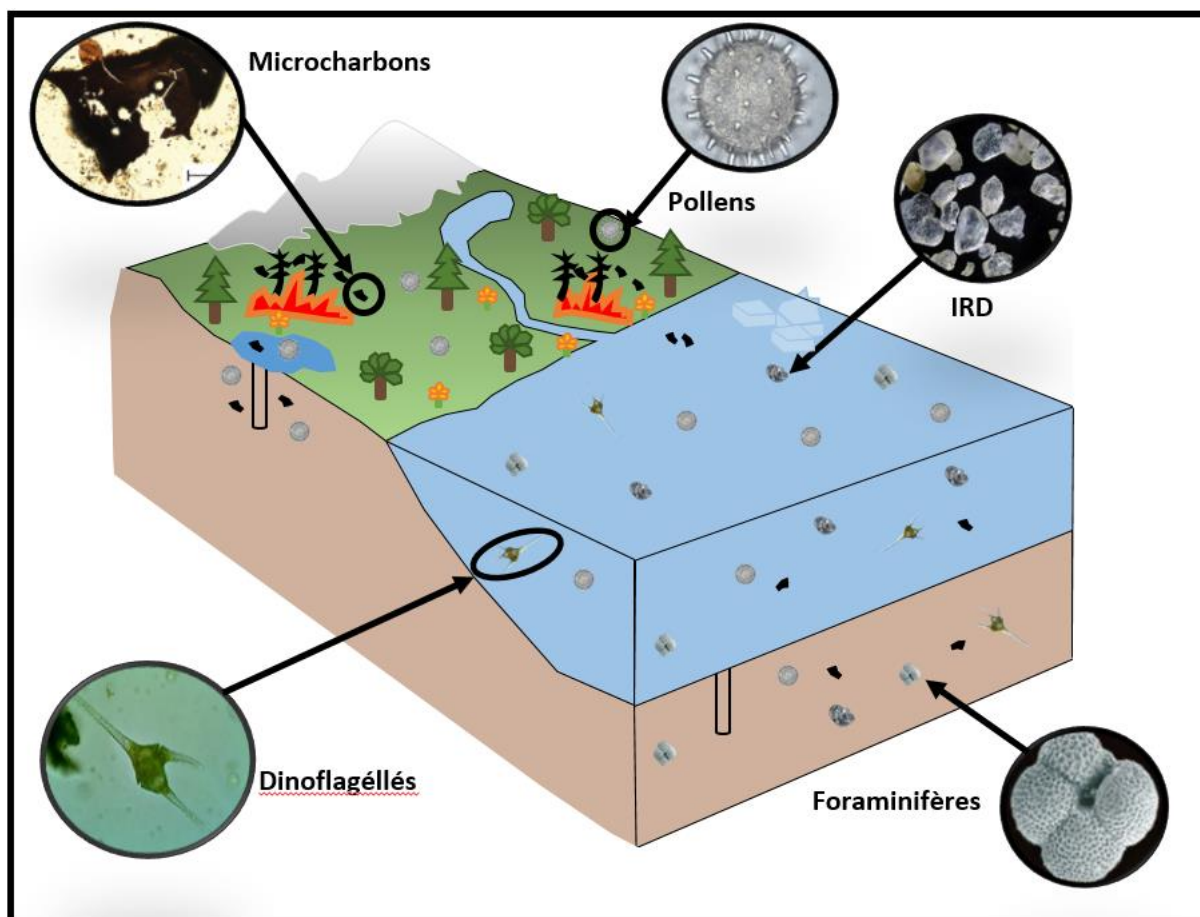


Fig. 1-3: Illustration de carottes sédimentaires lacustres et marines qui enregistrent de nombreux traceurs terrestres et océaniques, notamment, le pollen, les foraminifères, les dinoflagellés, les sédiments grossiers dérivés de la décharge et de la fonte des icebergs (ice-rafted detritus (IRD)) ou encore les particules de végétations brûlées lors des incendies (microcharbons), modifié de (Sánchez Goñi et al., 2018).

L'étude des charbons dans les enregistrements marins apporte une indication sur la biomasse brûlée. En revanche, la déduction des paramètres des incendies tels que la surface brûlée ou le nombre de feu ne sont pas identifiables pour l'instant sur la base de l'étude du charbon. Il est nécessaire de confronter les paramètres obtenus de l'analyse des microcharbons avec les paramètres de régime de feu actuels, afin d'en tirer une interprétation quant à l'étude des charbons comme indicateur du régime de feu. Des études sur les relations entre les paramètres mesurés de concentration et de morphométrie des charbons dans les sédiments lacustres, et les paramètres environnementaux (activité du feu, climat, végétation) au sein de différents biomes (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) ont permis d'apporter des connaissances indispensables sur l'utilisation de charbon dans l'étude des régimes de feu. Il a été observé que l'accumulation de macrocharbons dans les sédiments lacustres reflète le nombre

de feux et leur intensité (Adolf et al., 2018) ainsi que la surface brûlée à l'échelle locale (Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) ou régionale (Adolf et al., 2018). L'accumulation de microcharbons reflète quant à elle la surface brûlée (Duffin et al., 2008), le nombre de feux (Adolf et al., 2018) et leur intensité (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008). Cependant les résultats obtenus de ces études sont difficilement comparables en raison des échelles spatiales considérées. Lors des études de calibration, la taille de la zone source de charbon considérée par les auteurs exerce une influence sur le nombre de feu et la surface brûlée estimés. L'accumulation et la morphologie de charbon de bois dans les sédiments lacustres semblent être largement contrôlées par le type de végétation brûlée. Effectivement les particules de charbons observées dans les sédiments des lacs au sein d'un biome méditerranéen sont plus allongées que les particules de charbons observées dans les sédiments des lacs situés dans les biomes tempérés (Adolf et al., 2018).

1.4 La Méditerranée Occidentale : Hotspot de l'activité des incendies

1.4.1 Contexte climatique et environnemental

La Méditerranée Occidentale constitue le bassin ouest de la Méditerranée, reliée à la fois à la Méditerranée Orientale par le détroit de Sicile et à l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Située entre 30° et 45° de latitude Nord, la Méditerranée Occidentale voit son climat fortement influencé par la mer et les reliefs qui l'entourent (Massif central, les Alpes, les Apennins, l'Atlas tellien, le Rif, les cordillères Bétiques, le système Ibérique et les Pyrénées) (Pausas and Millán, 2019). Deux régions climatiques sont observées en Méditerranée Occidentale : Le climat Atlantique tempéré et humide est observé dans le nord de la péninsule Ibérique tandis que le climat Méditerranéen, caractérisé par des hivers doux et humides et des étés chauds et secs (Magny et al., 2007; Pausas et al., 2004), est observé dans le sud-est de la France, en Italie, dans le Nord de l'Afrique et sur la grande majorité de la Péninsule Ibérique (Pausas and Millán, 2019). Une végétation dominée par des forêts de chênes à feuilles caduques (*Quercus robur*, *Q. pyrenaica* et *Q. petraea*), des communautés de bruyères (*Erica* et *Calluna*) et d'*Ulex* (Castro et al., 1997) est observée sous le climat atlantique. La forêt méditerranéenne sclérophylle caractérisée par des formations d'arbres bas ou arbustes relativement ligneux ainsi que par une richesse élevée en herbacées forestières endémiques (Quezel and Medail, 2003) est observée sous le climat méditerranéen (Fig. 1.4).

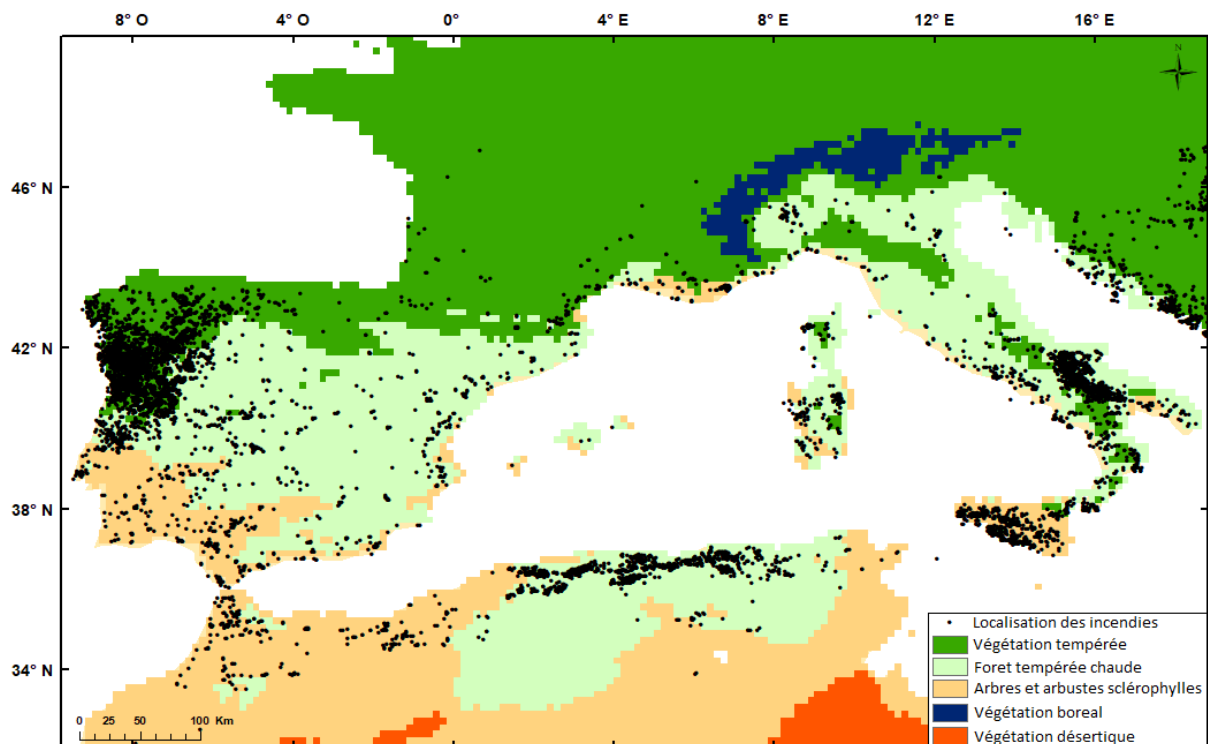


Fig. 1-4: Contexte environnemental de la Méditerranée Occidentale. Les différentes végétations potentielles naturelle : en vert foncée la végétation tempérée, en vert clair la forêt tempérée chaude et en orange clair la végétation d'arbres et d'arbustes sclérophylles (Castro et al., 1997), en orange foncé la végétation désertique, en bleu la végétation boréale (Levavasseur et al., 2012). Les points noirs matérialisent la localisation des incendies sur la période 2001-2016 tirés de la base de donnée FRY (Laurent et al., 2018).

En raison du climat et de la végétation particulière, la Méditerranée Occidentale est une zone fortement sujette aux incendies (Fig. 1.4). Les incendies font partie intégrante du fonctionnement des écosystèmes (Bowman et al., 2009) et ont été naturels dans de nombreux écosystèmes du bassin méditerranéen (Pausas and Vallejo, 1999), la foudre étant un facteur naturel majeur de l'occurrence des incendies au Portugal (Pugnet et al., 2010). L'occurrence des incendies en Méditerranée y est plus élevée pendant les mois d'été (Juin Juillet Aout) en raison de l'état de sécheresse de la végétation causée par un climat sec (Trabaud, 1992). En effet, le stress hydrique a été identifié comme étant la principale contrainte subie par la végétation (Rambal et al., 2003). Certains écosystèmes méditerranéens sont sensibles aux incendies telles que les forêts de pin, tandis que les zones arbustives et forêts de chênes sont hautement résilients au feu (Pausas et al., 2008). Des variations importantes de la sécheresse et par conséquent du régime des incendies pourraient altérer l'adaptation de la végétation des biomes méditerranéens (Lavorel et al., 1998; Pausas et al., 2008).

1.4.2 Les conditions atmosphériques favorables aux incendies de végétation

La surveillance des incendies de végétation à l'échelle mondiale est menée par le radiomètre MODIS à bord des satellites TERRA et AQUA (Oom and Pereira, 2013). L'observation des incendies tirée de cette surveillance au cours de la période 2003-2012, révèle l'existence de deux sous-régions particulièrement touchées en Méditerranée Occidentale qui sont : l'ouest de la Péninsule Ibérique, le nord de l'Algérie et de la Tunisie (Amraoui et al., 2015). Au-delà des observations satellitaires, une base de données gérée par les services forestiers français sur 15 districts administratifs français situés dans le sud-est de la France permet l'étude des incendies sur la période 1973-2013. Basées sur ces données de surveillance des incendies sur la période actuelle, des études ont été menées dans le but de comprendre les différentes conditions climatiques favorables à l'apparition et au développement des incendies de végétation en Méditerranée Occidentale. En effet, l'activité des incendies en Méditerranée Occidentale est occasionnée par des conditions synoptiques particulières, c'est-à-dire lorsque les systèmes de haute et de basse pression atmosphérique sont positionnés d'une certaine manière.

Ainsi, les grands incendies (>120 ha) dans le sud-est de la France se produisent lors de deux modèles synoptiques régionaux particuliers. Le premier est « Atlantic Ridge » (dorsale atlantique) caractérisé par une forte anomalie anticyclonique sur l'Atlantique Est, associée à une anomalie de basse pression centrée sur la mer du Nord et s'étendant vers la mer Méditerranée, qui produit des anomalies froides et des vents rapides sur le sud-est de la France (Ruffault et al., 2017). Cette situation synoptique est semblable à celle de l'East Atlantic (EA) (Hurrell, 2008). Le second est similaire au mode négatif de la NAO, caractérisé par une pression élevée au niveau de la mer sur le nord de l'Atlantique Nord et de pressions basses au niveau de la mer sur la Scandinavie et dans le centre de l'Atlantique Nord (Hurrell et al., 2003; Hurrell, 2008; Raymond et al., 2018). Ce schéma conduit à des conditions humides avec des vents modérés soufflant de l'Océan Atlantique (Hurrell et al., 2003) avec des anomalies froides et sèches, avec des vents légèrement plus forts dans le sud-est de la France, favorisant les grands incendies (Ruffault et al., 2017) (Fig. 1.5).

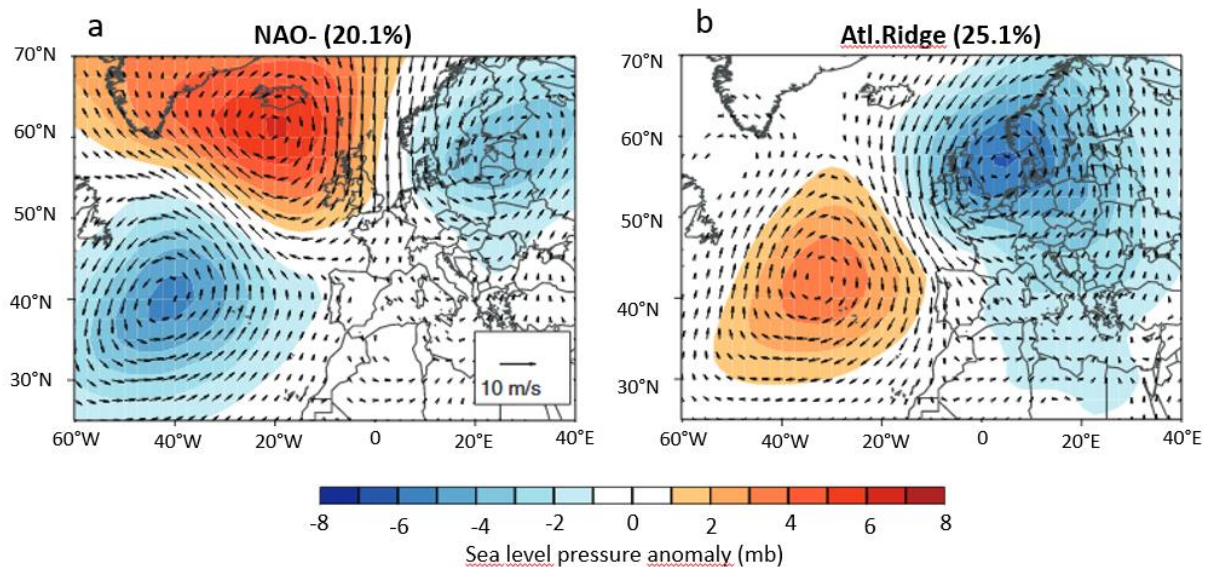


Fig. 1-5: Régime de temps estivale favorable au développement des incendies dans le sud-est de la France. Le gradient de couleur correspond aux anomalies composite de la pression au niveau de la mer. Les flèches noires correspondent à l'intensité et aux directions des vents à 925 hPa pour chaque type de temps (WT) : a) NAO négative, b) crête atlantique. Les anomalies ont été calculées comme la différence entre les valeurs moyennes pour chaque WT et les valeurs moyennes de l'été (juillet et août) 1973-2013. Les pourcentages indiquent la fréquence moyenne estivale des jours WT sur la période 1973-2013. Figure tirée de Ruffault et al. (2017).

Les épisodes d'activité de feux extrêmes au Portugal sont liés à un schéma de circulation atmosphérique typique dominé par une forte crête située sur la Péninsule Ibérique, renforcé par l'anticyclone des Açores qui s'étend vers l'Europe centrale et qui se lie à une haute pression dans la partie méditerranéenne, avec une advection anormale d'air chaud et sec depuis l'Afrique du Nord et à travers l'Ibérie centrale (Amraoui et al., 2015) (Fig. 1.6). Deux facteurs principaux aux échelles temporelles différentes contrôlent l'étendue de la surface brûlée au Portugal (Amraoui et al., 2015). Il s'agit :

1) des périodes relativement longues avec l'absence de précipitations à la fin du printemps et au début de l'été. Cela se produit à l'échelle mensuelle ou saisonnière.

2) des périodes sèches très intenses pendant les jours de situations synoptiques extrêmes, contrôlées par des vagues de chaleur à court terme. Ces dernières se produisent à une échelle temporelle inférieure à une semaine. Trigo et al. (2006), dont l'étude porte sur l'année 2003, observent l'action de ces deux facteurs, avec des conditions favorables aux risques d'incendies élevés en raison des températures douces et du manque important de précipitation sur les mois de mars à juin (facteur climatique saisonnier) ainsi que l'occurrence des incendies dévastateurs

seulement pendant 15 jours (1^{er}-15 Aout) lors de conditions synoptiques extrêmes sur le Portugal, l'Espagne et la France (facteurs de vagues de chaleurs extrêmes et courtes).

Selon Amraoui et al. (2015) l'occurrence des épisodes d'activité de feu extrême ne réside pas uniquement dans les conditions climatiques des 3 mois de saisons de feux (Juin juillet Aout) mais des conditions climatiques entre mai et octobre. Les épisodes d'activité de feu extrême dans le Nord de l'Afrique sont générés par des configurations atmosphériques dominées par des vents de Sirocco très chauds et secs du sud-est en surface et par une crête prononcée sur la Méditerranée centrale à 500 hPa, advectant de l'air chaud et sec dans la sous-région (Amraoui et al., 2015)

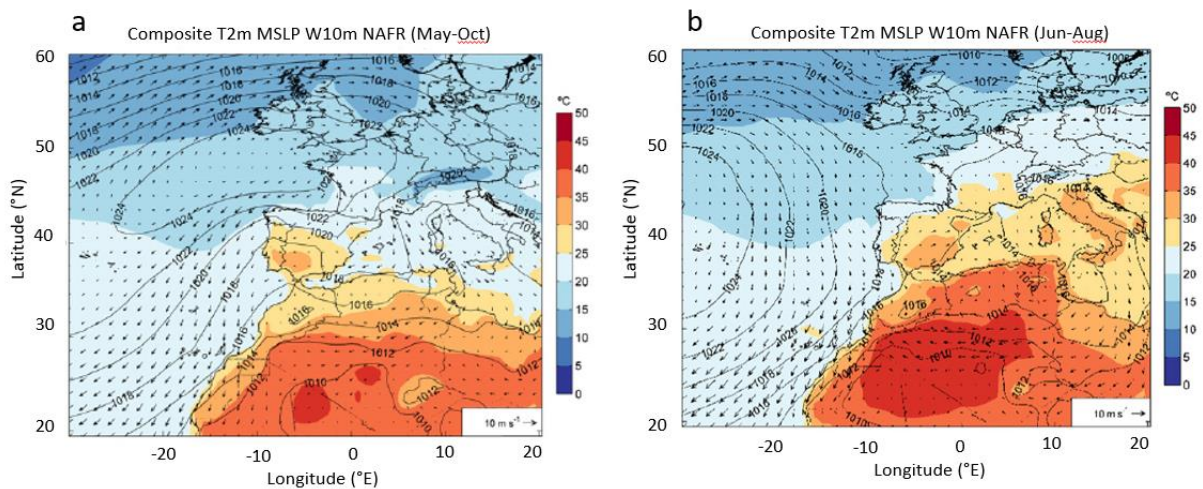


Fig. 1-6: Régime de temps favorable au développement des incendies au Portugal et au nord de l'Afrique. Anomalie composite de la pression au niveau de la mer pour les épisodes d'activité de feu extrême. Le gradient de couleur correspond aux températures de l'air (°C) à 2 m (T2m), les lignes noires correspondent à la pression atmosphérique moyenne (hPa) au niveau de la mer, les flèches correspondent à la vitesse du vent (m-s-1) et la direction à 10 m (W10m), l'humidité relative (en %) pendant a) la grande période d'été (mai-octobre), b) la période d'été (juin-août). Figure tirée de Amraoui et al. (2015).

1.5 Paléo-climat et paléo-incendies Holocène en Méditerranée Occidentale

1.5.1 Paléo-climat

L'Holocène caractérise l'épisode chaud qui a commencé avec la fin de la dernière période glaciaire dont la limite supérieure est datée à 11 650 ans calibré avant le présent (Cal BP : calibrated before present) (Walker et al., 2019). Le présent étant considéré à la date 1950 qui correspond à la fois aux premiers essais de datation par le carbone 14 et qui est également postérieur aux premiers essais nucléaires qui ont perturbé la répartition des isotopes utilisés en datation radiométrique. L'Holocène est divisé en trois sous-époques, l'Holocène inférieur ou

Greenlandien entre 11650 et 8236 ans cal BP, l'Holocène moyen ou Northgrippian entre 8236 et 4250 ans cal BP, et l'Holocène supérieur ou Megalayan entre 4250 ans cal BP et le présent (Walker et al., 2019).

L'Holocène débute avec la fin du Dryas Recent (Younger Dryas) (12000-11650) caractérisé par un fort refroidissement généralisé causé par une combinaison de processus, dont l'affaiblissement de la circulation profonde en Atlantique Nord causé par des décharges d'eau de fonte, un forçage radiatif négatif modéré et une circulation atmosphérique modifiée (Renssen et al., 2015). Basé sur les études polliniques au large du Portugal (Chabaud et al., 2014) et dans la mer d'Alboran et la mer Égée (Dormoy et al., 2009) indiquant une forte présence des taxons d'Artemisia, plante caractéristique des milieux désertiques ; le climat Méditerranéen lors du Dryas Recent a été défini comme froid et aride. L'Holocène est caractérisé par une tendance au réchauffement climatique marqué par des alternances de périodes sèches et humides comme par exemple les intervalles plus humides entre : 5800-5000, 4200-3000, 2400-1800, et 1200-900 ans BP observées dans le golfe du Lion et des périodes de refroidissements abrupts autour de 8200 ans et 4200 ans (Dormoy et al., 2009) qui marquent d'ailleurs les changements de sous-époques de l'Holocène (Walker et al., 2019).

L'évènement à 8200 ans cal BP est caractérisé par des conditions climatiques plus fraîches et s'explique par des changements à grande échelle de la circulation atmosphérique résultant d'un ralentissement de la formation des eaux profondes de l'Atlantique Nord (Rohling and Pälike, 2005). L'évènement 8.2 est caractérisé en Méditerranée (Europe : (Magny et al., 2003); mers d'Alboran et d'Égée : (Dormoy et al., 2009), par un refroidissement de courte durée. Cependant, le climat entre les latitudes 43° et 50° Nord a connu des conditions plus humides (Magny et al., 2003) tandis que le nord et le sud de l'Europe ainsi que la mer d'Alboran et la mer Égée montrent un climat plus sec (Dormoy et al., 2009).

Entre 7500 et 4200 ans les températures baissent de 3°C dans la région méditerranéenne occidentale, avec une baisse des précipitations (Dormoy et al., 2009). Cette tendance au refroidissement qui débute au milieu de l'Holocène se poursuit jusqu'à 4 kyr BP dans l'Atlantique Nord-Est et la Méditerranée (Marshall et al., 2007).

L'évènement à 4200 ans est caractérisé par des conditions plus froides et sèches en Méditerranée Centrale et Occidentale observée entre 4100-3950 cal. BP ((Magny et al., 2009, 2013). Cet évènement, associé à un évènement de Bond résulte d'un affaiblissement du gyre subpolaire et se traduit par un climat froid et sec dans la région nord-ouest de la Méditerranée (Jalali et al., 2016; Sicre et al., 2021). Additionnés à ces grandes périodes humides et sèches

(Azuara et al., 2015; Dormoy et al., 2009; Magny et al., 2009; Jalali et al., 2017) des évènements froids rapides sont enregistrés dans le nord-ouest de la Méditerranée. Ces évènements coïncident approximativement avec les évènements de Bond observés dans l'Océan Atlantique et sont générés par une combinaison de processus tels que le retournement des eaux profondes en raison de la fonte des glaciers, une diminution de l'activité solaire (Bond et al., 2001), une situation de NAO négative générant des vents fort de l'ouest (Frigola et al., 2007), une situation de EA négative générant un apport des vents froid et sec du Nord de l'Europe (Sicre et al., 2016).

1.5.2 Paléo-Incendies

Marlon et al. (2016) ont constaté une influence omniprésente du climat sur l'activité des incendies à de multiples échelles spatiales et temporelles au cours de l'Holocène, sans exclure le rôle des activités humaines à des échelles locales et pendant certains intervalles de temps.

En Méditerranée Occidentale un unique enregistrement marin a été étudié afin de reconstruire la biomasse brûlée à l'Holocène dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique (Daniau et al., 2007). En revanche de nombreux enregistrement lacustres Holocène ont été étudiés en Italie (Colombaroli et al., 2009, 2007; Vannièrre et al., 2008), en France (Leunda et al., 2020; Rius et al., 2012), en Espagne (Carrión, 2002; Morales-Molino and García-Antón, 2014) et en Europe (Florescu et al., 2019). Toutes les études menées en Méditerranée Occidentale s'accordent à dire que les variations du signal incendie à l'Holocène suivent les changements de climat et de végétation à large échelle spatiale tandis que l'action humaine est pressentie localement en fonction de l'établissement des populations. Une diminution abrupte du signal microcharbon est observée lors des conditions climatiques sèches et arides caractérisant le Younger Dryas (12900 et 11800 ans) dans un enregistrement lacustre au nord de la Péninsule Ibérique (Morales-Molino and García-Antón, 2014) et dans un enregistrement marin au large du sud du Portugal (Daniau et al., 2007). L'absence de biomasse dans un climat trop aride a été suggérée comme responsable de la faible biomasse brûlée par Daniau et al. (2007) et de la diminution de l'activité des feux par Morales-Molino and García-Antón (2014).

Aussi la tendance à l'aridification depuis 10000 ans favorisant la sécheresse de la végétation et donc son inflammabilité a été suggérée comme responsable d'augmentation de la biomasse brûlée (Daniau et al., 2007) et de l'activité des feux (Morales-Molino and García-Antón, 2014) enregistrées par une augmentation du signal de microcharbons dans les deux enregistrements. L'échelle temporelle des enregistrements lacustres observés en Méditerranée Occidentale est

souvent limitée à l'Holocène moyen (8236-4250 ans) et inférieur (4250 ans - présent). Seuls les enregistrements observés par Vannièrre et al., 2008 et Rius et al., 2012 couvrent 12000 ans mais ne détecte pas de changement notable lors du Younger Dryas. L'ensemble des enregistrements étudiés en Méditerranée Occidentale (Italie, Espagne, France et Sardaigne) montre en accord avec les études long terme de l'ouest de la Péninsule Ibérique (Daniau et al., 2007; Morales-Molino and García-Antón, 2014) que le climat et la couverture végétale semblent être à l'origine de l'augmentation à long terme de la fréquence et de l'ampleur de l'activité des incendies à l'Holocène (Vannièrre et al., 2011).

Lors de la dominance de la forêt mésophile fermée (Jalut et al., 2009) et d'un climat humide entre 8000 et 5000 cal. BP (Calvo et al., 2002; Renssen et al., 2009), l'activité du feu est renforcée entre 40 et 45°N (Vannièrre et al., 2011). En effet, des augmentations de biomasse brûlée sont observées en Italie entre 6400-5170 cal. BP (Colombaroli et al., 2009), en Sardaigne entre 8100-5300 cal. BP (Beffa et al., 2016), et en France (Pyrénées centrales) entre 7000-5500 (Leunda et al., 2020) et entre 8500-5500 cal. BP (Rius et al., 2012). La forte quantité de biomasse et le climat chaud peuvent être suggérés pour expliquer ces périodes d'augmentations de la biomasse brûlée. Aussi Beffa et al. (2016) suggèrent une forte corrélation entre les activités du feu et le maquis mixte représenté par les communautés d'*Erica* tapissant le couvert végétal de la forêt fermée en Sardaigne. Ainsi la forte présence d'une végétation très sujette à la combustion pourrait expliquer l'augmentation de la biomasse brûlée (Beffa et al., 2016). Une faible activité du feu est observée entre 5500 et 4200 cal BP en Italie et dans les Pyrénées centrale (Vannièrre et al., 2011; Beffa et al., 2016; Leunda et al., 2020) probablement lié au début de refroidissement qui atteint son minimum durant l'évènement froid à 4200 ans. Les activités humaines sont également à prendre en considération avec l'apparition de la civilisation dans différents lieux. Les enregistrements lacustres sont sensibles au mouvement de vie dans les bassins entourant les lacs et enregistrent ainsi les incendies anthropiques. De nombreux auteurs observent depuis 5000 ans en Corse (Lestienne et al., 2020) et depuis 4000 ans en Italie (Noti et al., 2009; Vannièrre et al., 2008) des augmentations d'activité des incendies mis en relations avec les populations locales.

Les études menées sur les charbons de bois en Méditerranée Occidentale et en Europe montrent une similitude avec les évènements froids. En effet, en Europe l'étude de Florescu et al. (2019) montre une périodicité similaire de l'activité des incendies liée à la périodicité des évènements froids de Bonds dans l'Atlantique Nord (Bond et al., 2001) avec des diminutions de l'activité des incendies en lien avec les périodes de faible activité

Chapitre 2 : **Matériel et méthodes**

Résumé du chapitre

Lors de ce travail les microcharbons ont été analysés d'une part dans 278 échantillons de sédiments marins de surface, et d'autre part dans deux carottes sédimentaires marines du Golfe du Lion, l'une couvrant les derniers 8500 ans et l'autre couvrant les derniers 20 ans. Aussi, de nombreux paramètres environnementaux (régime de feux, climat et végétation) ont été étudiés en Méditerranée Occidentale. Le chapitre suivant détaille les différentes données utilisées et les méthodes appliquées d'une part pour l'analyse des microcharbons et d'autre part pour explorer les liens entre les microcharbons en domaine marin et les paramètres environnementaux sur le continent.

2.1 Localisation, temporalité et échantillonnage du matériel sédimentaire

2.1.1 Les échantillons de sédiments marins de surface

2.1.1.1 Localisation et échantillonnage

Le jeu de données utilisé pour ce travail est composé de 278 échantillons de sédiment marin de surface dont 102 ont été prélevés dans l’Océan Atlantique et 176 en mer Méditerranée Occidentale (Fig. 2.1). C’est dans l’optique de pouvoir comprendre l’implication des différentes conditions environnementales actuelles (régime de feu, climat, biomes) sur l’accumulation de microcharbons dans les sédiments marins actuels que ce jeu de donnée a été construit.

Afin d’étudier un large spectre de conditions environnementales nous avons choisi d’échantillonner les sommets de carottes sédimentaires marines longues et d’interfaces disponibles ayant été prélevées sur les marges continentales marines de notre zone d’étude allant de 34° à 44° de latitude Nord et de -15° à 15° de longitude Est. Ces carottes sédimentaires marines ont été prélevées à l’aide de multiples outils de prélèvements (Kullenberg, calypso, multitube) lors de différentes missions océanographiques ayant eu lieu entre 1981 et 2013. Les caractéristiques relatives aux échantillons de surface sont indiquées dans le Tableau 1 Annexe 1.

Sur un total de 278 échantillons de surface, 84 échantillons de surface ont été prélevés et envoyés à EPOC par les laboratoires IPMA, LSCE, University of Leeds avant le début de ce doctorat tandis que 194 échantillons ont été prélevés par mes soins au sein des carothèques de l’Institut Français de Recherche pour l’Exploitation de la Mer (IFREMER, Brest) et du laboratoire Environnement et Paléoenvironnement Océanique et Continental (EPOC, Bordeaux). Les échantillons de surface ont été prélevés en fonction de la disponibilité du sédiment. 198 échantillons ont été prélevés au cm 0-0.5, 53 au cm 0-1, 22 au cm 0-2, 4 au cm 2-2.5, 1 au cm 4.5. L’échantillonnage a été réalisé à l’aide d’une spatule très fine afin de prélever la quantité nécessaire (environ 0,5g de sédiment humide).

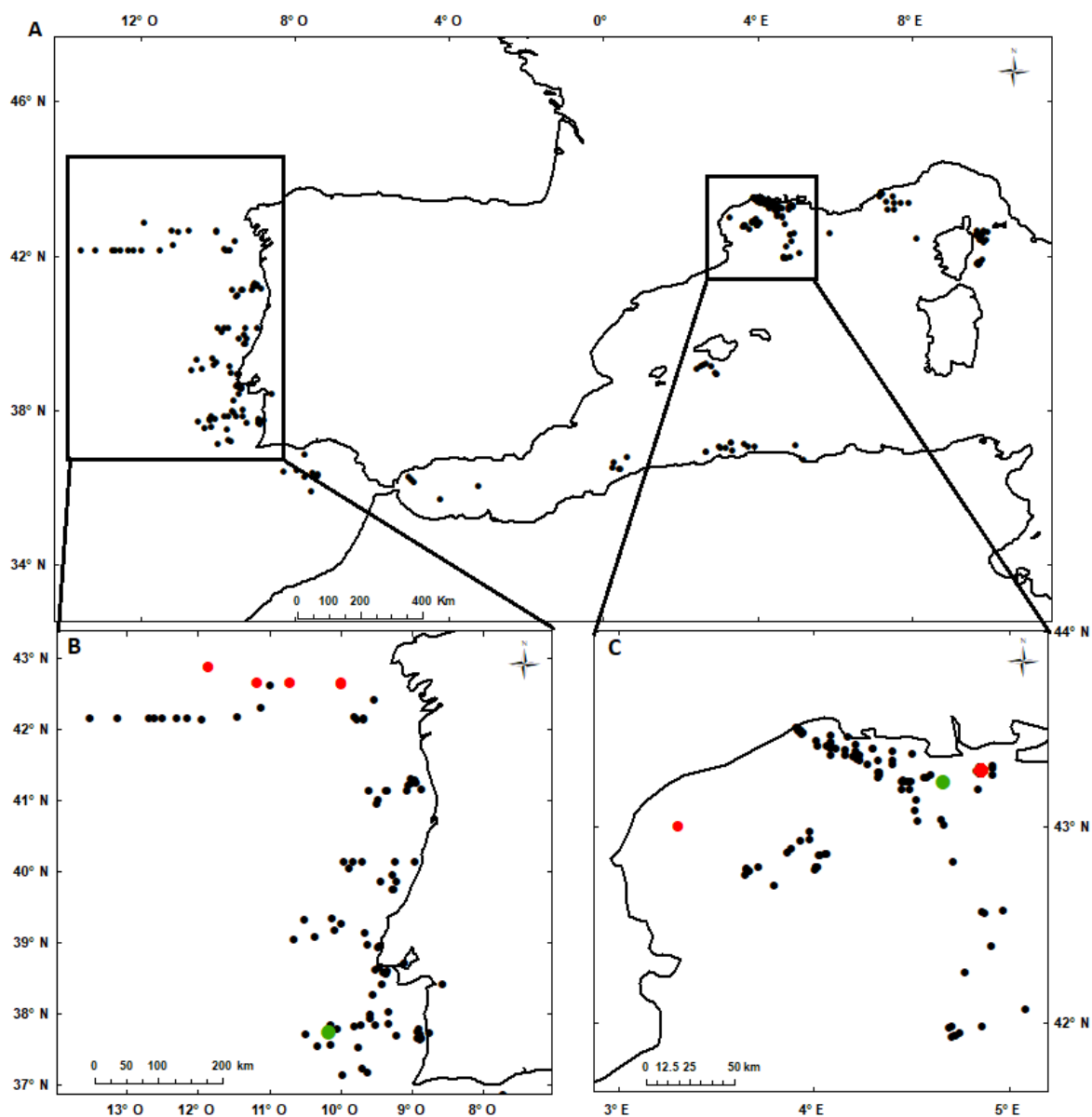


Fig. 2-1: a) Localisation des échantillons de sédiment marin de surface (points noirs) (93 échantillons ont été prélevés sur la marge Ibérique, 9 dans le golfe de Cadix, 106 dans le Golfe du Lion, 12 au sud des Alpes, 25 entre la Corse et l'Italie, 8 autour de Majorque, 5 dans la mer d'Alboran, 18 sur la marge nord-africaine). b/c) Localisation des carottes sédimentaires d'interfaces (Points rouges) et carottes sédimentaires marines longues MD95-2042 (Daniau et al., 2007), RHS-KS55 (ce travail) (points verts).

2.1.1.2 Détermination des ages

Lorsque les mesures ont été possibles des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$ sur le sédiment brut ont été réalisées par Sabine Schmidt au laboratoire EPOC et montre que les échantillons couvrent entre une décennie et quelques siècles de changements environnementaux (Tableau 1 Annexe 1). Le

^{210}Pb de la colonne d'eau est capté par les particules, organiques ou inorganiques, puis déposé sur le fond marin. C'est donc un radionucléide naturellement présent dans le sédiment marin qui se trouve en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$) par rapport à celui produit dans les sédiments par la désintégration de son isotope parent, le ^{226}Ra . Lorsque les sédiments sont enfouis, le ^{210}Pb se désintègre avec sa demi-vie de 22,3 ans. L'étude des mesures de quantité du ^{210}Pb dans les échantillons en tenant compte de la date de prélèvement de ces derniers permet d'obtenir une estimation de la période de dépôt du sédiment à l'interface eau-sédiment.

2.1.2 Les carottes sédimentaires marines d'interfaces

Pour ce travail, 6 carottes d'interfaces ont été étudiées dont 5 situées sur la marge Galicienne et 1 dans le Golfe du Lion. Les carottes PE109-ST4, PE109-ST8, PE109-ST9 prélevées avec un carottier boîte (*box core*) et la carotte PE109-ST6 prélevée avec un carottier tube minicorer Mark lors de la mission OMEXII ont été étudiées par Vincent Klein en 2007 et intégrées à ce travail. Aussi les carotte d'interface, PECH7 (mission Forclim) et Golho (mission GolHo en 2002 dans le Golfe du Lion) ont été analysées. Les caractéristiques relatives à ces carottes d'interfaces ainsi que la période couverte par chacune des carottes sédimentaires marines d'interface est détaillée dans le Tableau 2.1. La période couverte a été estimée à partir de mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$. L'étude de ces carottes avait pour objectif d'étayer notre comparaison entre les paramètres environnementaux acquis sur la période d'acquisition satellitaire et les concentrations en microcharbons dans les sédiments marins de surface.

Tab. 2-1: : Caractéristiques relatives aux carottes sédimentaires d'interface

| Mission | Carotte | Latitude (°) | Longitude (°) | Profondeur (m) | Longueur de carotte (cm) | Date du top (AD) | Date de la base (AD) | Période couverte (Année) |
|---------|-----------|--------------|---------------|----------------|--------------------------|------------------|----------------------|--------------------------|
| OMEX II | PE109-ST4 | 42,6436 | -9,9967 | -2144 | 8 | 1965,5 | 1890,7 | 75 |
| OMEX II | PE109-ST6 | 42,8706 | -11,8728 | -2209 | 5 | 1942,8 | 1882,0 | 60 |
| OMEX II | PE109-ST8 | 42,6433 | -11,1886 | -1129 | 5 | 1942,2 | 1880,7 | 62 |
| OMEX II | PE109-ST9 | 42,6436 | -10,7158 | -1680 | 7 | 1960,2 | 1889,8 | 71 |
| PECH7 | PECH7 | 42,6167 | -10 | -2241 | 14 | 1998,3 | 1960,0 | 38 |
| Golho | Golho | 43,0064 | 3,29888 | -60 | 8 | 1903,9 | 2004,7 | 101 |

2.1.3 Les carottes sédimentaires marines longues

Pour ce travail 2 carottes longues ont été analysées. Collectées durant la mission océanographique RHOSOS (Berné and Deniellou, 2008) en 2008 à bord du navire océanographique « Le Suroît » les carottes sédimentaires marines RHSKS57 (<http://igsn.org/BFBGX-86607>) et RHS-KS55 (<http://igsn.org/BFBGX-86605>) ont été prélevées à l'aide d'un carottier piston de type Küllenberg. Les caractéristiques relatives à ces carottes sédimentaires marines longues sont résumées dans le Tableau 2.2.

Tab. 2-2: Caractéristiques relatives aux carottes sédimentaires marines longues

| Mission | Carotte | Latitude | Longitude | Profondeur | Longueur de carotte (cm) |
|---------|---------|------------|-----------|------------|--------------------------|
| RHOSOS | RHSKS57 | 43°17.10'N | 4°50.97'E | 79 | 800 |
| | RHSKS55 | 43°14.35'N | 4°40.96'E | 63 | 800 |

Situées à l'embouchure du Rhône, plus précisément dans le lobe prodeltaïque du Rhône, ces carottes enregistrent les apports du Rhône (Fanget et al., 2014). Dans cette zone géographique outre quelques processus de redistribution des sédiments le long du plateau, la plupart des sédiments apportés par le Rhône sont piégés dans le prodelta (Ulses et al., 2008).

Les modèles d'âges des carottes sédimentaires marines RHS-KS55 et RHS-KS57 ont été publiés par Fanget et al. (2014, 2016).

Pour la carotte RHS-KS55, le modèle d'âge a été établi en utilisant 8 dates ^{14}C AMS et la carotte peut être divisé en 3 intervalles :

- I1 : Entre la base de la carotte et 472 cm les dates ^{14}C indiquent un intervalle compris entre 10500 et 9200 cal BP.
- I2 : Entre 442 cm et 419 cm les dates ^{14}C indiquent un intervalle compris entre 8300 et 4.450 cal BP.
- I3 : Entre 400 cm et le top de la carotte les dates ^{14}C indiquent un intervalle compris entre 4450 et 280 cal BP.

Le modèle d'âge a été ré-évalué avec le programme de calibration radiocarbon Calib8.2 (Stuvier et al., 2021) en utilisant la courbe de calibration marine 20 et un âge réservoir local DeltaR = - 140 ± 65 ans calculé sur la base de 10 réservoirs locaux situés à moins de 200 km (Fig. 2.2).

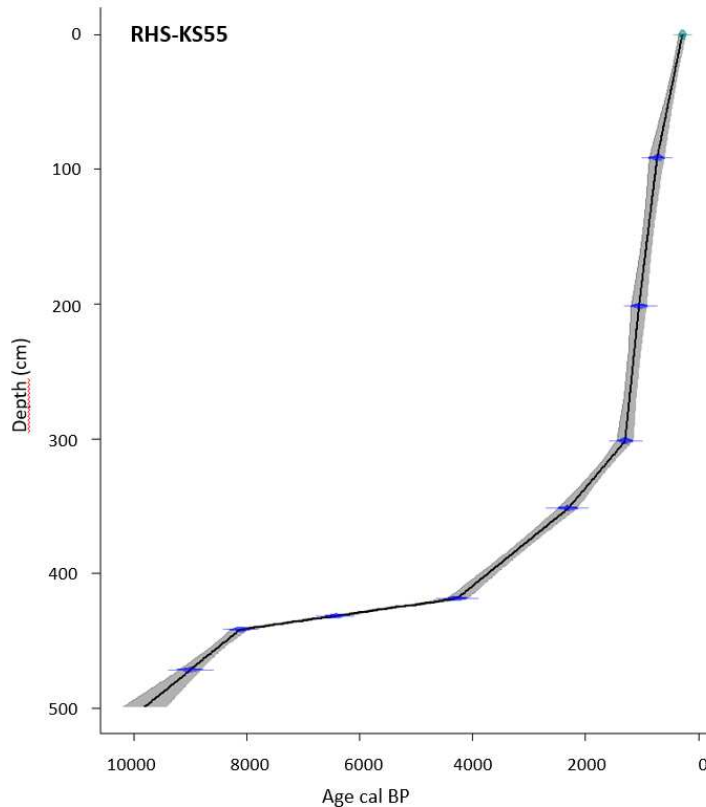


Fig. 2-2: Modèle d'âge de la carotte RHS-KS55 basé sur une interpolation linéaire en utilisant le package Clam 2.2 du logiciel Rstudio (Blaauw et al., 2021)

Pour la carotte RHS-KS57 le modèle d'âge a été établi selon 5 points chronologiques (Fig. 2.3) basés sur une date ^{14}C , le rapport $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et la distribution verticale du ^{137}Cs . La description suivante est publiée dans Fanget et al., 2015

- La base de la carotte est contrainte par une date ^{14}C obtenue à 652 cm et donnant l'année de 1671 AD (c'est-à-dire 635 ± 30 conventionnels ^{14}C yr BP)
- La diminution soudaine du rapport $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, qui permet de détecter les périodes de pollution par le Pb (Elbaz-Poulichet et al., 2011; Komárek et al., 2008) enregistré à 350 cm reflète l'augmentation de la pollution atmosphérique par Pb dans l'atmosphère au début de la révolution industrielle, c'est-à-dire à environ 1850 AD.
- La fin de l'activité du ^{137}Cs enregistrée à 150 cm indique la première année d'introduction du ^{137}Cs dans le sol en 1953 AD.
- Le premier pic d'activité du ^{137}Cs enregistré à 105 cm pourrait correspondre à un maximum de retombées de particules radioactives en 1963 AD, liées aux essais nucléaires atmosphériques militaires.

Le pic de ^{137}Cs observé à 70 cm correspond à l'événement de Tchernobyl en 1986.

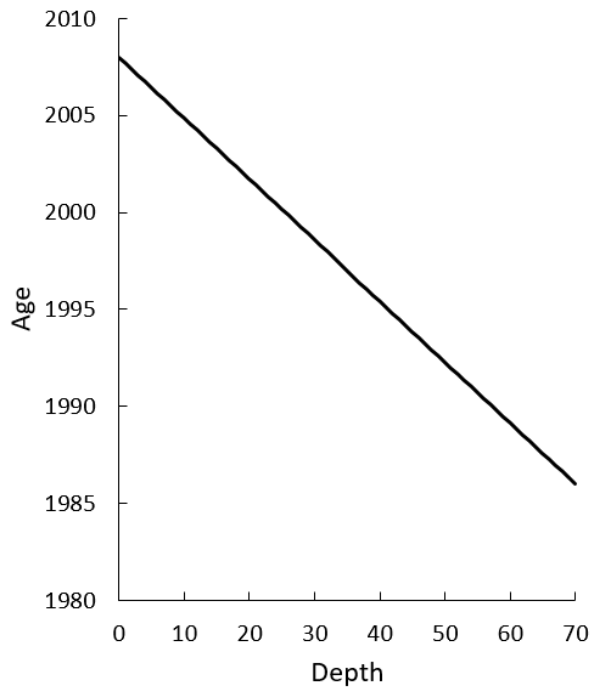


Fig. 2-3: Modèle d'âge de la carotte RHS-KS57 basé sur une interpolation linéaire

2.2 Analyses des microcharbons

2.2.1 Traitement chimique et préparation des lames

La préparation des échantillons suit celle de Daniau et al. (2009). L'objectif final de ce protocole est de détruire ou limiter toutes les particules pouvant nuire à l'analyse d'image (Partie 2.2.2). En effet un échantillon de sédiments contient en général des carbonates, de la silice et de la matière organique qui pourraient biaiser le comptage, si des particules sombres étaient présentes sur les lames de microscope. C'est pourquoi il est indispensable que ces éléments soient détruits lors du protocole chimique. Le Tableau 2.3 ci-dessous indique les étapes des destructions des différents éléments (cases blanches colonne de gauche) et les produits chimiques et le matériel utilisés (cases blanches colonne de droite). Les lignes bleues sont des étapes de transitions et les lignes orangées indiquent les précautions prises lors des manipulations.

Tab. 2-3: Récapitulatif du protocole chimique d'extraction des microcharbons préservés dans le sédiments marin

| | | |
|--|---|--|
| <i>Après prélèvement les échantillons sont séchés à l'étuve quelques jours puis 0.2 g de sédiment sec sont transférés dans les béchers</i> | | |
| 1 | Destruction des carbonates (Décarbonatation) | Verser 5ml d'acide chlorhydrique (HCL) à 37% dans le bécher, |
| 2 | Destruction de la pyrite et de la matière organique | Verser 5ml d'acide nitrique (HNO ₃) à 68% (5ml) |
| 3 | Destruction de la matière organique labile | Verser 10 ml de peroxyde d'hydrogène (H ₂ O ₂) à 33% |
| Les étapes 2 et 3 sont réalisées sous hottes. Une alternance de bain marie pour accélérer les réactions et d'agitateur pour mélanger les produits sont nécessaires. | | |
| <i>La solution est transférée dans des flacons pour centrifugation (3000t/min pendant 7 min) puis aspiration de l'eau utilisé lors du transfert</i> | | |
| 4 | Destruction de la silice et des silicates | Verser 25 ml d'acide fluorhydrique (HF) à 70% |
| 5 | Destruction des fluosilicates néoformés | Verser 10 ml d'acide chlorhydrique (HCL) à 37% |
| Les Etape 4 et 5 sont réalisées sous hotte avec des gants et lunette de protection spéciaux en raison de la dangerosité de l'acide fluorhydrique | | |
| <i>La solution subit une centrifugation (3000t/min pendant 7 min) puis une aspiration du liquide (système de pompe d'aspiration) suivit d'un rinçage à l'eau (remplir les flacons d'eau distillée) et d'une seconde étape de centrifugation puis aspiration de l'excédent est réalisée</i> | | |
| 6 | Dilution 1/10 ^{ème} | Effectuer une dilution 1/10 ^{ème} à l'aide d'une fiole de 100 ml et d'une pipette de 10 ml |
| 7 | Filtration | Verser 10 ml de la solution dans un système de filtration pour obtention d'un filtre |
| 8 | Montage des lames | Déposer un morceau de filtre sec sur une lame de méthacrylate de méthyle (plexiglass) recouverte d'acétate d'éthyle qui permet la désagrégation du filtre et l'inclusion des particules dans la lame |
| 9 | Polissage des lames | Verser quelques gouttes d'alumine (400 Angström) sur un disque en tissu floqué d'une polisseuse CUBE et polir les lames 4 minutes permettant une lecture nette de la lame au microscope |

2.2.2 Observations microscopiques

L'observation des microcharbons a été menée à l'aide du microscope Leica de type DM6000M de l'équipe Paléoclimatologie de l'UMR5805-EPOC. Le microcharbon est défini comme étant noir, opaque et anguleux (Boulter, 1994). Un contrôle visuel d'identification des lames en lumière transmise et pétrographique est réalisé avant de fixer les seuils de couleur permettant de réaliser l'analyse d'image et d'être certain que toutes les particules noires (correspondant au microcharbons) seront bien analysées. L'analyse (au grossissement x500) est effectuée par seuillage colorimétrique avec ajustement contrôlé de la lumière transmise pour détecter et mesurer le microcharbon en utilisant une valeur seuil dans l'espace couleur de la teinte, de la saturation et de la luminosité (TSL). L'analyse d'image est réalisée sur 200 images correspondant à une surface scannée de 12.279 mm² (Fig. 2.2). Le programme permet de réaliser la mise au point à trois endroits de la lame (début et fin d'analyse plus un point intermédiaire). L'analyse peut débuter uniquement si la surface définie pour l'analyse est supérieure à 200 images, dans le cas contraire l'analyse ne commence pas et nécessite de reconfigurer un point à 3 endroits de la lame. Le programme entraîne un déplacement de la lame de gauche à droite puis de droite à gauche afin de compter l'ensemble des microcharbons présents au sein des 200 images. La vision simultanée à l'intérieur de l'objectif du microscope afin de régler la netteté et sur l'écran d'ordinateur permet de s'assurer que le programme compte l'ensemble des particules noires qui se colorent en bleu à l'écran lorsqu'elles sont comptées. Les particules inférieures à 10 µm de longueur sont retirées du comptage manuellement.

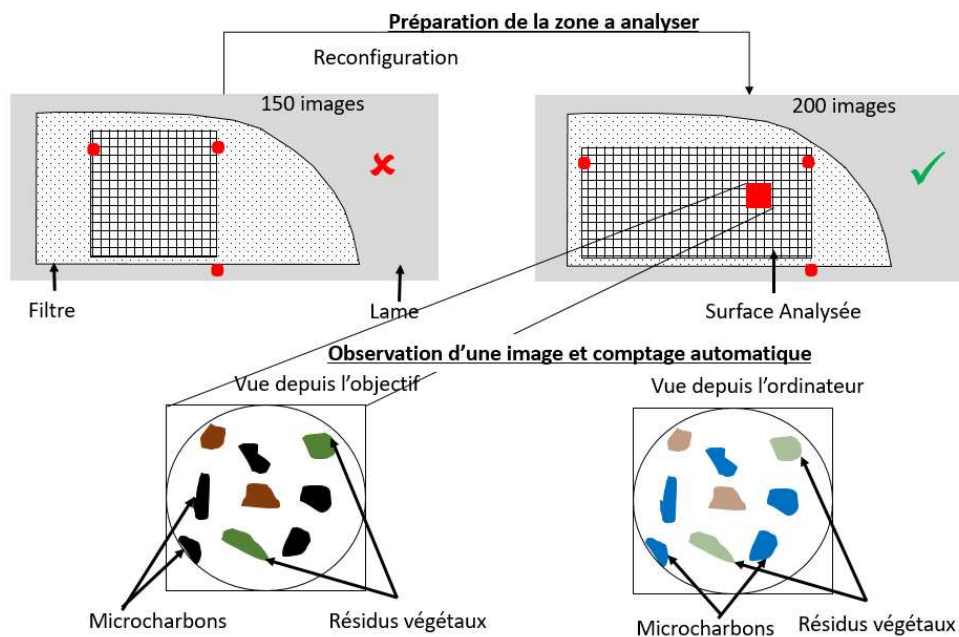


Fig. 2-4: Schéma récapitulatif de la procédure d'analyse et d'observation microscopique

2.2.3 Paramètres étudiés à l'issue de l'analyse microscopiques

Lorsque l'analyse est terminée un fichier Excel est établi indiquant :

- La surface des particules (en micromètre carré)
- La longueur des particules (en micromètre)
- La largeur des particules (en micromètre)
- Le rapport longueur par largeur des particules (rapport sans unité)

En considérant le poids de sédiments sec de l'échantillon (Poids), le nombre de particules identifiées (supérieur à 10 micromètres) (nb μ ch), la surface de particule identifiée (Surf μ ch) la surface du filtre (Surf), et la surface scannée lors de l'analyse (Sscan) différents calculs ont été effectués.

- la concentration de microcharbons en nombre de particules par gramme (nb.g⁻¹)

$$CC_{nb} = \frac{nb\mu ch * \frac{S_{surf}}{S_{scan}}}{Poids} * 10$$

- la concentration de microcharbons en surface de particule par gramme (mm².g⁻¹)

$$CC_{surf} = \frac{Surf\mu ch * \frac{S_{surf}}{S_{scan}}}{Poids} * 10$$

- le flux moyen de microcharbons en nombre de particules par centimètre carré par an (nb. cm⁻² an⁻¹) a été calculé pour la carotte KS55.

$$\text{flux} = CC_{nb} * \text{densité} * \text{taux d'accumulation}$$

- L'allongement correspondant au rapport longueur sur largeur des particules de microcharbons.

2.3 Les données environnementales

De nombreuses bases de données environnementales ont été utilisées dans ce travail afin de comprendre l'implication des paramètres environnementaux actuels dans l'accumulation de microcharbons dans les sédiments marins de surface. Des traitements ArcGis ont été effectués sur les bases de données FRY, CRU et GFED4s (Annexe 2).

- Les données relatives aux incendies en région méditerranéenne sont extraites de la base de données **FRY_MCD64** qui répertorie les informations visibles à l'aide des capteurs MODIS à bord des satellites Aqua et Terra (Laurent et al., 2018) sur la période 2001-2016.

De cette base de données ont été utilisés les paramètres *nombre de feu*, *surface brûlée* (en hectare), *puissance radiative du feu* (intensité FRP (Fire Radiative Power) en Watt), *intervalle de retour de feu* (FRI (Fire Return Interval en temps moyen écoulé entre 2 incendies) et *espèces végétales brûlées* lors des incendies.

- Les données climatiques actuelles, *température* et *précipitation*, ont été extraites de la base de données **CRU** (Climatic Research Unit) (New et al., 2002) (version : CRU CL v. 2.0, grille à résolution spatiale : 10 minutes, période : 1961-1990). Les données de températures et de précipitations entre 1986 et 2005 ont été tirées de la base de données mondiale « World meteorological organization » extraite entre les latitudes 42 et 46° Nord et les longitudes 1 et 8° Est. (http://climexp.knmi.nl/selectfield_obs2.cgi?id=someone@somewhere).
- Les données de *productivité primaire nette* ont été extraites de la base de données **GFED4s** (Global Fire Emissions Database incluant les petits feux) (Giglio et al., 2013) (Version : GFED4s, grille de résolution spatiale : 0,25 degré, période : 1997-2015).
-
- Les données de *topographie* proviennent des données **SRTM** (Shuttle Radar Topography Mission) mises à disposition par le Consortium pour l'information spatiale (CGIARCSI Consortium for Spatial Information, disponible en ligne [SRTM Data – CGIAR-CSI SRTM](#)) (Reuter et al., 2007).
- Les données de délimitation des *bassins hydrographiques* européens sont tirées de la base de données « eu_bas_30s_beta », tandis que les délimitations des bassins hydrographiques Nord-Africains ont été définies à partir donnée SRTM.
- Les données de *vents* proviennent de la base de données NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).
- Les données relatives aux incendies du sud-est de la France proviennent de la base de données Promethee (disponible en ligne sur [Prométhée : Accueil \(promethee.com\)](#)). Cette base de données est gérée par les services forestiers français depuis 1973 et couvrent les 15 départements du pourtour méditerranéen français. De cette base de données ont été extraits les *dates des feux* (Jour/mois/année), la *localisation des feux* (département), le *type de feux* (urbain / de forêts, de culture) et la *surface brûlée*.

2.4 Méthode de calibration

2.4.1 Zone source des microcharbons

Tenant compte de la localisation des échantillons et du transport des particules de microcharbons (section 1.2.3) nous avons considéré comme zone source des particules l'ensemble des bassins versants se déversant dans la zone de localisation des échantillons. De plus, nous avons considéré une distance maximale de transport éolien des particules de charbons de 50 km suivant les recommandations de (Vachula, 2021).

2.4.2 Analyses des paramètres environnementaux

Lors de la première étude sur les relations entre les paramètres environnementaux et les microcharbons dans les sédiments marins (Chap. 3), les données environnementales ont été moyennées sur les zones sources des microcharbons. Les bases de données ont été découpées sur chacune des zones à l'aide du logiciel Arcgis puis les calculs relatifs aux variables ont été réalisés sur les fichiers sortants de l'extraction. Ainsi les températures, précipitations, NPP, nombre de feux, surfaces brûlées, intensité des feux obtenus sont la moyenne ou la somme sur toute la zone. Lors de la seconde étude de calibration (Chap. 5) il a été nécessaire d'établir un maillage afin d'affiner les interprétations, et d'extraire les données environnementales uniquement à l'emplacement des incendies. Ainsi par exemple, les données de températures utilisées reflètent les températures liées à la localisation des incendies et non les températures de l'ensemble de la zone.

2.4.3 Données relatives et gammes de valeurs

En raison des nombreuses variables environnementales utilisées, nous avons comparé les différentes relations observées au sein des zones terrestres et marines de manière relative (Chap. 3 et 5). Ainsi des valeurs plus ou moins élevées de microcharbons ont été associées à des valeurs plus ou moins élevées d'activité de feu sous un climat plus ou moins chaud se produisant dans des végétations plus ou moins ouvertes. Afin de tenter une application des relations modernes sur des enregistrements des paléo-incendies marins pour établir un paléo-régime de feux nous avons définis des gammes de valeurs observées à l'actuel dans les échantillons de sédiments marins de surface et les avons transposés aux enregistrements marins (Chap. 6).

2.5 Analyses statistiques

Des **boîtes à moustache** (boxplot) ont été utilisées pour explorer les différences dans la distribution spatiale des concentrations et de l'allongement des microcharbons, ainsi que des variables du régime des feux, du climat et de végétation. Les **comparaisons de données** ont été menées sur Past à l'aide du « t test » pour la comparaison des moyennes, le « F test » pour la comparaison des variances et le « Mann-Whitney test » pour la comparaison des médianes. Les moyennes, les variances et les médianes sont considérées similaires lorsque les p-value sont supérieures à 0.05, et différentes lorsque les p-values sont inférieures à 0.05.

Les **analyses en composantes principales (ACP)**, ou *principal component analysis (PCA)*, permettent de visualiser et d'analyser un jeu de données contenant des individus décrits par plusieurs variables quantitatives. L'ACP synthétise les informations données par les différentes variables du jeu de données en seulement quelques variables appelées composantes principales. Elle permet donc de réduire les dimensions d'une donnée multivariée à seulement 2 ou 3 composantes principales qui peuvent être visualisées graphiquement en perdant le moins d'information possible. L'objectif de l'ACP est donc d'identifier les directions (selon les axes correspondant aux composantes principales) le long desquelles la variation des données est maximale. Pour ce travail, les ACP ont permis de caractériser les différentes zones en fonction des variables environnementales (climat, régime de feu, végétation brûlée). Ainsi il a été possible grâce aux ACP de définir des zones au sein desquelles les conditions environnementales sont similaires ou bien totalement différentes en termes de climat ou de régime de feu. Les ACP réalisées pour ce travail ont été effectuées à l'aide des packages « *FactoMineR* » et « *Factoextra* » (Lê et al., 2008) utilisés dans le logiciel Rstudio. La création d'une ACP commence avec l'extraction des variances des composantes principales (fonction : `get_eigenvalue()`) ainsi que leur visualisation (fonction : `fviz_eig()`). La variance totale permet de déterminer le nombre d'axes principaux à conserver après l'ACP. Par exemple si l'opérateur estime être satisfait avec 90% de la variance totale expliquée il doit utiliser le nombre d'axes lui permettant d'atteindre 90%. La visualisation des individus et des variables au sein d'un cercle de corrélation (fonction : `fviz_pca_ind()` / `fviz_pca_var()`) montre toutes les corrélations entre les variables. Les variables négativement corrélées sont situées sur les côtés opposés de l'origine du graphique (Quadrants opposés). Les variables positivement corrélées sont regroupées et la distance entre l'origine et la pointe de la flèche indiquant la variable mesure la qualité de représentation des variables c'est-à-dire que plus la flèche est proche du cercle et mieux la variable est représentée par l'ACP. La représentation des individus par groupe et

l'ajout d'ellipse de confiance est possible grâce aux arguments `col.ind` et `addEllipses = TRUE`, tandis que les couleurs des groupes peuvent être choisies grâce à l'argument `palette`. Il est également possible de regrouper les individus et les variables au sein d'un biplot (fonction : `fviz_pca_biplot`).

Les **matrices de corrélation** sont utilisées pour évaluer la corrélation (la dépendance) entre plusieurs variables d'un jeu de données. Les matrices de corrélations réalisées pour ce travail ont été effectuées à l'aide de la fonction `corrplot()` du package « *corrplot* » (Hahsler et al., 2021) du logiciel Rstudio. Le corrélogramme affiche en bleu les corrélations positives et en rouges les corrélations négatives. L'utilisation de l'argument `type="upper"` permet d'afficher uniquement le triangle supérieur de la matrice de corrélation et l'utilisation de l'argument `method="number"` permet d'afficher les coefficients de corrélation.

Les **analyses en cluster** (où classification à ascendance hiérarchique) permettent de relier des observations entre elles par des branches dont la longueur témoigne de la similarité des observations. Plus les branches sont courtes et plus les observations sont semblables. Deux méthodes d'analyses en cluster ont été menées.

- Des clusters « Single linkage » avec un regroupement sous contrainte stratigraphique ont été réalisés à l'aide du logiciel Past (Hammer et al., 2000) afin de :
 - Observer si la concentration en microcharbons dépendait de la profondeur d'eau à laquelle ont été prélevés les échantillons de surfaces. Ainsi des paquets (cluster) de concentrations similaires ont été ou non définies en fonction de la profondeur d'eau.
 - Regrouper les échantillons de concentrations en microcharbons similaires au sein d'un paléo-enregistrement. Ainsi 2 groupes de concentrations en microcharbons similaires ont été définis au sein d'un enregistrement paléo-incendie.
- Un cluster « UPGMA » correspondant à une Méthode des Groupes de Paires non pondérées avec Arithmétique a été réalisé avec le package « *hclust* » du logiciel Rstudio dans l'objectif de regrouper des zones d'études de conditions environnementales similaires. Ainsi, en tenant compte de différents paramètres environnementaux (nombre de feu, surface brûlée, tailles des incendies, intensité des incendies, intervalle de retour des incendies, température, précipitation, productivité primaire nette et espèces végétales brûlée) des zones de régimes de feu similaires ont été définies.

Des exemples de script Rstudio des différentes réalisations statistiques sont disponibles en Annexe 3.

Chapitre 3 : Relations entre les microcharbons préservés dans les sédiments marins et le régime de feux moderne en Péninsule Ibérique : Application à un paléo-enregistrement des incendies au cours de l'Holocène

Résumé du chapitre

La variabilité du régime de feux dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique des derniers 130000 ans a été documentée par Daniau et al.(2007), basée sur l'étude des microcharbons préservés dans une carotte sédimentaire marine prélevée au large du sud du Portugal (MD95-2042). Au cours de la période glaciaire, les augmentations de concentration de microcharbons ont été assimilées à des augmentations de biomasse liée au développement de la forêt méditerranéenne et des bruyères, et les réductions à la faible biomasse liée au développement de la végétation semi-désertique. L'activité des feux au cours de cette période semble donc contrôlée par la variabilité climatique. Une augmentation des concentrations a été observée pendant l'Holocène. Cependant l'activité du feu est un terme général qui regroupe différents paramètres comme le nombre de feu, la surface brûlée, l'intensité du feu, l'intervalle de retour du feu et qui dépend des conditions environnementales comme le climat, la productivité ou encore la végétation. Afin de mieux interpréter ce que signifient les variations de concentrations en microcharbons au cours du temps, il est nécessaire d'évaluer les relations entre les concentrations en microcharbons et les paramètres définissant le régime de feu dans sa globalité à l'actuel.

Dans ce cadre ce chapitre propose une première étude de ces relations sur la base de l'analyse des microcharbons préservés dans des sédiments marins de surface prélevés sur la marge Ibérique et des paramètres environnementaux sur les masses terrestres adjacentes (la Péninsule Ibérique). Aussi nous proposons une réinterprétation de l'enregistrement de microcharbons dans la carotte prélevée au large du sud du Portugal (MD95-2042) sur la base des premières relations modernes établies.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article publié dans QSR dont la référence est : M. Genet, A.L. Daniau, F. Mouillot, V. Hanquiez, S. Schmidt, V. David, M. Georget, F. Abrantes, P. Anschutz, F. Bassinot, J. Bonnin, B. Dennielou, F. Eynaud, D.A. Hodell, T. Mulder, F. Naughton, L. Rossignol, P. Tzedakis, M.F. Sánchez-Goñi., 2021. **Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records: an Iberian case study.** Quat. Sci. Rev., 270 (2021), p. 107148, [10.1016/j.quascirev.2021.107148](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107148)

Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records: an Iberian case study

Authors and affiliations

Marion Genet¹, Anne-Laure Daniau¹, Florent Mouillot², Vincent Hanquiez¹, Sabine Schmidt¹, Valérie David¹, M. Georget¹, Fatima Abrantes^{3,4}, Pierre Anschutz¹, Franck Bassinot⁵, Jérôme Bonnin¹, Bernard Dennielou⁶, Frédérique Eynaud¹, David A. Hodell⁷, Thierry Mulder¹, Filipa Naughton^{3,4}, Linda Rossignol¹, Polychronis Tzedakis⁸, Maria Fernanda Sánchez-Goñi^{1,9}

1. Univ. Bordeaux, CNRS, EPOC, EPHE, UMR 5805, F-33615 Pessac, France
2. UMR CEFE, Univ. Montpellier, CNRS, EPHE, IRD, Univ. Paul Valéry Montpellier 3, 1919 route de Mende, 34293 Montpellier CEDEX 5, France
3. Divisão de Geologia e Georecursos Marinhos, Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), Avenida de Brasília 6, Lisboa, 1449-006, Portugal
4. CCMAR, Centro de Ciências do Mar, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, Faro, 8005-139, Portugal
5. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France
6. Ifremer, Unité Géosciences Marines, Centre Bretagne - 29280 Plouzané, France
7. University of Cambridge, Godwin Laboratory for Palaeoclimate Research, Cambridge, United Kingdom
8. Environmental Change Research Centre, Department of Geography, University College London, London, WC1E 6BT, United Kingdom
9. Ecole Pratique des Hautes Etudes (EPHE, PSL University), F-33615 Pessac, France

*Corresponding author: marion.genet@u-bordeaux.fr

Highlights

- Microscopic charcoal was analysed in marine core-top sediment samples off Iberia
- Microcharcoal concentration is primarily controlled by the type of burnt vegetation
- Rare and large high-intensity fires occurred since 8 ka in southwestern Iberia
- They are associated with the degradation of the Mediterranean forest into shrubland

Abstract

Marine microcharcoal records provide invaluable information to understand changes in biomass burning and its drivers over multiple glacial and interglacial cycles and to evaluate fire models under warmer climates than today. However, quantitative reconstructions of burnt area, fire intensity and frequency from these records need calibration studies of the current fire-microcharcoal relationship. Here, we present the analysis of microcharcoal concentration and morphology in 102 core-top sediment samples collected in the Iberian margin and the Gulf of Cádiz. We show that microcharcoal concentrations are influenced by the water depth or the distance from the river mouth. At regional scale, the mean microcharcoal concentrations and microcharcoal elongation (length to width ratio) show a marked latitudinal variation in their distribution, primarily controlled by the type of burnt vegetation in the adjacent continent. High microcharcoal concentrations in marine sediments represent rare, large and intense fires in open Mediterranean woodlands. Based on these results, the increasing trend of microcharcoal concentrations recorded since 8 ka in the well-known marine sedimentary core MD95-2042 off the Iberian margin indicates the occurrence of large and infrequent fires of high intensity due to the progressive degradation of the Mediterranean forest and the expansion of shrublands.

Keywords

Microcharcoal; marine surface sediments; calibration; Iberian Peninsula; Western Europe, fire regime; climate; vegetation; Holocene

3.1 Introduction

Major economic cost is attributed today to wildfire management, fire damage losses and human health problems due to fire emissions. Projected future warmer and drier climate scenarios suggest that these risks and costs are going to increase substantially in certain regions (Liu et al., 2010; Pechony and Shindell, 2010; Settele et al., 2015), in particular in the Mediterranean region (Mouillot et al., 2002; Ruffault et al., 2020). The most important changes in fire risk are linked to the lengthening of the fire season (Moriondo et al., 2006) and to more frequent heat-induced fire weather (Ruffault et al., 2020) leading to increased frequency of extreme fire events. However, potential changes in the interactions between climate, vegetation and fire are neglected by these models which are based on modern-day statistical relationships. Fire modules embedded in dynamic vegetation models aim at coupling these interactions and feedbacks (Hantson et al., 2016). These process-based models must be tested, not only with modern observations based on global remote sensing (Mouillot et al., 2014) or recent fire history (Mouillot et al., 2005), but also with observations from climate conditions different from today and especially similar to the range of climate variability projected for the next centuries (Hantson et al., 2016).

Terrestrial and marine sedimentary charcoal records provide invaluable information about the past fire regime variability. Charcoal is a carbonaceous material mostly composed of pure carbon formed at temperature between 200 and 600°C (Conedera et al., 2009) by pyrolysis during the combustion process of vegetation. When extracted from sedimentary records, it can be used to examine past fire regime variability. Charcoal is classified as inertinite, being relatively resistant to chemical and microbial decomposition (Habib et al., 1994; Hart et al., 1994; Hockaday et al., 2006; Quénéa et al., 2006; Verardo, 1997), especially if burial occurs in depositional environments with high sedimentation rates. While few charcoal terrestrial records (lake, mire, bog) go back to the last glacial period (Daniau et al., 2010), marine sedimentary archives in which microscopic charcoal is studied (microcharcoal, ca. 10-200 micrometres in length; Conedera et al. 2009), provide long and continuous records of fire variability (e.g. Beaufort et al., 2003; Daniau et al., 2007; Mensing et al., 1999; Thevenon et al., 2004).

Marine microcharcoal records can be used to validate models under warmer climates than today. However, they only provide a record of the relative changes of biomass burning. Currently, the data-model comparison is limited by the lack of common physical units between data and model output. Relative changes in biomass burning are not directly comparable to

model-simulated carbon emissions or burnt areas, or to other components of fire regime such as fire intensity, frequency, severity, and seasonality (Krebs et al., 2010). Microcharcoal quantities preserved in marine sediments must be calibrated against modern fire data in order to provide robust fire metrics and to benchmark quantitative models (Hantson et al., 2016; Hawthorne et al., 2018). Fire regime characteristics are related to weather and climate, the likelihood of plant flammability and human modification (Archibald et al., 2018). Climate and weather conditions determine the type and amount of vegetation and its fuel moisture status, i.e. the drought state of the vegetation, which is why fire occurrence is higher during the summer months, notably in the Mediterranean basin (Trabaud, 1983).

Previous charcoal calibration studies have been conducted in lake sediments to reconstruct fire regime in different biomes (grassland, savanna, temperate forest and Mediterranean forest). Charcoal with a length >100 micrometres (Adolf et al., 2018), > 150 micrometres (Duffin et al., 2008) and between 125 and 250 micrometres (Leys et al., 2015) are defined as macrocharcoal by these authors. These studies showed that macrocharcoal accumulation reflects the area of vegetation that burned locally (local burnt area) (Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) or regionally (Adolf et al., 2018), the number of fires and the fire intensity (Adolf et al., 2018). Studies of microcharcoal (between 10 and 500 micrometres, Adolf et al. (2018); between 10 and 150 micrometres, Duffin et al. (2008)) showed that microcharcoal accumulation reflects the number of fires (Adolf et al., 2018), the intensity (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008) and the burnt area (Duffin et al., 2008). Charcoal accumulation in lakes is also controlled by the vegetation surface cover, its biome type and by the fuel amount (Adolf et al., 2018; Marlon et al., 2006). The controlling factors of charcoal accumulation in marine sedimentary records have not yet been investigated.

Here, we present the first study exploring the modern relationships between microcharcoal concentrations in marine sediments and changes in fire regimes on the adjacent landmasses. Microcharcoal influx (or charcoal accumulation rate), i.e. the number of fragments per unit area per unit time, is widely used for biomass burning reconstructions in lake sediments (Marlon et al., 2016). However, we prefer to use microcharcoal concentration in marine sedimentary sequences because the calculation of microcharcoal influx can be hazardous for different reasons, including: 1) coarse age-depth models which lead to imprecise estimates of the sediment accumulation rates, 2) an artificially biased microcharcoal influx due to sediment

stretching during the coring or due to high sedimentation rate events, such as Ice Rafted Debris (IRD) deposits (Daniau et al., 2019).

We focused our study on Iberia, one of the most fire-prone regions in Europe (San-miguel-ayanz et al., 2018; Trabaud, 1983). It is also a key area to explore biome and climate influences on charcoal concentrations, as the western Iberian Peninsula is characterised by a north-south climatic gradient, from temperate and wet in the north, with the dominance of the Atlantic forest biome, to hot and dry in the South, dominated by sclerophyllous evergreen Mediterranean vegetation (Polunin and Walters, 1985). In addition, the Iberian margin has provided long marine microcharcoal and pollen records covering the last climatic cycle, over approx. the past 140,000 years, that show higher biomass burning during the Eemian and the Holocene forested interglacials compared to the last glacial period (Daniau et al., 2007). Within the last glacial period, peaks in microcharcoal concentration have been interpreted as an increase in fire frequency and intensity resulting from a change in fuel amount through the development of open Mediterranean forest and heathland (Ericaceae) in response to the Dansgaard-Oeschger (D-O) warming events (Daniau et al., 2007). However, the interpretation of increases in microcharcoal concentration in terms of fire regime characteristics remains an open question. Microcharcoal concentrations and morphologies here were quantified in marine core-top sediments to document the spatial distribution of microcharcoal concentrations and the type of burnt vegetation. It is generally assumed that the core-top sediments represent late Holocene time spans covering a few hundred to, at maximum, a few thousand years (Müller et al., 1998).

However, prior studies have successfully used spatial calibration of marine surface sediment-based proxies to reconstruct different physical and biological ocean and ice properties, such as glycerol dialkyl glycerol tetraether (GDGT) lipids for temperature (Kim et al., 2008; Tierney and Tingley, 2015), dinocyst assemblages for primary productivity and sea ice cover extent (De Vernal et al., 2001; Radi and de Vernal, 2008), foraminifera assemblages (Kucera et al., 2005) and the Long Chain Diol Index (de Bar et al., 2020) for sea surface temperature. Microcharcoal concentrations and morphologies were compared to land and ocean physical-site characteristics, i.e. watershed size, river discharge, suspended sediment load, water depth, marine geomorphology and ocean currents, to evaluate the influence of the collection, transport and deposition of microcharcoal from the production source area to the ocean floor (Fig. 3.1). The spatial distribution of microcharcoal concentrations was also compared to present-day environmental parameters on land (climate and vegetation) and fire regime characteristics

(number of fires, burnt areas, fire radiative power, fire size, fire return interval, fire frequency), to establish a relationship between microcharcoal production and fire parameters (Fig. 3.1). To support our comparison of the different datasets, we analysed five interface cores covering the past 100 years to test that mean environmental conditions on land and in the ocean over the past century do not radically depart from conditions recorded by the instrumental period. Finally, we interpreted the Holocene microcharcoal record from core MD95-2042 (Daniau et al., 2007) in the light of our calibration results.

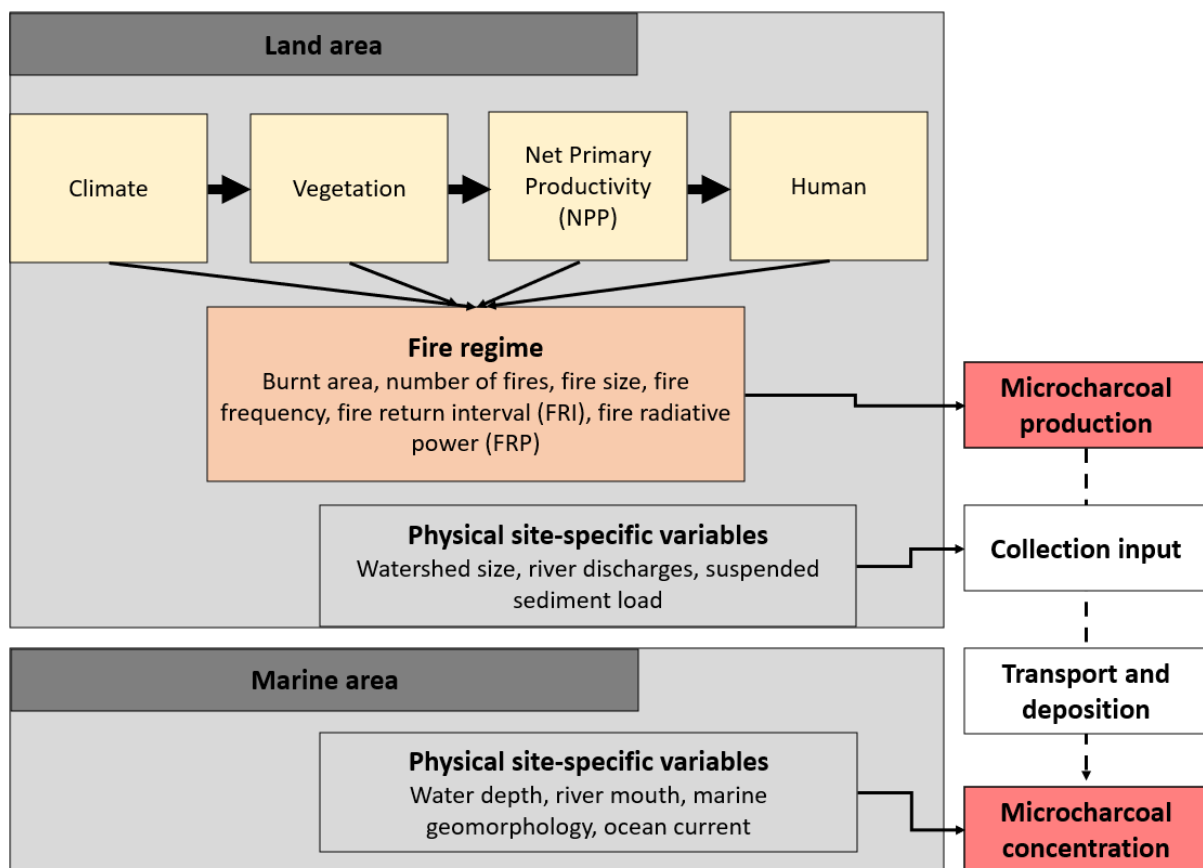


Fig. 3-1: Variables potentially affecting microcharcoal production on land; the collection, input, transport and deposition of charcoal in the ocean. On land, climate, vegetation, NPP control fire regimes and the production of microcharcoal. Human activities may also affect fire regimes. Physical site-specific variables on land (watershed size, river discharge, suspended sediment load) may impact the charcoal collection and input to the ocean. Physical site-specific variables in the ocean (water depth, distance from the river mouth, marine geomorphology and ocean currents) may impact the transport and deposition of charcoal in the ocean and finally the microcharcoal concentration.

3.2 Environmental setting

3.2.1 Study area and present-day climate, vegetation and fire

The study area encompasses the western Iberian Peninsula and its margin (Fig. 3.2a) which extends from 37°N to 43°N and includes five major rivers which flow into the Iberian margin (the Minho, Douro, Mondego, Tagus and Sado) and two major rivers which flow into the Gulf of Cádiz (the Guadiana and the Guadalquivir). Other smaller watersheds are drained by the Tambre, Ulla, Lima, Cávado, Ave, Vouga and Mira rivers (Fig. 3. 2b, Table 3.1). The area is mostly affected by a Mediterranean climate except for the northwestern region which is characterised by an Atlantic climate (Fig. 3.2a). The region characterised by Atlantic vegetation (Fig. 3.2a; including here the subatlantic floristic elements defined by Castro et al. (1997) is dominated by deciduous oak forests (*Quercus robur*, *Q. pyrenaica* and *Q. petraea*), heath communities (*Erica* and *Calluna*) and *Ulex* whereas, in the Mediterranean vegetation evergreen sclerophyllous forests dominate (Alcara Ariza et al., 1992; Castro et al., 1997).

Specifically, *Q. robur* and *Q. pyrenaica* are dominant trees in the watersheds of the Minho, Tambre and Ulla (Vázquez et al., 2002). The Douro watershed is dominated by *Q. rotundifolia*, *Q. pyrenaica* and *Q. faginea* in its eastern part and by *Pinus pinaster* and eucalypts in its western part (Crous-Duran et al., 2014). The western part of the Tagus and the Sado watersheds are colonised by cork forests (*Q. suber*) and holm oaks (*Q. ilex*) (Crous-Duran et al., 2014). The Tagus is dominated by *Q. rotundifolia*, *Q. pyrenaica*, with *Phillyrea angustifolia* and *Pistacia terebinthus* in its central part and by *Q. rotundifolia* and *Q. faginea* woodlands associated with *Juniperus communis* and *Pinus halepensis* in its eastern part (Vázquez et al., 2002). Thermophilous elements such as *Pistacia lentiscus* and *Olea sylvestris* form the forests in the low altitudes and warmest zones. Deciduous oak forests (*Q. pyrenaica* and *Q. faginea*) associated with *Taxus baccata* dominate the middle altitudes (700-1000 m above sea level). Two types of brush communities are produced by the degradation of this forest, rockrose shrublands (Cistaceae) in zones with precipitation between 600 and 1000 mm and heathlands (Ericaceae) in wetter zones (Morales-Molino et al., 2020). The Guadiana and Guadalquivir watersheds are dominated by *Q. rotundifolia*. In the centre of the Guadiana basin, *Q. rotundifolia* and *Q. pyrenaica* forests are present. In addition, agricultural areas cover almost 50% of total area of the Iberian Peninsula (Fernández-Nogueira and Corbelle-Rico, 2018) including pasturelands, cereals, vineyards, and olive crops (“Grolier online atlas,” 2021).

Although the majority of fires in the Iberian Peninsula are human-induced, many fire ignitions from the north of Portugal are triggered by lightning occurring between June and August when

the air and climate conditions favour thunderstorms (Pugnet et al., 2010; Vazquez and Moreno, 1998). Different fire regimes are observed in the western Iberian Peninsula with higher fire occurrence in the northwestern region than in the southwestern region (Fig. 3.2b) (Laurent et al., 2018). A high frequency of small fires occurs in the deciduous forests of the Atlantic bioclimatic region (Vázquez et al., 2002) with a double peak of fires during early spring and summer (Rodrigues et al., 2020). In this region, fires spread in highly flammable and fuelled forests composed of eucalypts (*Eucalyptus globulus*) and several pine species (e.g. *Pinus pinaster* in Portugal and *Pinus radiata* in Spain) (Gonçalves and Sousa, 2017; Silva et al., 2019). The Mediterranean bioclimatic region dominated by sclerophyllous oak forests is affected by intermediate fire frequency and fire return interval (time between two fires), and medium to large fire sizes (Vázquez et al., 2002) during summer (Rodrigues et al., 2020). Fire frequency is low with a long return interval in the semi-arid, shrubby vegetation.

Fire activity in the Iberian Peninsula is mostly controlled by the length and intensity of the dry season (Turco et al., 2017) with influences of heat wave occurrences (Cardil et al., 2014). In addition it follows an aridity/productivity gradient (Carmona-Moreno et al., 2005; Pausas and Paula, 2012; Vázquez et al., 2002). Fires are more frequent and extensive in wet productive areas with abundant vegetation cover than in dry fuel-limited areas. Seasonal distribution of precipitation is then important. For example, in the deciduous forest of the Atlantic bioclimatic region, spring rains favour fuel accumulation, and very intense summer dry spells favour fuel flammability (Rodrigues et al., 2020; Trigo et al., 2016)

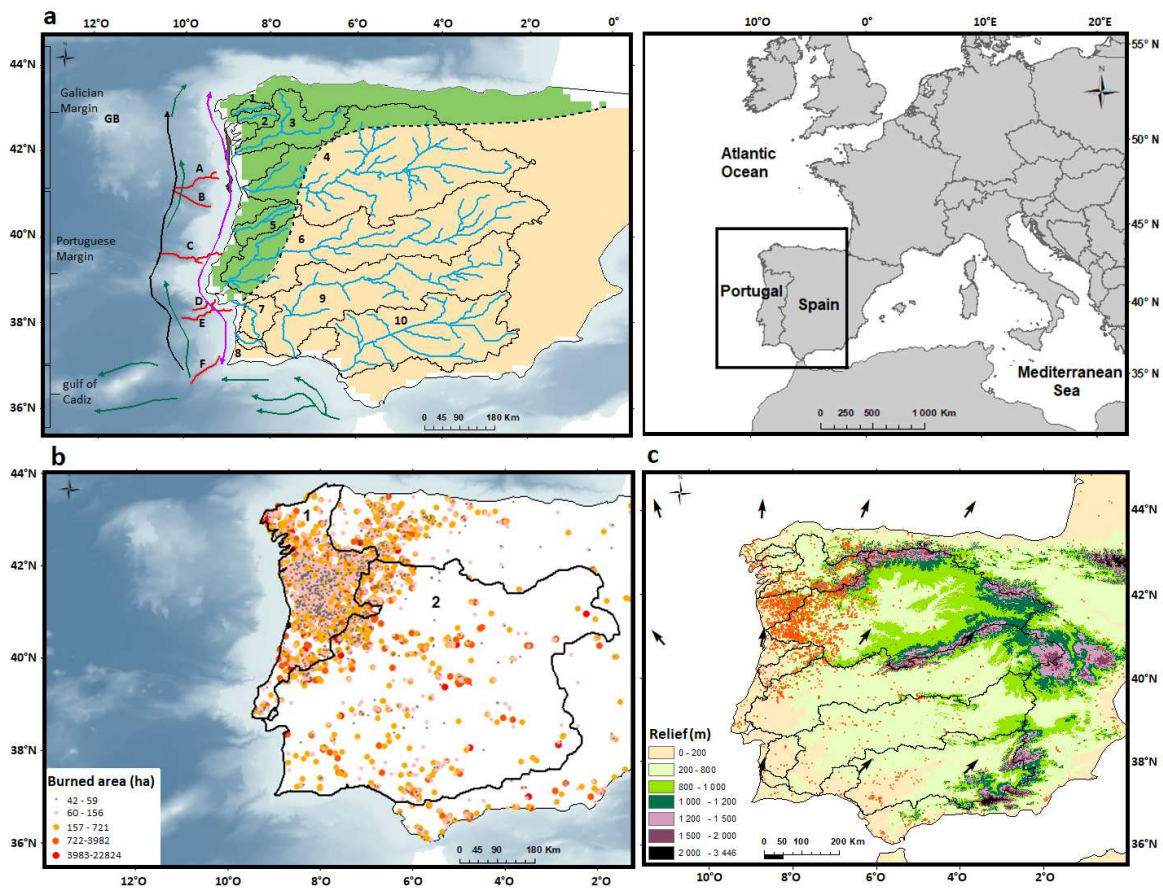


Fig. 3-2: Study area and environmental context of the Iberian Peninsula. a) The Atlantic (green area) and the Mediterranean (yellow area) vegetation according to Walter (1954) in Blanco Castro (1997). The Atlantic vegetation includes here the subatlantic floristic elements defined by Blanco-Castro et al. (1997), rivers (blue lines) and associated hydrographic watersheds (black lines; 1: Tambre, 2: Ulla, 3: Minho, 4: Douro, 5: Mondego, 6: Tagus, 7: Sado, 8: Mira, 9: Guadiana, 10: Guadalquivir). The Galician margin is located between 44°N and 42°N and comprises the Galicia Bank (GB). The Portuguese margin extends between 42°N and 37°N and is cut by six canyons (red lines; A: Porto, B: Aveiro, C: Nazaré, D: Cascais, E: Setubal, F: Sao-Vicente). The Gulf of Cádiz is located between 37°N and 36°N. Ocean currents: the Mediterranean Outflow Water (MOW; green arrows); the Iberian coastal current (ICC; black arrow); the Iberian poleward current (IPC, purple arrow). b) Burnt area (in ha) in the Iberian Peninsula from Laurent et al. (2018): dots represent location of fires between 2001 and 2016; the size of dots represents the size of the burnt areas. Black line outlines the north west (1) and south west (2) pyrореgions according to Rodrigues et al. (2020). c) winds at 850 hPa over the Iberian Peninsula from NCEP/NCAR reanalysis between 2001-2016 (Kalnay et al., 1996) compared with the topography and the location of fires (orange dots) (Laurent et al., 2018).

3.3 Geomorphology of the Iberian margin and the Gulf of Cádiz and their terrestrial sediment sources

In the adjacent marine environment, the Iberian margin that extends from 43°N to 37°N and from 13°W to 9°W is divided into three geomorphological units (Maestro et al., 2013) (Fig. 3.2a). The Galicia continental margin (Fig. 3.2a) extends from 44°N to 41.5°N with a length of 350 km between the coast and the abyssal plain (Vázquez et al., 2008). Its continental shelf extends to about 70 km off the coast with a water depth that varies between 30 m near the coast and 160-180 m delimiting the shelf break (Dias et al., 2002). Further offshore, located about 120 km off the coastline, a seamount, the Galicia bank, rises up to 700 m below sea level (bsl) (Dias et al., 2002; Maestro et al., 2013).

The Portuguese continental margin (Fig. 3.2a) extends from 41.5°N to 37°N (Maestro et al., 2013). Its continental shelf width varies between 20 and 50 km (Guerreiro et al., 2015) with a slope of less than one degree up to the shelf break located at about 160-200 m bsl. The continental shelf and slope of the Portuguese margin are cut from the north to the south by the Porto, Aveiro, Nazaré, Cascais, Setubal and Sao Vicente (Saint Vincent) submarine canyons (Fig. 3.2a). The Setubal canyon, with its two branches, is the only one that is connected with modern rivers, the Tagus and Sado rivers (Alves, 2003; Guerreiro et al., 2007; Lastras et al., 2009; Lebreiro et al., 1997).

The Gulf of Cádiz extends from 6°W to 9°W between the Strait of Gibraltar and the Sao Vicente Cape. The continental shelf is 30-40 km wide with the shelf break at 120 m bsl (Lobo et al., 2001). The continental slope is divided into three parts depending on the water depths (Mougenot and Vanney, 1982), between 130-400 m, 400-1200 m and 1200-2000 m. Then the rise extends from 2000 m to 4000 m and the abyssal plain from 4000 m.

The Iberian margin receives sediment inputs mainly from the Douro and Tagus rivers but also from the Minho, Mondego and Sado (Dias et al., 2002; Dias, 1987; Jouanneau et al., 2002, 1998; Oliveira, 2002). Sediments can also be transferred seaward by other minor rivers such as the Tambre, Ulla, Lima, Cavado, Ave, Vouga and Mira (Table 3.1). The Gulf of Cádiz is situated at the mouths of the major Guadiana and Guadalquivir rivers. Rivers supply a large amount of sediments to the Iberian margin and the Gulf of Cádiz (Table 3.1), although this amount has probably been reduced by the construction of several dams since 1900 (Lehner et al., 2011) which diminish the delivery of sediment by rivers (Kondolf et al., 2014). It is worth noting, however, that some catastrophic floods released large amounts of sediment, such as the

one that occurred in 1979 in the Tagus river, an event during which several years of normal river sediment discharge reached the estuary within a couple of days (Vale and Sundby, 1987).

Tab. 3-1: River and watershed characteristics of the Iberian Peninsula. (1) Oliveira, 2002; (2) Mil-Homens et al., 2014; (3) Couso-Pérez et al., 2018; (4) Jouanneau et al., 1998; (5) Van der Weijden and Pacheco, 2006; (6) Almeida, 2003; (7) Droogers and Immerzeel, 2008; (8) Ferreira et al., 2004; (9) Fernández-Delgado et al., 2007; (10) Marta et al., 2001; (11) Portela, 2008; (12) Vale and Sundby, 1987; (13) Vale et al., 1993; (14) Garel et al., 2009; (15) Guerreiro et al., 2017.

| | Length (km) | Hydrographic watershed (10 ³ km ²) | River discharge (hm ³ per year) | Suspended sediment load (10 ⁶ t years ⁻¹) |
|---------------------|---------------------|---|---|--|
| Major rivers | | | | |
| Minho | 300 ⁽¹⁾ | 17.081 ^{(1) (2)} | 9.460 ⁽²⁾ 10.375 ⁽¹⁾ | N/A |
| Douro | 927 ⁽¹⁾ | 97.682 ^{(1) (2)} | 14.191 ⁽²⁾ 14.800 ⁽¹⁵⁾ | 0.16 ⁽¹¹⁾ |
| Mondego | 227 ⁽⁸⁾ | 6.644 ⁽²⁾ | 2.492 ⁽²⁾ | N/A |
| Tagus | 1000 ⁽⁴⁾ | 80.629 ⁽²⁾ | 9.460 ⁽²⁾ 9.629 ⁽¹⁵⁾ | 0.40 ⁽¹²⁾ |
| Sado | 175 ⁽⁴⁾ | 7.640 ⁽²⁾ | 1.261 ⁽²⁾ | 0.015 ⁽¹³⁾ |
| Guadiana | 810 ⁽¹⁰⁾ | 66.960 ⁽²⁾ | 2.522 ⁽²⁾ 2.680 ⁽¹⁵⁾ | 0.5-1.51 ⁽¹⁴⁾ |
| Guadalquivir | 657 ⁽⁷⁾ | 58.000 ⁽⁷⁾ | 0.132-4.224 ⁽⁹⁾ | N/A |
| Minor rivers | | | | |
| Tambre | 125 ⁽³⁾ | 1.530 ⁽³⁾ | N/A | N/A |
| Ulla | 132 ⁽³⁾ | 2.803 ⁽³⁾ | N/A | N/A |
| Lima | 180 ⁽¹⁾ | 2.480 ^{(1) (2)} | 1.955 ⁽²⁾ | N/A |
| Cávado | 129 ⁽¹⁾ | 1.589 ^{(1) (2)} | 1.892 ⁽²⁾ | N/A |
| Ave | 94 ⁽¹⁾ | 1.390 ^{(1) (2)} | 1.261 ⁽²⁾ | N/A |
| Vouga | 141 ⁽⁵⁾ | 3.362 ⁽⁵⁾ | N/A | N/A |
| Mira | 145 ⁽⁶⁾ | 1.576 ⁽⁶⁾ | 0.063 ⁽²⁾ | N/A |

3.4 Oceanic conditions and processes in the transport of fine sediment

On the Iberian margin, the transport of the suspended particulate matter is controlled by the seasonal hydrodynamic context. From September/October to April/May (winter season), enhanced onshore and slightly northward winds on the Iberian margin trigger downwelling currents, while northerly and northwesterly winds trigger upwelling currents the rest of the year (Dias et al., 2002; van Weering et al., 2002; Villaceros-Robineau et al., 2019). The suspended

particulate matter released by rivers is transported to the outer shelf in nepheloid layers detaching from the continental slope (van Weering et al., 2002; Oliveira et al., 1999; Villaceros-Robineau et al., 2019) and then northward during downwelling conditions and temporally trapped in the inner shelf during the upwelling season.

Downwelling currents favour the seaward export of sediments on the inner shelf (Oliveira, 2002; Villaceros-Robineau et al., 2019) called the high resuspension inner shelf area (HIRSA) (Fig. S3.1). The Inshore Coastal Current (ICC) (inner shelf) (Villaceros-Robineau et al., 2019) and the Iberian Poleward Current (IPC) in the upper 200 m of water depth (Frouin et al., 1990) flow northward leading to the northward transport of suspended material (Villaceros-Robineau et al., 2019) (Fig. 3.2b). On the Galician margin (Fig. 3.2a) particles are remobilized in the well-developed bottom nepheloid layer (BNL) (Oliveira et al., 1999; Villaceros-Robineau et al., 2019).

During the upwelling season, the weak energy and well developed surface nepheloid layers permit pelagic vertical sinking (Villaceros-Robineau et al., 2019) and fine sediments are temporally trapped in the Minho, Douro and Tagus mud patches located on the continental shelf in front of the river mouths (Dias et al., 2002; Jouanneau et al., 1998). During this season the ICC flows southward on the inner shelf but the BNL is sufficiently developed offshore, allowing sediments to be exported westward and picked up by the IPC (Villaceros-Robineau et al., 2019). In addition, modelling work conducted by Otero et al. (2013) reported an episode of upwelling favourable winds during the winter season. During this episode, particles were exported southwestward off the Douro and Minho rivers. Particles released at the mouth of the Minho (42°N) did not reach the latitude of the Douro river mouth (41.5°N) and particles released at the mouth of the Douro did not reach the mouth of the Mondego (40.2°N), even when the ICC flowed southward during upwelling conditions.

The canyons incising the Iberian margin act as preferential conduits for transporting sediments from the continental shelf to the deep sea all year long (Fig. 3.2a). However, the particle remobilization in canyon heads during the downwelling season amplifies the amount of supplied material (Jouanneau et al., 1998; Lastras et al., 2009; Villaceros-Robineau et al., 2019). The Nazaré canyon acts as a major conduit for the transport of particulate matter to the deep sea as it crosses the continental shelf (Schmidt et al., 2001), depriving the rest of the shelf of sediments down to Lisbon.

Beyond the continental shelf, on the continental slope and at the bottom of the slope, the Eastern Atlantic Central Water (ENACW) flows northward between 100/200 m and 500 m of water depths (Hernández-Molina et al., 2011) (Fig. S3.1). The intermediate circulation is dominated by the Mediterranean Outflow Water (MOW), which flows northward along the Iberian coast at depths between approx. 500 m and 1500 m (Maestro et al., 2013). The deep circulation is dominated by the North Atlantic Deep Water (NADW) that flows southward beneath 1500 m bsl (Hernández-Molina et al., 2011). In the Gulf of Cádiz the North Atlantic Superficial Water (NASW) and the North Atlantic Central Water (NACW) constitute the superficial oceanic circulation that flows to the southeast on the continental shelf and the upper part of the continental slope, at respective water depths of 0-300 m for the former and 300-600 m for the latter (Hernández-Molina et al., 2011). Below this, the Mediterranean Outflow Water (MOW) splits into two branches which flow to the west at depths between 400-600 m and between 600-1400 m. The NADW follows an anti-cyclonic gyre circulation in the Gulf (Hernández-Molina et al., 2011).

3.5 Material and Methods

3.5.1 Marine surface sediments

The sample dataset includes 100 core-top sediment samples from the ocean floor and two samples collected at the mouths of the Promira and Sado rivers. The 100 samples were collected from several marine sedimentary cores from 13 oceanographic cruises carried out between 1981 and 2013 on the Iberian margin (8°W-13°W / 43°N-36°N) (Fig. 3.3), recovered by various coring methods (mostly box, piston and multicore) (Table S3.1). Samples were recovered in the most superficial sections of the sedimentary cores, depending upon the availability of sediment. Our dataset contains 23 samples taken at core depths 0-0.5 cm, 50 samples at 0-1 cm, 22 samples at 0-2 cm, 4 samples at 2-2.5 cm and 1 sample at 4-5 cm core depths. 33 samples were collected from cores retrieved in the Galician continental margin, including 21 samples located between 9°W and 13°W and 43°N and 42°N and distributed between the continental slope and the abyssal plain (1129 m and 5378 m bsl). The 12 remaining samples were located off the Douro river between 8°W and 10°W, and on the continental shelf and slope (51 m and 1989 m bsl) between the Porto and Aveiro canyons. 60 samples were collected from cores retrieved in the Portuguese margin including 12 off the Mondego river, north of the Nazaré canyon, between 8°W and 10°W. Their location is limited to the continental shelf and slope (28 m and 1808 m bsl). The 48 remaining samples are located between 8°W and 11°W between the

Nazaré and Sao-Vicente canyons on the continental shelf and slope (13 m and 3731 m bsl). A value of 0 m depth was arbitrarily assigned to the two samples collected at the mouths of the Sado and Mira rivers. We explored the temporal variability in microcharcoal concentrations using five interface cores located in the Galician margin (Fig. 3.3), the PE109-97-Station4 (10 samples, sampled every 0.5 cm, covering the period 1897-1969), the PE109-97-Station8 (6 samples, every 0.5 cm, 1888-1948), the PE109-97-Station9 (6 samples, every 0.5 cm, 1886-1948), the PE109-97-Station6 (8 samples, every 0.5 cm, 1898-1964) and the Pech7I (8 samples, every 0.5 or 1 cm, 1935-2005).

Our compilation of dating information, when available or obtained by $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurements on the bulk sediment, show that the samples cover from one decade to a few centuries of environmental changes (Table S3.1, Table S3.3). Among the 102 samples, two are modern, nine are dated less than 20 years, two less than 60 years, four less than 100 years, one less than 350 years and two samples less than 500 years. 12 samples are estimated to be of the late Holocene age and 10 of the Holocene age. No information regarding dates is available for the remaining 60 samples.

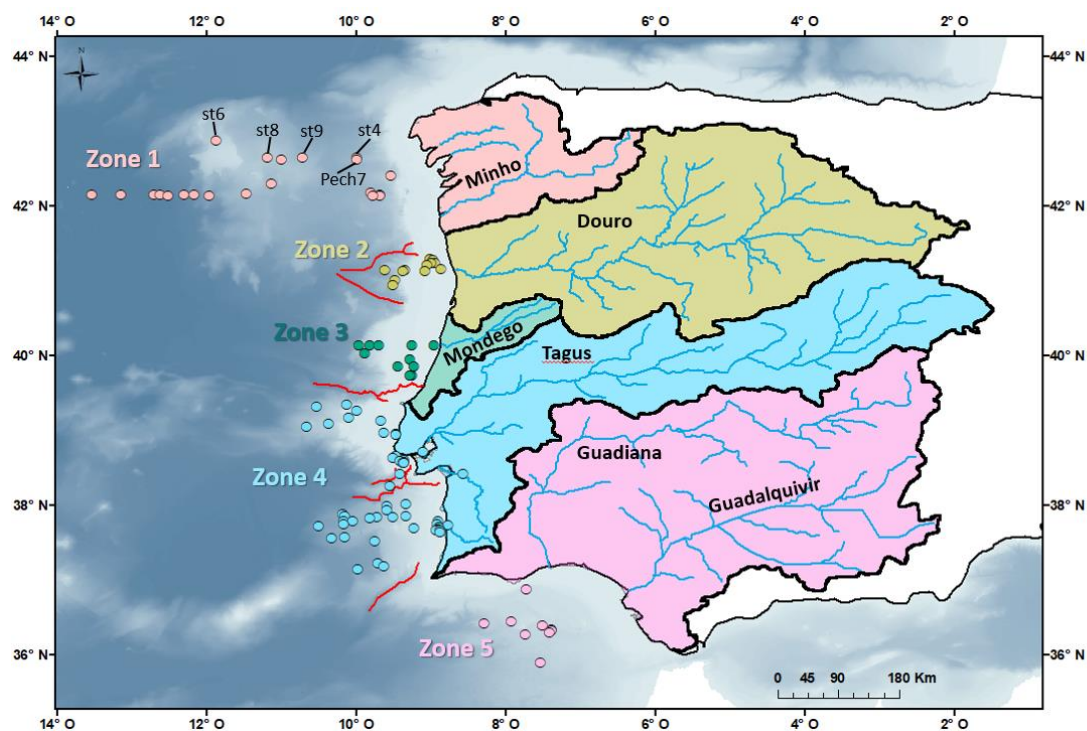


Fig. 3-3: Location of samples (colour dots) and definition of microcharcoal preferential source areas (coloured areas on land) drained by major rivers. Zone 1 drained by the Tambre, Ulla and Minho rivers; Zone 2 by the Douro; Zone 3 by the Mondego; Zone 4 by the Tagus and Sado; Zone 5 by the Guadiana and the Guadalquivir. Red lines underline the location of the submarine canyons. Interface cores are indicated (Pech7I and the 4 stations of PE109-97).

3.5.2 Microcharcoal concentrates and their quantification by image analysis

The chemical treatment applied to obtain microcharcoal concentrates follows that of Daniau et al. (2007). About 0.2 g of dry bulk sediment was treated with 5 ml of 37% hydrochloric acid (HCl), to eliminate the calcium carbonates, and 5 ml of 37% nitric acid (HNO₃) in a water bath at 70°C for an hour, followed by the addition of 10 ml of 33% hydrogen peroxide (H₂O₂) to digest the organic matter. Hydrogen peroxide does not bleach charcoal (Herring, 1985; Rhodes, 1998). The samples were transferred to test tubes and centrifuged at 3000 rpm for seven minutes with distilled water to clean and remove the supernatant before using 25 ml of 70% hydrofluoric acid (HF) to eliminate the siliceous material, followed by rinsing with HCl to remove colloidal SiO₂ and silicofluorides formed during the HF digestion and then distilled water for cleaning the residue. A dilution of 0.1 (distilled water) was applied to the residue and the suspension was then filtered on a membrane of 0.45 micrometre porosity and 47 mm in diameter. A portion of this membrane was mounted onto a PMMA (Poly Methyl Methacrylate) slide with ethyl acetate. The slides were hand polished with a PRESI polisher (The CUBE) on a very soft flock cloth for 4 minutes using alumina solution of 400 Angström. The slides were scanned with an automated Leica DM6000M microscope at ×500 magnification in a controlled transmitted light adjustment to detect and measure microcharcoal (length > 10µm) as being black, opaque, and angular (Boulter, 1994), using a threshold value in tint, saturation and lightness (TSL) colour space. Petrographic criteria in reflected light were used to secure the identification of microcharcoal in transmitted light. For each sample the microcharcoal concentration was calculated by number of particles per gram dry weight (CC_{nb} in nb/g) as well as by total area of all microcharcoal in one sample per gram dry weight (CC_{surf} in mm²/g). This is to avoid the overrepresentation of CC_{nb} as the result of potential fragmentation during production or transport. The shape was also analysed using the elongation, i.e. the particles' length to width ratios.

3.5.3 Microcharcoal preferential source areas

Particulates of microcharcoal are mainly transported by water and winds (Millspaugh and Whitlock, 1995; Patterson et al., 1987) before being integrated into the sediments either in lakes or in the marine realm. The specific gravity of dry microcharcoal particles is 0.3-0.6 (Turner et al., 2004) with a length between 10 and 100 micrometres (Whitlock and Larsen, 2002). Water saturated microcharcoal particles have a specific gravity of 2.2, similar to that of pollen grains (Turner et al., 2004). Thus, microcharcoal transport and sedimentation in the ocean is likely to

be similar to that of pollen grains. Pollen studies of deep-sea surface sediments close to river mouths showed that fluvial transport is the dominant delivering process of pollen grains to offshore areas as it is the case in the western Iberian margin (Naughton et al., 2007) while airborne pollen transport prevails in marine sediments located further than 300 km offshore, weakly influenced by rivers (Groot and Groot, 1966; Dupont et al., 2000). Biological and chemical processes in the upper part of the water column, such as agglomeration of dust and other microparticles into faecal pellets and marine snow, increase significantly the settling rates of pollen grains so that they cross the water column with a relatively high speed (estimated at about 100 m/day in the Atlantic water column, (Hooghiemstra et al., 1992) before being deposited on the sea floor in the absence of strong lateral and bottom currents (Mudie and McCarthy, 2006; Turon, 1984).

The latitudinal pollen distribution in marine surface sediments represents the vegetation distribution in the adjacent continent (Dupont and Wyputta, 2003; Heusser and Balsam, 1977; Hooghiemstra et al., 2006; Mudie, 1982). In particular, pollen assemblages from surface marine sediments collected along the Iberian margin clearly distinguish the vegetation formations of the adjacent hydrographic basins of the western Iberian Peninsula (Morales-Molino et al., 2020; Naughton et al., 2007). Thus, microcharcoal preserved in marine core-top sediments is assumed to reflect an integrated image of the recent regional fire regime of the adjacent continent.

Wildfire plumes may raise high into the atmosphere depending on the fire radiative power (Sofiev et al., 2013) and may lift and transport charcoal particles to different distances from the fire. Clark (1988) showed that aeolian charcoal particles of a small length can be transported further away than larger particles. Microscopic charcoal particles (about 5 to 200 micrometres in length) are deposited a few hundred metres away from the fire, up to a few dozen kilometres for a column injection of about 1 km height. The maximum injection height above the Iberian Peninsula is about 1500-2000 m (Sofiev et al., 2013).

Our microcharcoal particles with a length between 10 and 125 μm could, therefore, be deposited a few hundred metres away by surface wind from the fire location, up to a few dozen kilometres by high altitude winds. Vachula (2021) suggests that a source area of 50 km should be considered for all size fractions. Anti-cyclonic circulation patterns associated with warm and dry winds from inland leading to very high values of burnt area occurred during August (Trigo et al., 2016). Dominant winds at 850 hPa (1450 m) blow northward along the coast and northeastward over the centre of the Iberian Peninsula (Fig. 3.2c). Given the direction of the winds along the coast, some charcoal may potentially travel from each basin to the nearest one to the north (from the Sado to the Tagus, the Tagus to the Mondego, the Mondego to the Douro

and, the Douro to the Minho). Inland, charcoal may be transported from the Guadalquivir to the Guadiana and, from the Guadiana to the Tagus hydrographic basin.

The Guadalquivir, Guadiana, Tagus, Sado and the eastern part of the Douro hydrographic basins are located in the pyroregion with sparse fires and low values of burnt area (Trigo et al., 2016). A few number of fires are located along the northern borders of those basins, suggesting that a limited transfer of charcoal may occur, 50 km from the fire source (Vachula et al., 2021). Also, given the relief, it is unlikely that a substantial amount of charcoal would be transported from the Tagus to the Douro. We cannot exclude some contributions from the Tagus to the Mondego, from the Mondego to the Douro and from the Douro to the Minho.

Based on the studies above and on the sediment input and transport of fine particles to the Iberian margin (sections 3.2.2 and 3.2.3), we grouped our marine microcharcoal samples in five zones depending on their preferential source areas on land (Fig. 3.3). Zone 1 includes 21 marine samples located between 44°N and 42°N and their preferential sediment source area associated to the Minho, Tambre, Ulla and Lima watersheds. Zone 2 comprises 12 samples located between the Porto and Aveiro canyons, the associated major Douro watershed and Ave, Vouga and Cávado minor watersheds. Zone 3 includes 11 samples located between 38.5°N and 38.2°N and the hydrographic watershed of the Mondego. We acknowledge that zones 1 and 2 may also be affected by sediments released by the Douro and the Mondego, respectively. Zone 4 groups 48 samples between the Nazaré and Sao-Vicente canyons, associated with the major watersheds of the Tagus and the Sado as well as the Mira and other small watersheds. Most of the fine particles in the whole southern half of the Iberian margin come mainly from the Tagus and Sado rivers, whose particles exported offshore propagate both to the north and the south carried out by ocean currents (Dessandier et al., 2016; Jouanneau et al., 1998). The Tagus, Sado, Mira, Guadiana and Guadalquivir basins belong to the same pyro-region (Fig. 3.2c) in which the fire regime is similar (Rodrigues et al., 2020). However, we separated watersheds from the rivers which flow into the Iberian margin (Tagus, Sado, Mira) from those which flow into the Gulf of Cádiz (Guadiana, Guadalquivir). Zone 5 includes therefore 8 samples located in the Gulf of Cádiz associated with the Guadiana and Guadalquivir main watersheds and other small watersheds located between 5.5°W and 9°W.

3.5.4 Explanatory variables, data sources, treatments and analyses

Climate data, temperature and precipitation were extracted from the CRU (Climatic Research Unit) database (Version: CRU CL v. 2.0, grid with spatial resolution: 10 minutes, period: 1961-1990) of New et al. (2002). The Net Primary Productivity (NPP) data come from the GFED4s (Global Fire Emissions Database that includes Small fires) (Version: GFED4s, grid with spatial resolution: 0.25 degree, period: 1997-2015 (Giglio et al., 2013)). Fire regime data were derived from the global database of fire patches (FRY_MCD64) from the MODIS sensors on board the Aqua and Terra satellites (Laurent et al., 2018), i.e. the burnt area in hectares (ha) and the Fire Radiative Power FRP (the energy emitted by fire measured in Watts) for each fire over the period 2001-2016 (Laurent et al., 2019). From this database, we calculated the fire return interval (FRI) by dividing the number of days in one year (using 365 days per year) by the number of fires per year for each zone.

The FRY database also contains the four main vegetation types according to the UNLCCS classification (United Nations Land Cover Classification System) called "burnt species" which burn each year. Based on the conversion carried out in the work of Poulter et al. (2015), the four main burnt species were grouped into four groups "Burnt Tree", "Burnt Shrub", "Burnt Grass" and "Burnt Non-vegetated", and into three categories "Burnt Open vegetation" dominated by grasses and shrubs, "Burnt Mixed vegetation" dominated by trees and shrubs, "Burnt Closed vegetation" dominated by trees (Table S3.2).

Climate, vegetation and fire data were averaged annually or seasonally (boreal winter season from December-February, DJF; spring from March-May, MAM; summer from June-August, JJA; autumn from September-November, SON) according to microcharcoal preferential source areas (section 3.4), using ArcGIS for Desktop software. We performed a principal component analysis (PCA) using the package FactoMineR (Lê et al., 2008) on the seasonal land climate and vegetation data (Temperature, Precipitation, Net Primary Productivity) to explore environmental patterns on land which could affect fire regimes and charcoal production. Initial exploration of climate data indicated that winter and summer temperature and precipitation differences between the north and the south of the Iberian Peninsula are clearly seen when using mean annual temperature (MAT) and mean annual precipitation (MAP) (MAP and MAT are significantly and positively correlated with seasonal values, Fig. S3.2 and S3.3). However, differences in the net primary productivity between the north and the south of the Iberian Peninsula are only evident when using winter and summer seasons, and muted using annual average NPP (Fig. S3.4). Annual climate data and seasonal NPP were then used to explore

relationships with microcharcoal concentrations. The distribution pattern of microcharcoal concentrations and elongation ratio values between zones were explored using boxplots. We used the Student's T-test for the averages and the Kruskal-Wallis test for the medians in order to explore the differences and similarities of microcharcoal concentrations and elongation values between zones (Fig. S3.7).

Cluster analysis (Fig. S3.9) was carried out on microcharcoal concentrations and water depths of samples (and elongation ratio values and water depths) using the single linkage (nearest neighbour) algorithm and stratigraphically constrained clustering (Past software, Hammer et al., 2000). Clusters are joined based on the smallest distance between the two groups and only adjacent rows, or groups of rows, are joined during the agglomerative clustering procedure. No additional information was obtained when considering the distance to the coast as it is significantly and positively correlated with the water depths of samples (Fig. S3.10).

3.6 Results

3.6.1 Microcharcoal concentrations and elongation

The concentrations of microcharcoal, CCnb (microcharcoal concentration by number of particles per gram) and CCsurf (microcharcoal concentration by total area of all microcharcoal in one sample per gram) (Table S3.3), are positively correlated ($r=0.92$, $P < 0.001$) (Fig. S3.5). Thus, CCnb can be used to describe the spatial distribution of microcharcoal concentrations. The CCnb is heterogeneous on the Iberian margin, with concentrations varying between 0 nb/g (4 samples) and 1.1×10^6 nb/g (Fig. 3.4a). However, the analysis of microcharcoal concentrations within the previously defined areas shows a marked latitudinal variation in their distribution (Fig. 3.4b). Zones 3 and 4 present the highest mean concentrations (3.3×10^5 nb/g and 3×10^5 nb/g, respectively), followed by zones 2 (1.8×10^5 nb/g), 5 (8.1×10^4 nb/g) and 1 (5.1×10^4 nb/g). Medians of microcharcoal concentration are overall higher in zones 3 and 4 compared to 1, 2 and 5 (Fig. 3.4b). The mean values of microcharcoal concentration are similar for zones 4 and 3, and for zones 1, 2 and 5, respectively (Student's T-test for the mean; p -value >0.05) (Fig S3.7). Medians of zones 3 and 4 are similar to zone 2 and are significantly different from zones 1 and 5 (Kruskal-Wallis test for the median; p -value <0.05).

The sediment density and sedimentation rates are not available to calculate influx for each core-top sample. We further explore whether the spatial distribution of microcharcoal concentration is time dependent for samples with an estimated age (Table S3.1). Zones 3 and 4 present a higher number of microcharcoal per gram per year compared to zones 1 and 5 (Fig. S3.6), similar to the spatial distribution of microcharcoal concentration per zones (Fig. 3.4b). We

suggest, therefore, that the spatial distribution of microcharcoal concentrations is not dependent on the sedimentation rate.

Microcharcoal up to 125 μm in length were observed. Mean microcharcoal elongation ratios vary between 1.43 and 2.96 (Fig. 3.4c). There are no differences between mean elongation values between zones (Fig. S3.7). However, the medians of zones 4 and 1 are significantly different (Fig. S3.7). In addition, although the mean elongation values of microcharcoal (Fig. 3.4c) are similar between zones (Fig. S3.7), the individual elongation ratio values present a high variability, between 1.07 and 10.33 (Fig. 3.4d). In particular, zones 3 and 4 present the highest number of very elongated particles (ratios between 3 and 10.33).

Results show that the mean microcharcoal concentration increases with decreasing latitudes off the westernmost Iberian margin, and more elongated microcharcoal particles are observed in zones 3 and 4. In addition, a high variability of microcharcoal concentrations is also observed within each zone (Fig. 3.4a).

The comparison between microcharcoal concentration in marine samples and the different datasets (climate, fire regime and vegetation data) could be biased as the periods of data do not overlap. However, Shafer et al. (2003) showed that spatial variations of climate were larger than temporal variations over the period 1961-2008. Therefore, this temporal mismatch should not influence the results of our comparison, and the relative differences between hydrographic basins in terms of climate, vegetation and fire regimes are likely to have been preserved over the past decades. The distribution of microcharcoal concentrations according to depth in the interface cores located within zone 1 (Fig. 3.3) is within the range of the modern spatial variability (Fig. S3.8). This suggests that mean environmental conditions on land and in the ocean over the past 100 years, corresponding to these past century biomass burning records, did not radically depart from conditions recorded by the instrumental period, therefore supporting our comparison of the different datasets.

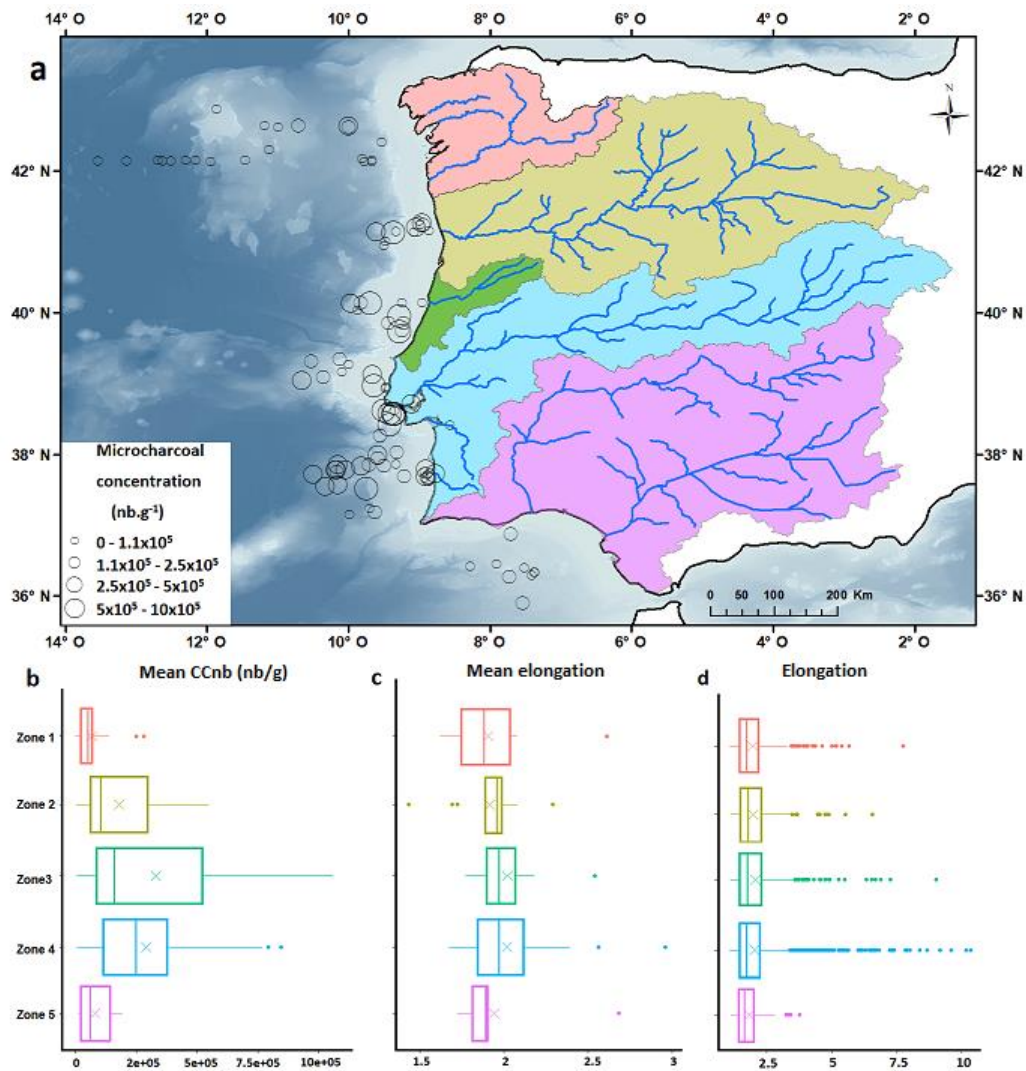


Fig. 3-4: Spatial distribution of microcharcoal concentrations. a) Microcharcoal concentrations in samples located in the Iberian margin and the Gulf of Cádiz; b) Boxplot of mean microcharcoal concentrations in each zone; c) Boxplot of mean elongation of microcharcoal in each zone; d) Boxplot of individual elongation value of microcharcoal in each zone.

3.7 Microcharcoal production in the western Iberian Peninsula and concentrations in marine surface sediments

3.7.1 Climate and net primary productivity (NPP)

The principal component analysis yielded two dimensions with eigenvalues of 44.3 % and 25.7 %, respectively (Fig. 3.5), 70 % of the variation therefore being explained by the first two eigenvalues. Zones 1 and 2 are projected on the positive PC1 axis, characterising a cold and humid climate with a high NPP in the summer and autumn, while zones 4 and 5 are on the negative PC1 axis, characterising a hot and dry climate with a high NPP in the winter and

spring. Zone 3 is less well characterised on the PC1 axis but seems more characterised on the PC2 axis with a wet and warm climate and high annual NPP values. The annual NPP spatial variability, which reflects major vegetation type distribution (Running et al., 2000), is high in the northern region dominated by the temperate forest and low in the southern part occupied by sclerophyllous trees and shrubs.

High microcharcoal concentrations in marine zones 3 and 4 are associated with terrestrial zones characterised by a warm and dry climate, with a low annual NPP but a high winter NPP; whereas low microcharcoal concentrations (zones 1 and 2) are characterised by a cool and wet climate, with a high annual and summer NPP. Although terrestrial zone 5 is characterised by a similar climate and NPP conditions as zone 4, its mean microcharcoal concentration is lower.

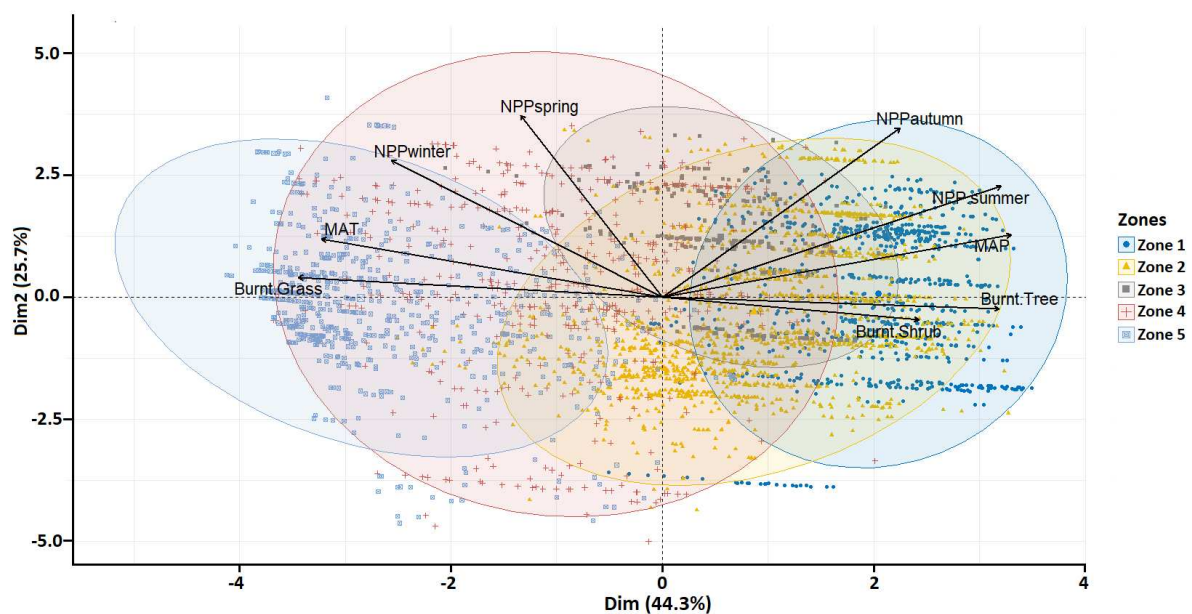


Fig. 3-5: Results of the PCA of fires and environmental data for each fire between 2001-2016 (Laurent et al., 2018). Burnt Grass, Burnt Shrub and Burnt Tree derived from the FRY database (Laurent et al., 2018). Net primary productivity for all seasons : NPP_winter, NPP_spring, NPP_summer, NPP_autumn, Mean Annual Temperature (MAT) and Mean Annual Precipitation (MAP) derived from the GEFD4s database (Giglio et al. 2013). Preferential source areas of microcharcoal: zone 1 (blue circle), zone 2 (yellow circle), zone 3 (grey circle), zone 4 (red circle), zone 5 (blue circle).

3.7.2 Fire regime

Low microcharcoal concentrations in zones 1 and 2 are associated with a high number of fires (812 and 1584 fires in total over the period 2001-2016, respectively) of small size (593 and 614 ha, respectively) and of low intensity (mean FRP: 66 W) with a short fire return interval (7 and 4 days, respectively) (Fig. 3.6). However, zone 2 presents a high burnt area ($9,72 \times 10^5$ ha) while zone 1 presents a low burnt area ($2,35 \times 10^5$ ha). Those fire types occur in cool and wet climate conditions with a high summer NPP (Fig. 3.5). In zone 5 a low microcharcoal concentration is associated on land with similar fire regimes characteristics, i.e. a moderate burnt area of 6.73×10^5 ha, a high number of fires (927 fires) of small size (726 ha in average) and of low intensity (mean FRP: 40 W) with a short fire return interval (6 days) (Fig. 3.6), whereas the climate is hot and dry and the NPP is high in winter (Fig. 3.5). High microcharcoal concentrations in zones 3 and 4 are associated with a lower number of fires (243 and 503, respectively) and larger fires (972 and 1485 ha, respectively) than in zones 1 and 2 (812 and 1584 fires, and 593 and 614 ha, respectively). However, zone 3 presents a very low burnt area (2.35×10^5 ha) while zone 4 presents a high burnt area (7.47×10^5 ha). In addition, fire intensity is higher (mean FRP: 89 W) and the fire return interval lower (24 and 12 days, respectively), in a hot and dry climate, the NPP being important all year round in zone 3 and only during winter in zone 4.

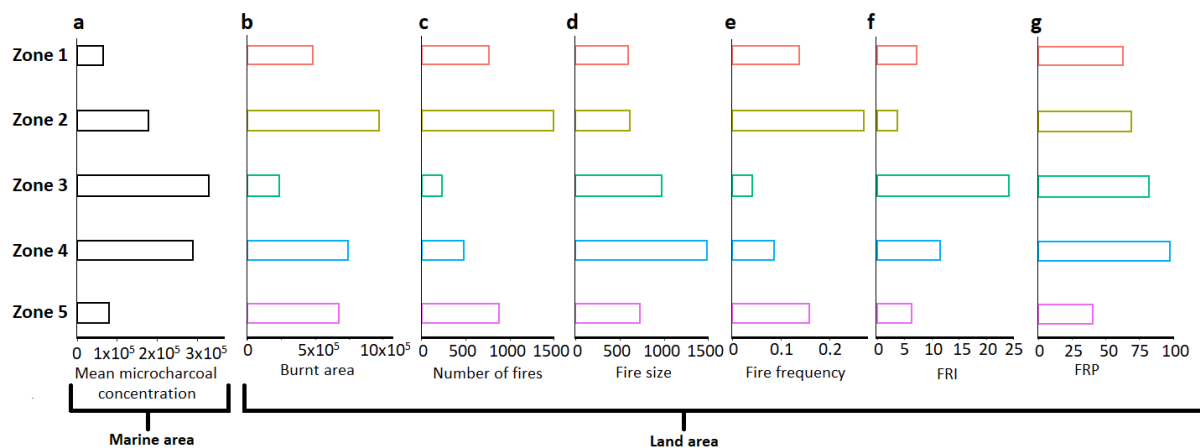


Fig. 3-6: Microcharcoal concentrations versus fire regimes on the Iberian Peninsula over the period 2001-2016 (FRY database), (Laurent et al., 2018) for each zone. a) mean microcharcoal concentration in marine zones (CCnb); b) to g) correspond to total burnt area (in ha), total number of fires, mean fire size (in ha), fire frequency, mean Fire Return Interval (FRI, in days), mean Fire Radiative Power (FRP, in Watts).

3.7.3 Burnt species

The low mean microcharcoal concentrations and low mean elongation ratios are associated with the burning of species corresponding to closed (42.3%) and mixed (39.4%) vegetation (in zone 1 (Fig. 3.7) and with the burning of open vegetation at 92.6%, with 76.4 % of it corresponding to managed grass in zone 5 (Table S3.2). The relatively low mean microcharcoal concentrations and high mean elongation ratio in zone 2 are associated with mixed (43.7%), open (32.8%) and closed (23.5%) vegetation. The high mean microcharcoal concentrations and high mean elongation ratios are associated with the burning of open (37%), mixed (37.5%) and closed (25.5%) vegetation in zone 3, and with the burning of open (67.6%), closed (17.1%) and mixed (15.3%) vegetation in zone 4 (Fig. 3.7).

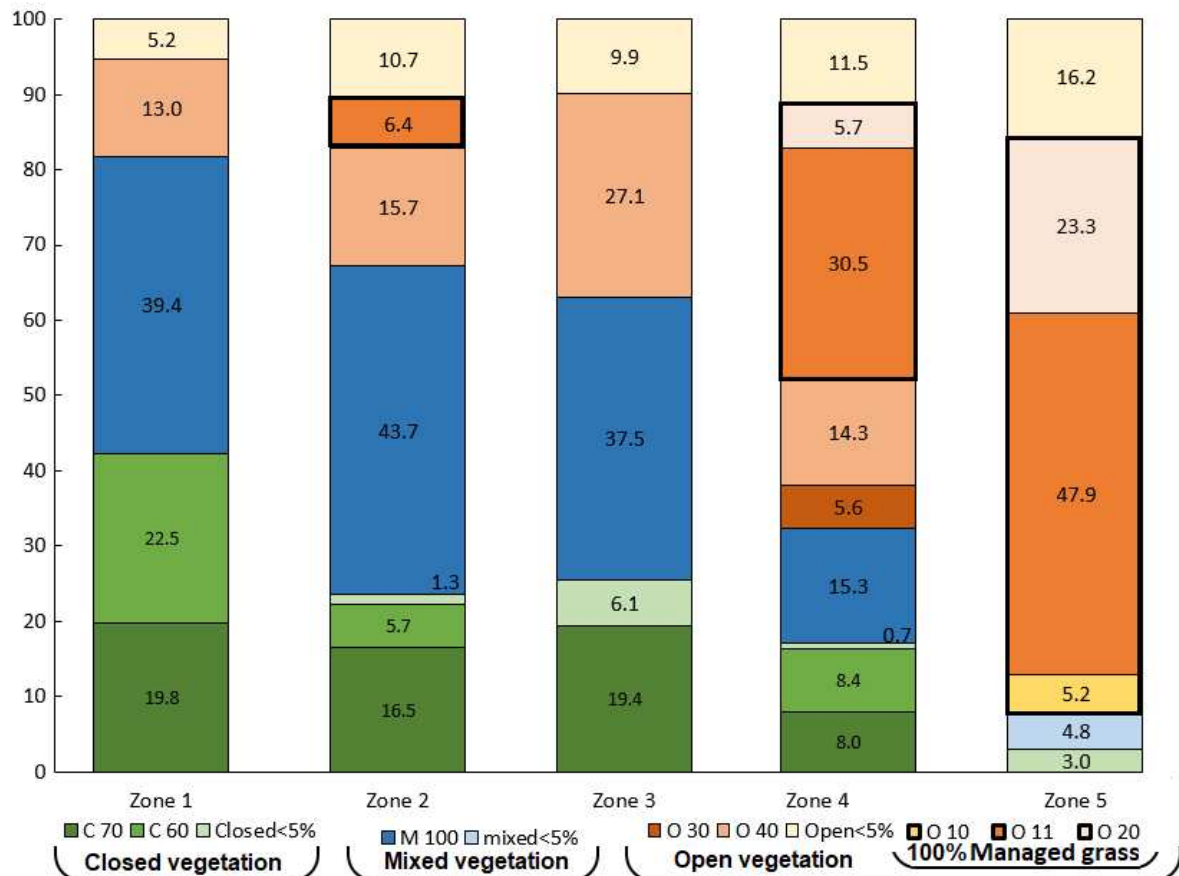


Fig. 3-7: Burnt species from the FRY database (Laurent et al., 2018) classified following the United Nations Land Cover Classification System (UNILCSS). Green colours correspond to closed vegetation: C60 (tree cover, broadleaf, deciduous, closed to open (>15 %)), C70 (tree cover, needleleaf, evergreen, closed to open (>15 %)), closed<5% (sum of burnt species percentages from the closed vegetation present <5%). Blue colours correspond to the mixed vegetation: M100 (mosaic tree and shrub (>50 %)/herbaceous cover (<50 %)), mixed<5%

(sum of burnt species percentages from the mixed vegetation present < 5%). Orange colours correspond to the open vegetation: O10 (cropland, rainfed), O11 (herbaceous cover), O20 (cropland, irrigated or post-flooding), O30 (mosaic cropland (>50 %) nat. veg. (tree, shrub, herb.) (<50 %)), O40 (mosaic nat. veg. (tree, shrub, herb.) (>50 %)/cropland (<50 %)), open <5% (sum of burnt species percentages present in the open vegetation <5%). Numbers in the rectangles correspond to percentages of the different burnt vegetation type.

3.8 Physical site-specific variables on land and in the ocean and relationships with the collection, transport and deposition of microcharcoal

3.8.1 Size of watershed, river discharges and suspended sediment loads

Low mean microcharcoal concentrations are observed off the coast of watersheds of small (Minho) and large (Douro, Guadiana and Guadalquivir) size rivers, of low (Guadiana and Guadalquivir) and high (Douro) river discharges, and of low (Minho) and high (Douro, Guadiana and Guadalquivir) suspended sediment loads (Table 3.1). High mean microcharcoal concentrations are observed off watersheds of small (Sado and Mondego) and large (Tagus) size rivers, of low (Mondego, Sado) and high (Tagus) river discharges, and of low (Sado, Mondego) and high (Tagus) suspended sediment loads.

3.8.2 Water depth, marine geomorphology and ocean currents

Low mean microcharcoal concentrations are observed off the coast of watersheds of small (Minho) and large (Douro, Guadiana and Guadalquivir) size rivers, of low (Guadiana and Guadalquivir) and high (Douro) river discharges, and of low (Minho) and high (Douro, Guadiana and Guadalquivir) suspended sediment loads (Table 3.1). High mean microcharcoal concentrations are observed off watersheds of small (Sado and Mondego) and large (Tagus) size rivers, of low (Mondego, Sado) and high (Tagus) river discharges, and of low (Sado, Mondego) and high (Tagus) suspended sediment loads.

3.8.3 Water depth, marine geomorphology and ocean currents

The hierarchical grouping (clustering) considering microcharcoal concentrations and water depth of samples highlights seven groups (Fig. 3.8a and Fig. S3.9a). Four groups (group 1 with 10 samples, group 2 with 9 samples, group 3 with 12 samples and group 4 with 10 samples) are located on the shelf between 0 and 506 mbsl (Fig. 3.8b). Group 5 (40 samples between 598 and - 2280 m bsl) and group 6 (11 samples between 2323 and 3162 m bsl) are located on the upper

and bottom of the slope, respectively. Group 7 (10 samples, between 3557 and 5357 m bsl) corresponds to the abyssal plain.

Mean microcharcoal concentration values of groups 1, 2 and 3 are significantly similar, and different from group 5 (Student T-test for the mean; p -value >0.05) (Fig. 3.8a, Fig. S3.12a). Mean microcharcoal concentrations of groups 5, 6 and 7 are different. Group 4 share common features with other groups. The clustering considering microcharcoal elongation values and water depths of samples highlight six groups with similar means and medians (Figs. S3.11 and S3.12).

As a general pattern, the mean microcharcoal concentrations decrease from the shelf (groups 1 to 4) to the upper slope (group 5), increase from the upper slope to the bottom of the slope (group 6) and decrease again from the slope to the abyssal plain (group 7). The increase of mean microcharcoal concentrations along the slope is observed. 20 samples located between the Setubal and the Sao-Vicente canyons on a gentle and regular continental slope are spatially well distributed from the upper to the bottom of the slope at different water depths ranging from 506 to 3731 m bsl (Fig. 3.8b, black polygon, groups 5 and 6). This zone presents a sufficient number of samples to explore the influence of water depth on microcharcoal concentrations within a specific depositional area. Mean microcharcoal concentrations and water depths (negative values) are negatively correlated ($r = -0.63$, $P < 0.01$, Fig. 3.8c).

3.9 Discussion

3.9.1 Microcharcoal in marine sediments as a tracer of fire regimes

The results presented above suggest that differences between groups of mean microcharcoal concentrations depend on large-scale environmental variations on the adjacent landmasses (at a sub-continental scale) which affect the production of charcoal (Fig. 3.1). Mean microcharcoal concentrations in the marine realm can be either high or low depending upon the watershed size, the river discharge and the suspended sediment load. The study of Marlon et al. (2006) indicated that charcoal influx in lake sediments increases with watershed size due to a higher burnable area. In contrast, our results suggest that physical site-specific variables on land, i.e. the watershed size, river discharge and suspended sediment load do not impact the capture and transport of microcharcoal within the watershed and microcharcoal input to the ocean. In addition, studies on North Pacific marine sediments showed that the distribution pattern of charcoal concentrations was similar to the distribution pattern of charcoal accumulation, suggesting that the distribution pattern of charcoal concentration is not an artefact produced by varying degrees of sediment dilution (Herring, 1985; Smith et al., 1973).

Our study, in contrast to previous studies of microcharcoal in terrestrial (Duffin et al., 2008; Tinner et al., 1998) and marine areas (Mensing et al., 1999), indicates an opposite relationship between microcharcoal concentration and the number of fires and no relation with the burnt areas. This finding in our marine sediments is consistent with the study of Whitlock and Larsen (2002), which suggests that temporal increases in microcharcoal abundances in lakes reflect a change in fire regime, rather than a strict change in the number of fires or area burned, when fires suddenly affect previously high biomass fire-free areas instead of low biomass fire-prone areas. High values of fire size, FRI and FRP in zones 3 and 4 are associated with high mean microcharcoal concentrations in the marine domain, while low values of these parameters in zones 1, 2 and 5 are associated with low mean microcharcoal concentrations (Fig. 3.6). Our results are in line with other studies suggesting that increases in microcharcoal concentration could be related with large fires of high intensity (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Lynch et al., 2004). High-intensity fires consume more vegetation and thicker elements than leaves, such as twigs and branches (Higuera et al., 2005), producing more charcoals than low-intensity fires (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Lynch et al., 2004). High fuel amount has also been suggested to explain high charcoal concentration in North American lakes and in marine surface sediments off the Pacific coast (Marlon et al., 2006; Smith et al., 1973). We hypothesise, therefore, that large infrequent fires of high intensity during dry summers produced the observed high amount of microscopic charcoal in zones 3 and 4.

Experimental analyses of length-to-width ratio of charcoal produced by the burning of "grass", "tree" and "shrub" species from North America, the United Kingdom and Arctic tundra showed that charcoal from "grass" has a greater elongation ratio than charcoal derived from "tree" and "shrub" (Umbanhowar and McGrath, 1998; Crawford and Belcher, 2014; Pereboom et al., 2020). Different elongation ratios are reported for grass and tree charcoal by these studies. For wood, a mean elongation ratio is about 2.13 ± 0.13 in muffle furnace or 2.23 ± 0.1 in open burn according to Umbanhowar and McGrath (1998) and about 1.97 according to Crawford and Belcher (2014). For grass, Crawford and Belcher (2014) observed a ratio of about 3.7, smaller than the ones observed by Umbanhowar and McGrath (1998) (3.62 ± 0.15 in muffle furnace and 4.83 ± 0.27 in open burn), whereas Pereboom et al. (2020) reported a mean ratio of about 6.77. Our mean elongation ratios (between 1.43 and 2.96; Fig. 3.4c) in marine sediment samples are smaller compared to the ones from the experimental analyses. Smaller ratios may be linked to a higher breakage of charcoal particles due to the long transport by rivers.

However, boxplots of individual elongation values of microcharcoal show that zone 4 in particular presents a large amount of very elongated particles (outliers with an elongation ratio

between 3 and 10) (Fig. 3.4d). Those values are close to the values obtained from experimental grass charcoal. In addition, Umbanhowar and McGrath (1998) reported that the elongation ratio is lower for particles trapped by a 125 μm versus a 250 μm sieve. Therefore, it is possible that our microcharcoal particles below 125 μm in length present globally smaller elongation ratios. It is also likely that our samples consist of microcharcoal produced by different types of burnt vegetation and different species. Using relative changes in the mean elongation ratio therefore seems more relevant than using a threshold ratio to discriminate grass versus tree burnt-type vegetation between the different zones (Crawford and Belcher, 2014).

We suggest, therefore, that high microcharcoal concentrations in zones 3 and 4, marked by a large amount of elongated particles, reflect large and high intensity fires of low frequency spreading in open evergreen sclerophyllous Mediterranean forests (Fig. 3.1a), with an understorey composed of grasses. The low mean microcharcoal concentrations with a weak quantity of elongated particles in zones 1 and 5 would reflect small and low intensity fires of high frequency, spreading either in closed deciduous Atlantic forest for zone 1 (Fig. 3.1a, Fig. 3.7) or in open vegetation dominated by managed grass for zone 5 (Fig. 3.7). Although zones 2 and 3 present a similar proportion of burnt vegetation type, zone 2 is marked by a lower mean microcharcoal concentration and a weaker quantity of elongated particles compared to zones 3 and 4. This finding is in accordance with small and low intensity fires of high frequency (Fig. 3.6) occurring in the closed deciduous Atlantic forest (Fig. 3.1a). Mean microcharcoal concentrations and morphologies in marine sediments from the Iberian margin are then primarily controlled by the burnt vegetation type.

We suggest that the burning of open and mixed vegetation in zones 3 and 4 dominated by sclerophyllous vegetation produces more microcharcoal particles than the burning of closed vegetation in the northwestern Iberian Peninsula dominated by temperate trees. This is in agreement with the findings of Adolf et al. (2018) whose study showed higher microcharcoal accumulation in Mediterranean lake sediments than in lakes from temperate and boreal biome regions.

Our results suggest therefore high production of microcharcoal during the burning of open and mixed vegetation by intense fires under dry climate conditions (zones 3 and 4). However, similar climate conditions in zone 5 are associated with frequent and small low intensity fires that occur in vegetation dominated by managed grasses. The low microcharcoal concentration is likely to be associated with the burning of this single type of vegetation, mostly post-harvest residues, as residence times of fire and fire intensities in grassland ecosystems are typically low (Johansen et al., 2001). Low microcharcoal concentration is also observed under wet climate

conditions associated with small fires of low intensity in closed and mixed vegetation, limiting the amount of charcoal production (zones 1 and 2).

Based on 102 samples, our study further shows that microcharcoal concentration slightly decreases from the shelf to the upper slope (Fig. 3.8), then increases from the upper to the bottom slope, and decreases again in the abyssal plain. The distribution of microcharcoal particles in the ocean floor is independent of their shape (Fig. S3.11 and S3.12b), suggesting an homogeneous oceanic transport and deposition. The high variances within groups 1 to 4 reveal the large heterogeneity in the distribution of microcharcoal concentrations on the continental shelf (0-506 m bsl). This great heterogeneity may be due, as for the deposition of fine particles, to a high hydrodynamic environment with the action of the IPC and ICC ocean currents (Frouin et al., 1990; Villacieros-Robineau et al., 2019) and to the reworking of sediments during storms (Oliveira, 2002; van Weering et al., 2002). Naughton et al. (2007) observed a decreasing trend in pollen concentration from the shelf to the slope along the Iberian margin based on 10 surface samples. Our results suggest that microcharcoal transport in the marine realm is similar to that of pollen up to the upper slope. The increase of microcharcoal concentration along the slope is likely to be related to ocean sedimentation processes. The waves and hydrology effects on the shelf and on the upper slope during downwelling seasons (winter) lead to the remobilisation of fine particles inside bottom nepheloid layers, which accumulate in higher quantities in the middle and lower slopes in the northern part of the Iberian Peninsula (Dias et al., 2002; van Weering et al., 2002). In the south (in particular at the mouth of the Tagus) the remobilisation of fine particles inside bottom nepheloid layers during winter leads to the transport of sediments to the deep sea through canyons (Jouanneau et al., 1998).

The extremely low microcharcoal concentration in the abyssal plain (Group 7, between 3557 m and 3731 m bsl) (Fig. 3.8a) may be linked to a reduced transport and input of particles at locations far from the coast or to the settling/trapping of microcharcoal particles in sediments on the shelf and slope. This result is consistent with the one from Herring (1985) in the North Pacific, showing higher charcoal concentrations near land masses compared to open ocean sites at comparable latitudes, tentatively explained by river inputs and/or turbidite redeposition from shelf sediments. It is worth noting that microcharcoal concentration values from samples from the Gulf of Cádiz located at similar depths as the MOW are within the variability of group 5, suggesting that the MOW does not influence the deposition of microcharcoal in the Gulf of Cádiz.

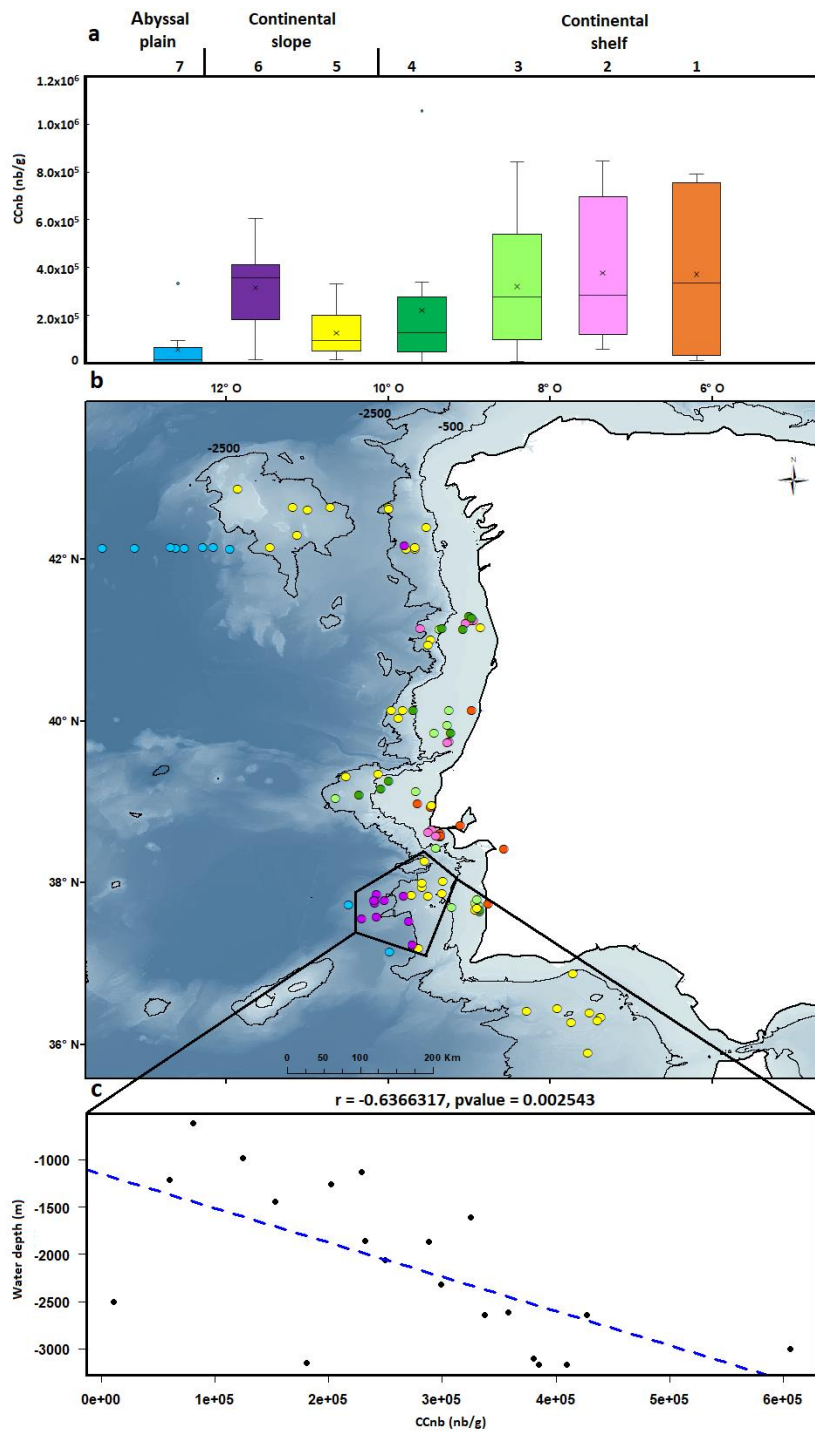


Fig. 3-8: Relationships between microcharcoal concentration and water depth. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal concentration in seven groups defined by clustering analysis: samples located on the continental shelf (orange, pink, light green and dark green boxplots); samples located on the continental slope (yellow and purple boxplots); samples located in the abyssal plain (blue boxplot). b) Location of clusters. c) Scatter plot of microcharcoal concentrations and water depths for samples located in black polygon (Fig. 8b) and associated correlation coefficient.

3.10 Changes in southwestern Iberia biomass burning during the Holocene

We used our present-day spatial relationships between microcharcoal concentration and environmental factors to infer changes in southwestern Iberia biomass burning during the Holocene from the microcharcoal record of core MD95-2042 located on the Portuguese margin off Lisbon (Daniau et al. 2007). Previous interpretation of this paleofire record suggested that low biomass burning associated with elongated particles during the cold phases of the last glacial period, Greenland Stadials (GS) and Heinrich Stadials (HS), were driven by a limited fuel grass environment, i.e. semi-desert vegetation composed of *Artemisia*, *Chenopodiaceae* and *Ephedra* (Daniau et al., 2007). During Greenland Interstadials (GI), the expansion of Mediterranean forests and heathlands (*Ericaceae*) increased fuel availability, leading to the increase in biomass burning (Daniau et al., 2007).

A long-term increase in microcharcoal concentrations (or influx) has been observed over the last 16,000 years (Fig. 3.9h). It is punctuated by a sharp trough between 12.9 and 11.8 kyr corresponding to the Younger Dryas (YD) and relatively low values between 10 and 8 kyr, both periods characterised by a high elongation ratio (Fig. 3.9g) (Daniau et al., 2007). From these data we infer the progressive increase of biomass burning during the deglaciation and the interglacial interrupted by two periods of burning decrease during the cold and dry YD and the warm and wet climatic optimum in the Iberian Peninsula (Chabaud et al., 2014; Gomes et al., 2020).

At present, the burning of open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation in the Tagus and Sado watersheds produces higher microcharcoal concentration values (higher biomass burning) than in the closed Atlantic forests (Minho watershed) or in the mixed Atlantic and Mediterranean vegetation (Douro watershed) regions. Relatively high elongated particles are produced during the burning of open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation (Tagus and Sado watersheds), of mixed Atlantic and Mediterranean vegetation (Douro watershed) and of open vegetation (Guadalquivir and Guadiana watersheds). Low elongation ratio characterised the Atlantic bioclimatic region dominated by deciduous forests and shrublands (*Ericaceae*) (Minho and Douro watersheds).

The sharp decrease of biomass burning, associated with elongated particles during the YD, and the relatively weak biomass burning between 10 and 8 kyr, suggest frequent small fires of low intensity occurring in open vegetation or in mixed Atlantic and evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetations. The increase in microcharcoal concentrations during the past 8 kyr could have been driven by infrequent large fires of high intensity spreading into open evergreen

sclerophyllous Mediterranean vegetation. However, the relatively low values of the elongation ratio suggest the burning of Atlantic vegetation and shrublands.

The comparison with pollen-based vegetation changes detected in the same core (Chabaud et al., 2014) confirms that the sharp decrease in biomass burning, associated with elongated particles during the YD, is associated with the expansion of semi-desert vegetation (Fig. 3.9f). The YD is characterised by cold and dry climate conditions in the area (Chabaud et al., 2014), potentially reducing fire hazards due to fire weather (less heat waves) or reducing fuel build-up associated with a fuel-limited environment of semi-desert vegetation (Gauquelin et al., 1998). Between 10 and 8 kyr, the relatively low biomass burning is associated with low percentages of open ground taxa (Fig. 3.9d) and with the development of evergreen sclerophyllous Mediterranean and temperate forests (Chabaud et al., 2014), a relatively closed Mediterranean forest rich in deciduous trees that are not fire-prone species (Fig. 3.9b and 3.9c). The new increase of biomass burning since 8 ka is associated with the expansion of open vegetation, mainly marked by the rise of Ericaceae-dominated shrublands (Fig. 3.9e) and open ground taxa and by the reduction of forest elements, i.e. a decrease in Mediterranean, temperate and conifer trees and shrubs (Fig. 3.9a), corresponding to the development of a maquis. Intense fires in Ericaceae shrublands produce high charcoal concentrations (Blackford, 2000). Ericaceae burning would also explain the relatively low values of the elongation ratio during this period, as observed in the Atlantic bioclimatic region at present. Our interpretation of biomass burning increase since 8 ka is in accordance with present-day plant and fire ecology. The opening of forests under disturbance, including fires, led to the expansion of shrubland/maquis communities including Ericaceae (Baudena et al., 2020; Le Houerou, 1973; Morales-Molino et al., 2020; Naughton et al., 2007).

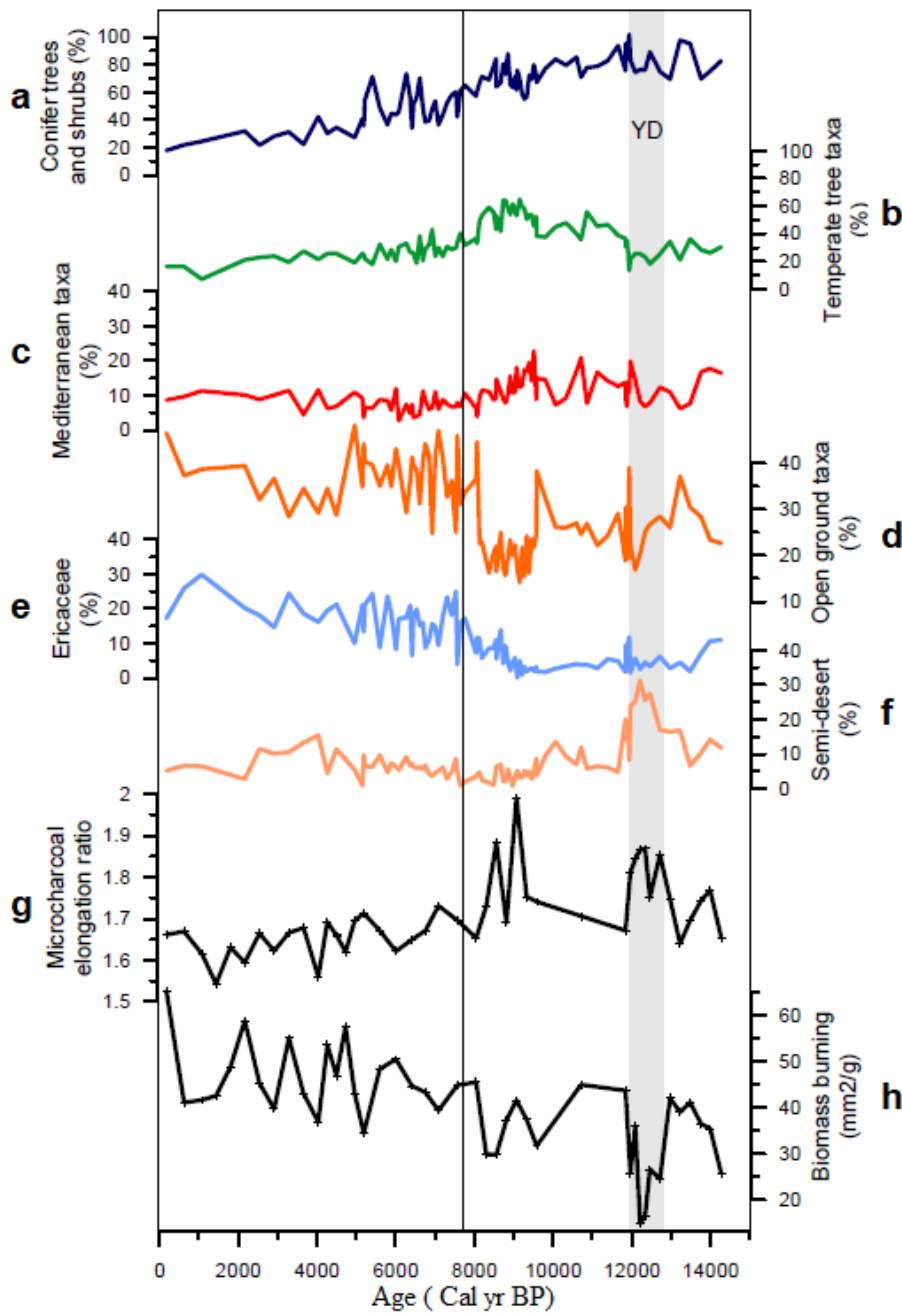


Fig. 3-9: Comparison between vegetation (a) to (f) and biomass burning (g) changes during the Holocene in the southwestern Iberian Peninsula recorded in the deep-sea core MD95-2042. Pollen percentages of (a) conifer trees and shrubs, (b) Temperate tree taxa, (c) Mediterranean taxa, (d) Open ground taxa, (e) Ericaceae, (f) Semi-desert (Chabaud et al., 2014), (g) Microcharcoal elongation ratio, (h) Microcharcoal concentrations (mm^2/g) (Daniau et al., 2007).

3.11 Conclusion

Microscopic charcoal particles (between 10 and 125 micrometres-length) were analysed in 102 marine core-top sediment samples collected on the Iberian margin and the Gulf of Cádiz. Microcharcoal concentrations and morphologies (elongation) were quantified and compared to present-day satellite remote sensing fire patch information, climate and vegetation data, and physical site-specific variables on land and in the ocean, in order to better understand how microcharcoal concentrations represent fire regimes on land. Results show an increasing trend of microcharcoal concentrations from the north to the south of the Iberian margin, independent of the spatial pattern in the number of fires and the burnt areas. The spatial distribution of microcharcoal concentrations and morphologies may reflect patterns of fire size, fire radiative power, burnt vegetation type, climate, and NPP on land. We infer that increases of microcharcoal concentrations with a large amount of elongated particles are associated with rare and large summer fires of high intensity, fuelled during previous winters, spreading into open (shrub) vegetation under a hot and dry climate. Our results suggest that fires in open Mediterranean woodlands in the south of the Iberian Peninsula produce more microcharcoal than fires spreading in closed temperate forests in the north. No relationship was observed between the spatial distribution of concentrations and the physical site-specific variables on land (size of watershed, river discharges and suspended sediment loads). In the ocean, microcharcoal concentrations are highly variable on the continental shelf, increase along the slope and are low in the abyssal plain. The application of these results in the interpretation of a Holocene paleofire record from the Iberian margin, confirmed by the pollen-based vegetation record obtained from the same sample set, suggests that small and recurrent fires of low intensity were spreading in closed vegetation between 10-8 ka. In addition, large and rare fires of high intensity developed since 8 ka, contemporaneous with the degradation of the Mediterranean forest and the expansion of open (*Ericaceae*-dominated shrubland) vegetation.

Acknowledgements

This work was supported by the French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) programme LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement) CAMPFIRE project; by the ANR BRAISE project, grant ANR-19-CE01-0001-01 of the French Agence Nationale de la Recherche; and by the ESA FIRECCI project. M. Genet is supported by a doctoral fellowship from the University of Bordeaux. We gratefully acknowledge I. Billy, O. Ther and L. Devaux for their technical help, and M. Rasolonjatovonirina for the initial burnt species data

compilation. We thank EPOC and LSCE laboratories for giving us access to their repositories of marine sediments. We thank IFREMER for access to sediment cores curated at CREAM (Centre de Ressources en Echantillons et Archives Marins) seabed sediment and rock samples repository. Particular thanks go to the staff from Unité de Recherche Géosciences Marines and from SISMER (French National Oceanographic Data Centre).

The authors are grateful to the chief scientists, coring and logistic teams of the CADISAR 1, CADISAR 2, FAEGAS 4, FORAMPROX-1, CEPAG, IMAGES V LEG5, JC089, OMEX 2, PACEMAKER, PALEO, PECH7, MD134-PICABIA, MD123-GEOSCIENCES 1, MD140-PRIVILEGE, MD141-ALIENOR 1, MD101-IMAGES 1 and NORESTLANTE 3 leg 1 oceanographic cruises.

We thank Richard Vachula and two anonymous reviewers for their valuable comments.

3.12 Supplementary Information

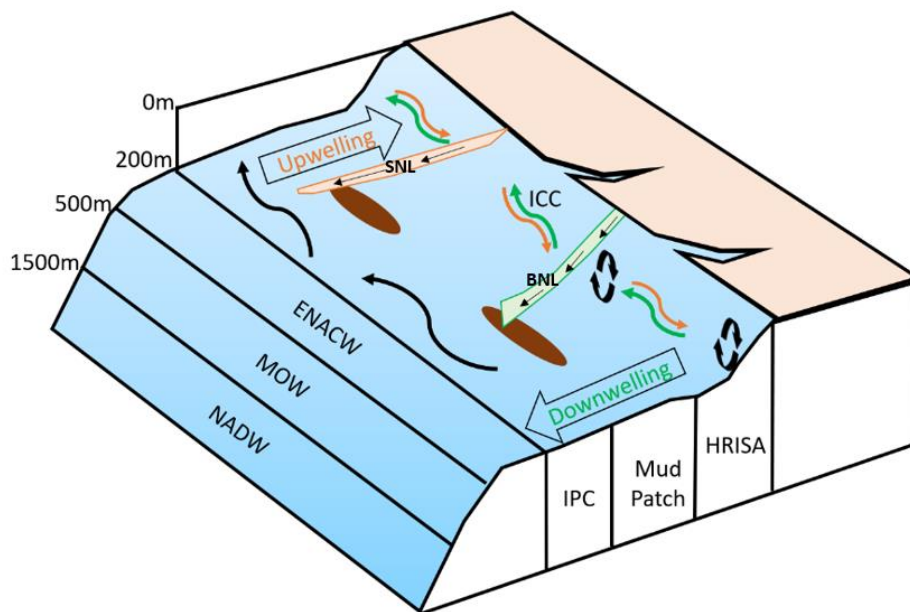


Fig.S 3-1 : West to east scheme of the different water masses from the western Iberian margin (adapted from Villaceros-Robineau et al. (2019)). The surface circulation is dominated by the Iberian Poleward Current (IPP) (black arrow) and by the Eastern Atlantic Central Water (ENACW). The intermediate circulation is dominated by the Mediterranean Outflow Water (MOW). The deep circulation is dominated by the North Atlantic Deep Water (NADW). Close to the coastline, the regional circulation is influenced by season. During the upwelling period (summer), the Inshore Coastal Current (ICC) flows southward (orange arrows) and the Surface

Nepheloid Layer (SNL) is well developed (orange area). During the downwelling period (winter), the ICC flows northward (green arrows) promoting a well developed Bottom Nepheloid Layer (BNL) (green area) due to the remobilisation of sediment (black round arrows) in the High Resuspension Inner Shelf Area (HRISA). Mud Patch: brown area

Tab.S 3-1 See Annexe 1A: Location, geographic and dating information of the 102 marine surface sediment samples analysed in this study.

| LCCS class code | LCCS class | Landscape cover | Managed Grass percentages |
|-----------------|--|-----------------|---------------------------|
| 60 | Tree cover, broadleaved, deciduous, closed to open (>15%) | Closed | 0 |
| 70 | Tree cover, needleleaved, evergreen, closed to open (>15%) | Closed | 0 |
| 90 | Tree cover, mixed leaf type (broadleaved and needleleaved) | Closed | 0 |
| 100 | Mosaic tree and shrub (>50%) / herbaceous cover (<50%) | Mixed | 0 |
| 10 | Cropland, rainfed | Open | 100 |
| 11 | Herbaceous cover | Open | 100 |
| 12 | Tree or shrub cover | Open | 50 |
| 20 | Cropland, irrigated or post-flooding | Open | 100 |
| 30 | Mosaic cropland (>50%) / natural vegetation (tree, shrub, herbaceous cover) (<50%) | Open | 60 |
| 40 | Mosaic natural vegetation (tree, shrub, herbaceous cover) (>50%) / cropland (<50%) | Open | 40 |
| 110 | Mosaic herbaceous cover (>50%) / tree and shrub (<50%) | Open | 0 |
| 120 | Shrubland | Open | 0 |
| 122 | Deciduous shrubland | Open | 0 |
| 130 | Grassland | Open | 0 |
| 150 | Sparse vegetation (tree, shrub, herbaceous cover) (<15%) | Open | 0 |
| 153 | Sparse herbaceous cover (<15%) | Open | 0 |
| 180 | Shrub or herbaceous cover, flooded, fresh/saline/brakish water | Open | 0 |

Tab.S 3-2 Land cover classification system. The first column corresponds to codes, the second column to LCCS class, the third column corresponds to the conversion into closed vegetation (composed mainly by trees), mixed vegetation (composed of trees, shrubs and grasses) and open vegetation (composed of non-arboreal vegetation). The fourth column corresponds to the conversion of LCCS class into managed grass class of the UNLCCS according to Poulter et al. (2015) in percentages.

Tab.S 3-3 See Annexe 1B: Charcoal concentration and elongation values for the 102 samples analysed in this study.

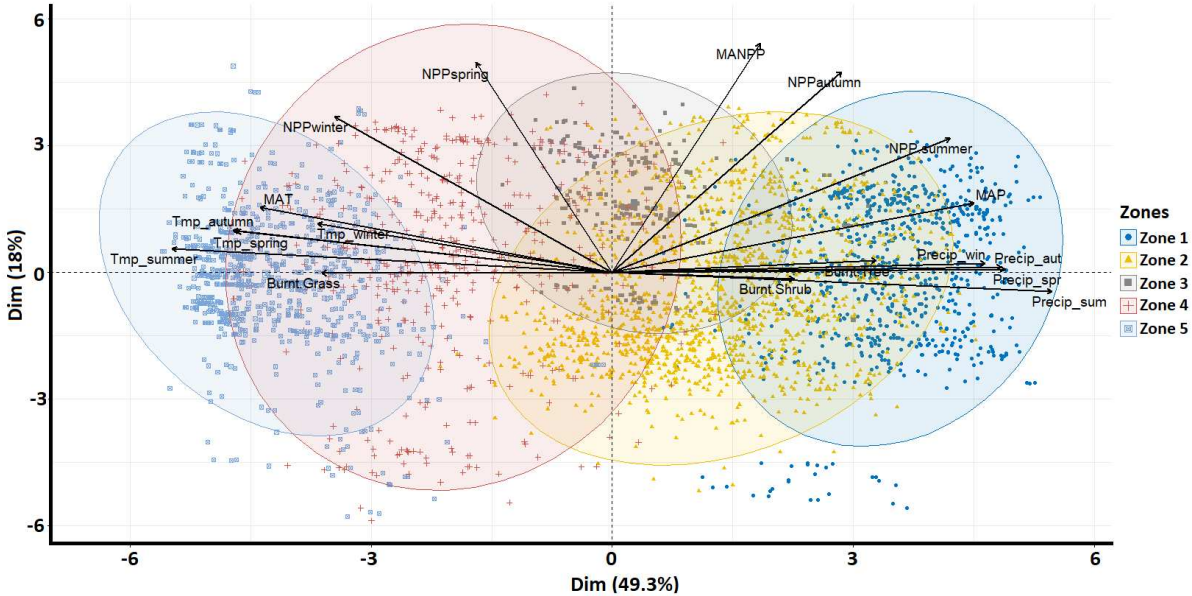


Fig.S 3-2: Results of the PCA of the full environmental dataset for each fire location (burnt grass, burnt shrub and burnt tree derived from the FRY database (Laurent et al., 2018). The net primary productivity for all seasons: NPP_winter, NPP_spring, NPP_summer, NPP_autumn. and Mean Annual NPP (MANPP). Temperature in summer (Temp_summer), in spring (Temp_spring), in autumn and Mean Annual Temperature (MAT). Precipitation in summer (Precip_summer), in spring (Precip_spring), in autumn (Precip_autumn), in winter (Precip_winter) and Mean Annual Precipitation (MAP) derived from the GFED4s database (Version: GFED4s, raster with spatial resolution: 0,25 degree, period: 1997-2015; (Giglio et al., 2013)). Preferential source areas of microcharcoal: zone 1 (blue circle), zone 2 (yellow circle), zone 3 (grey circle), zone 4 (red circle), zone 5 (blue circle).

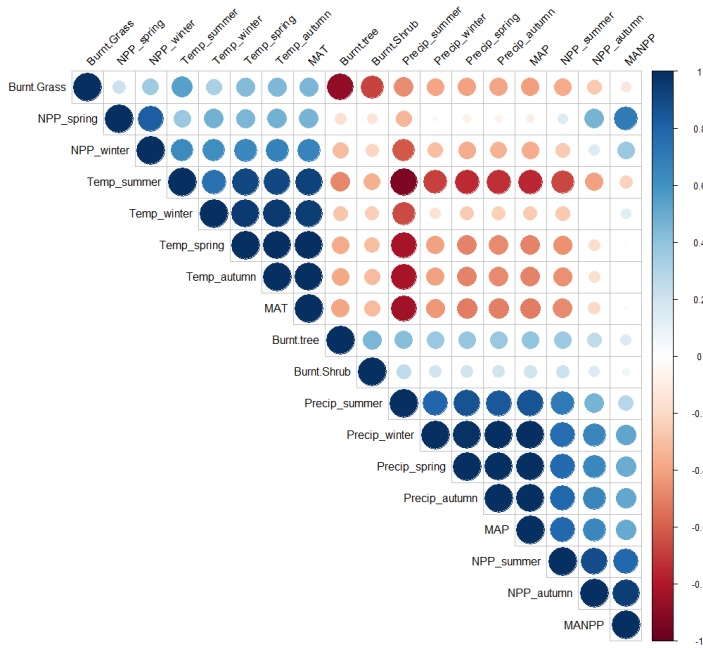


Fig.S 3-3: Correlation matrix of the variables (seasonal and mean annual temperature and precipitation; NPP (net primary productivity); burnt trees, shrubs and grasses). Positive correlation in blue and negative correlation in red and their associated r-pearson correlation number.

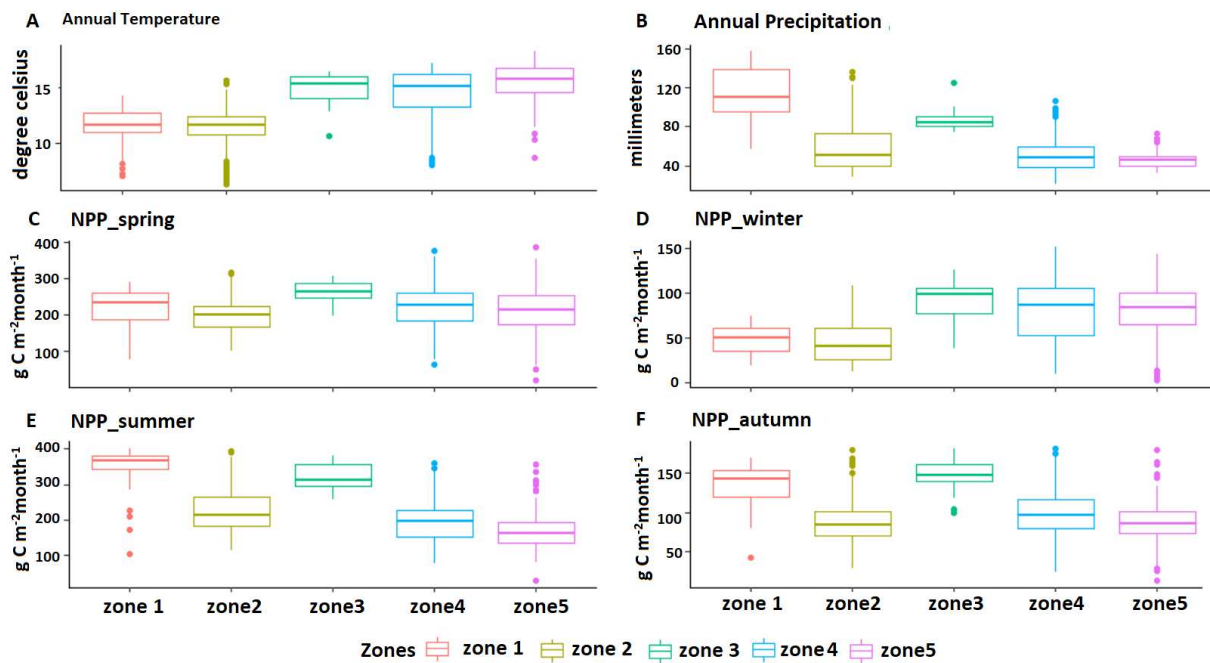


Fig.S 3-4: Boxplots representing the distribution of climate and NPP in the five zones from the north (left) to the south (right). (a) Annual temperatures in degree celsius, (b) Annual precipitation in millimeters, (c) to (f) NPP in spring, winter, summer and autumn in g.C.m⁻² month⁻¹.

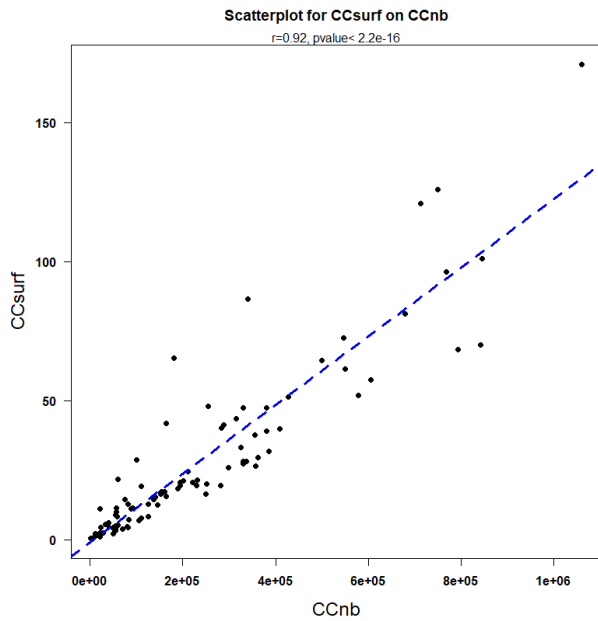


Fig.S 3-5: Scatter plot of microcharcoal concentration as the number of particles per gram of dry bulk sediment (CCnb in nb/g) versus the total surface area of microcharcoal (CCsurf in mm^2/g) for the 102 studied samples.

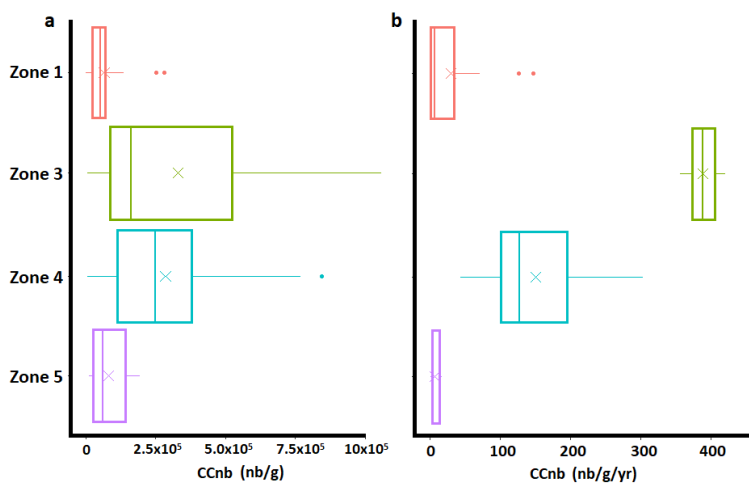


Fig.S 3-6: Boxplots representing the distribution of mean microcharcoal concentration in zones 1, 3, 4 and 5. No boxplot was produced for zone 2 because no information regarding dates was available for samples in this zone. a : the CCnb in $nb.g^{-1}$ and b: the CCnb divided by the estimated age of the samples $nb.g^{-1}.yr^{-1}$ (each individual CCnb was divided by the estimated sample age, before producing the boxplot).

| | | Zone 1 | Zone 2 | Zone 3 | Zone 4 | Zone 5 | |
|-----------------------------|---------|--------|-----------|----------|---------|-----------|----------|
| Microcharcoal concentration | Average | Zone 1 | | -2.1455 | -2.3641 | -6.2114 | -0.52045 |
| | | Zone 2 | 0.05058 | | -1.256 | -1.8934 | 1.7808 |
| | | Zone 3 | 0.03864 | 0.2298 | | 0.35231 | 2.2092 |
| | | Zone 4 | 3.985e-08 | 0.07203 | 0.7309 | | 5.3026 |
| | | Zone 5 | 0.6096 | 0.0948 | 0.04958 | 3.921e-06 | |
| | Median | Zone 1 | | 6.101 | 5.858 | 21.7 | 0.701 |
| | | Zone 2 | 0.01343 | | 0.5455 | 2.666 | 1.46 |
| | | Zone 3 | 0.01541 | 0.4602 | | 0.2016 | 1.975 |
| | | Zone 4 | 3.177e-06 | 0.1025 | 0.6535 | | 8.975 |
| | | Zone 5 | 0.4019 | 0.227 | 0.1599 | 0.002737 | |
| Microcharcoal elongation | Average | Zone 1 | | -0.10662 | -1.3531 | -1.6905 | -0.3199 |
| | | Zone 2 | 0.9159 | | -1.194 | -1.4495 | -0.23267 |
| | | Zone 3 | 0.189 | 0.2456 | | 0.048978 | 0.0.6964 |
| | | Zone 4 | 0.1021 | 0.1645 | 0.9615 | | 0.75393 |
| | | Zone 5 | 0.7538 | 0.8193 | 0.4973 | 0.4682 | |
| | Median | Zone 1 | | 0.2824 | 2.868 | 4.214 | 0.07262 |
| | | Zone 2 | 0.595 | | 0.4583 | 0.7903 | 1.729 |
| | | Zone 3 | 0.09024 | 0.4977 | | 0.01104 | 3.188 |
| | | Zone 4 | 0.04002 | 0.3738 | 0.9163 | | 3.141 |
| | | Zone 5 | 0.7871 | 0.1876 | 0.073 | 0.07633 | |

Fig.S 3-7: Test of the significance for the microcharcoal concentration and elongation for the five zones considering average (student t-test) and the median (Kruskall-Wallis test) (light grey) and their associated p-values (dark grey). Two zones are different if $p < 0.05$ and similar if $p > 0.05$

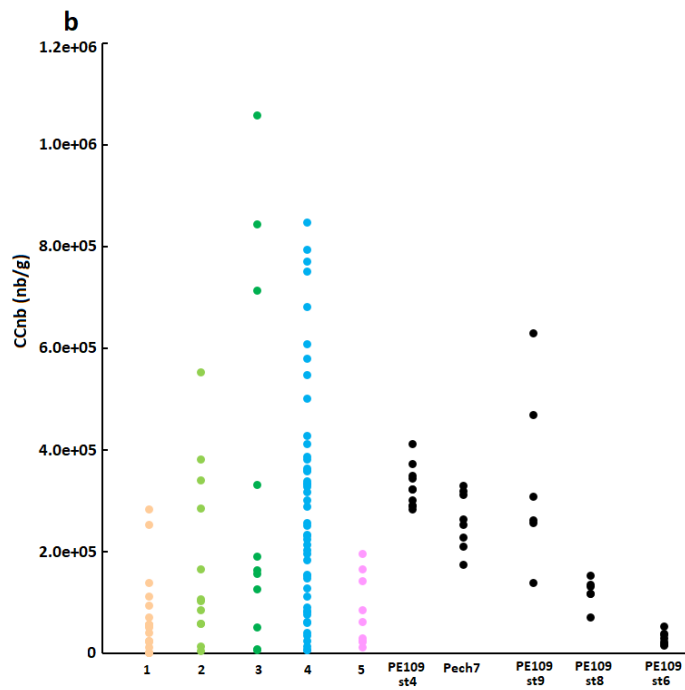
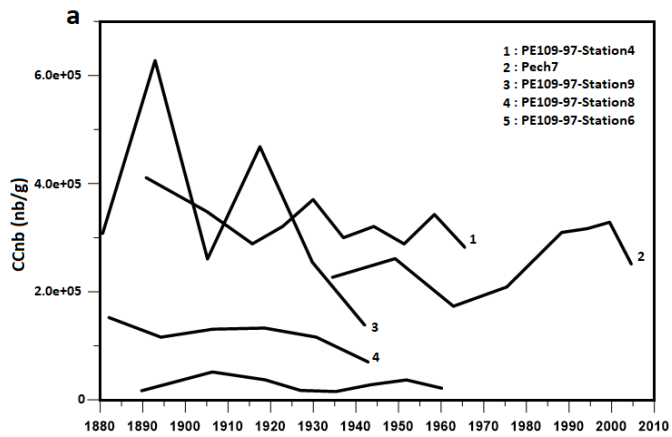


Fig.S 3-8: Microcharcoal concentrations in the interface cores located in the Galician margin. b: Comparison of microcharcoal concentration values (CCnb, nb.g⁻¹) in the interface cores located in the Galician margin with microcharcoal concentration values from marine sediment surface samples of the Iberian margin and the Gulf of Cadiz.

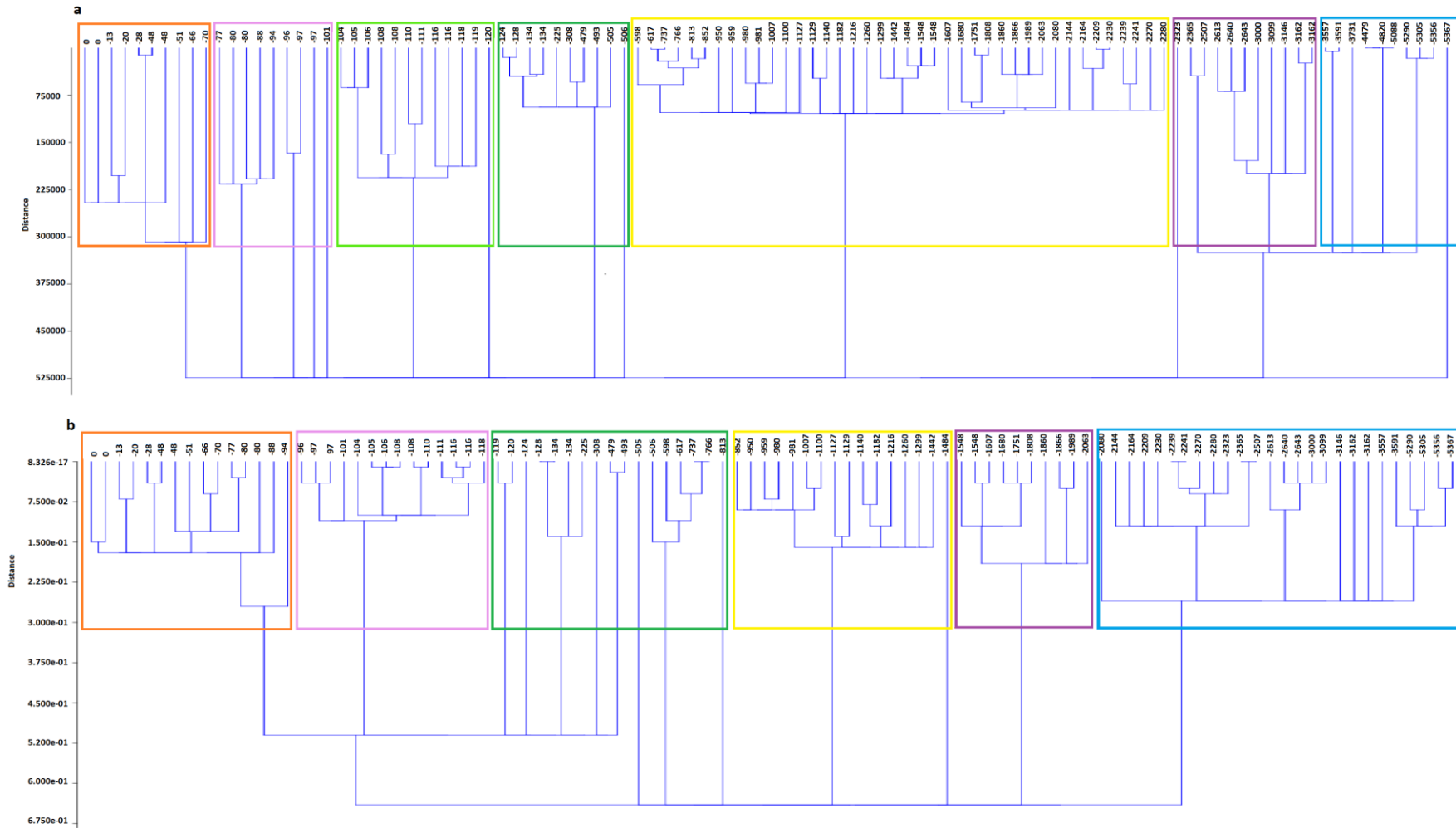


Fig.S 3-9: Results of the single linkage (nearest neighbour) algorithm and stratigraphically constrained clustering carried out on (a) microcharcoal concentration and water depth of samples (b) microcharcoal elongation and water depths of samples. Colours correspond to groups defined from the analysis.

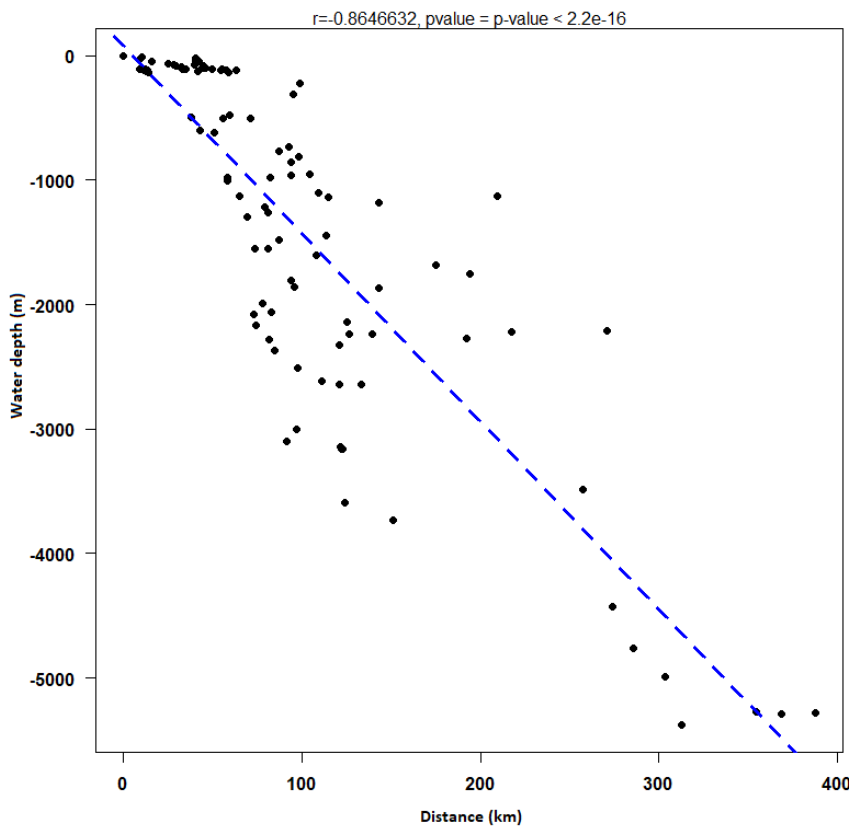


Fig.S 3-10: Scatter plot of water depths of samples and distance from the river mouth of samples and associated correlation coefficient.

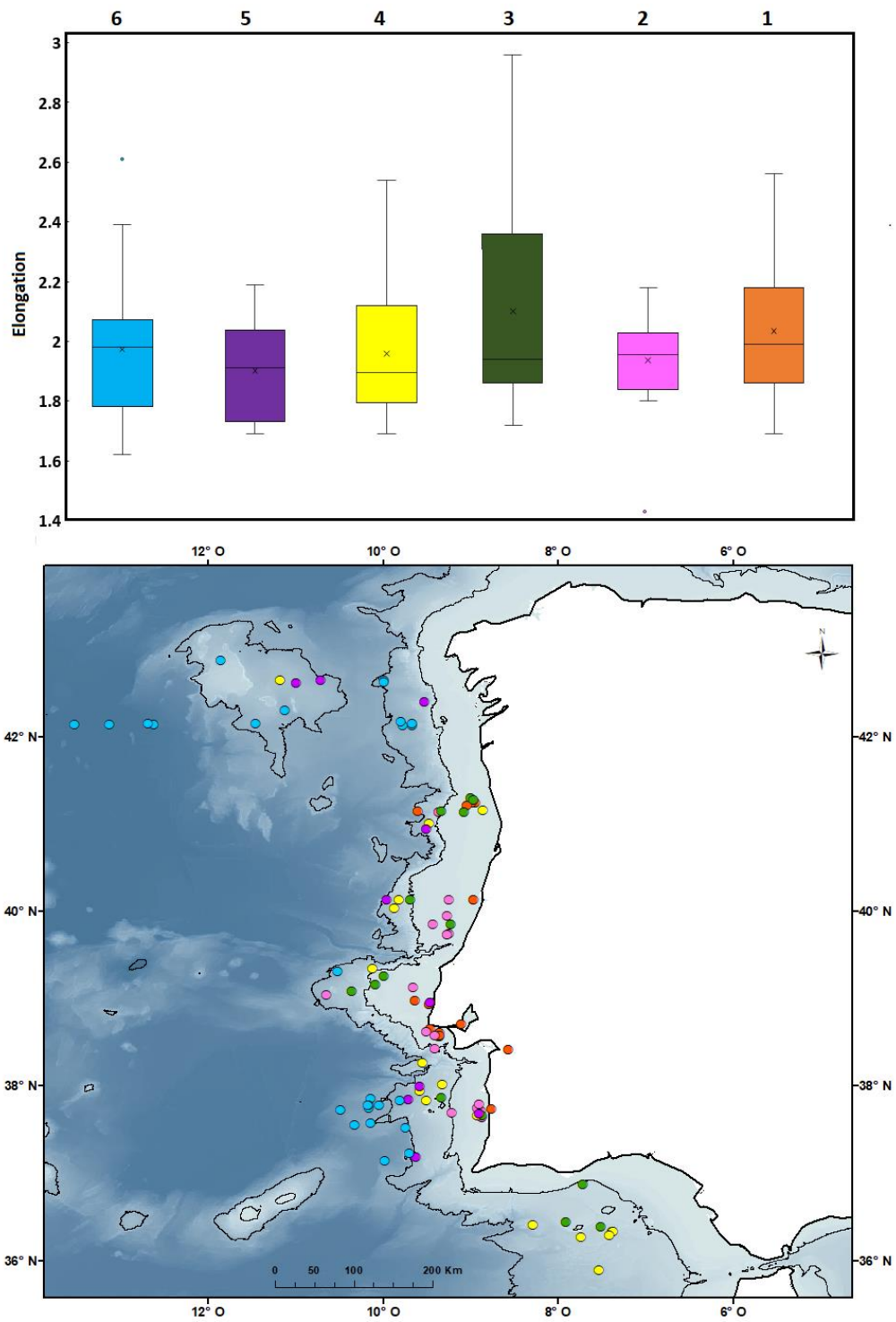


Fig.S 3-11: Relationships between microcharcoal elongation and water depths. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal elongation in six groups defined by clustering analysis. b) Location of samples according to clusters groups

a

| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|---|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|-----------------|--------|
| Average | 1 | | 0.043091 | 0.39835 | 1.06 | 2.3692 | 0.49183 | 2.9326 |
| | 2 | 0.9661 | | 0.45763 | 1.1231 | 2.5149 | 0.56093 | 3.0883 |
| | 3 | 0.6954 | 0.6535 | | 0.81907 | 2.6103 | 0.06998 | 3.3098 |
| | 4 | 0.3032 | 0.277 | 0.4239 | | 0.93799 | -0.84675 | 1.5693 |
| | 5 | 0.04086 | 0.03486 | 0.02286 | 0.3717 | | -3.5083 | 1.9589 |
| | 6 | 0.6308 | 0.585 | 0.9449 | 0.4117 | 0.004449 | | 4.2455 |
| | 7 | 0.01393 | 0.0119 | 0.004774 | 0.1452 | 0.07153 | 0.00058 | |
| Median | 1 | | 0.06 | 0.004348 | 1.12 | 3.135 | 0.004959 | 7 |
| | 2 | 0.8065 | | 0.1818 | 2.667 | 7.142 | 0.02309 | 9.627 |
| | 3 | 0.9474 | 0.6698 | | 1.917 | 6.512 | 0.06061 | 9.401 |
| | 4 | 0.2899 | 0.1025 | 0.1661 | | 0.1506 | 3.352 | 5.143 |
| | 5 | 0.07661 | 0.007527 | 0.01071 | 0.698 | | 10.43 | 7.779 |
| | 6 | 0.9439 | 0.8792 | 0.8055 | 0.06712 | 0.001241 | | 10.49 |
| | 7 | 0.007913 | 0.001831 | 0.021 | 0.02282 | 0.005271 | 0.001155 | |

b

| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---------|---|--------|---------|----------|---------|-----------|-----------|
| Average | 1 | | 0.98707 | 0.34059 | 0.95792 | 0.84147 | 0.88155 |
| | 2 | 0.3355 | | -0.24288 | 0.23206 | -0.010884 | -0.030934 |
| | 3 | 0.7365 | 0.8112 | | 0.34725 | 0.222 | 0.23557 |
| | 4 | 0.346 | 0.8187 | 0.7316 | | -0.20679 | -0.25429 |
| | 5 | 0.4066 | 0.9914 | 0.8265 | 0.8374 | | -1.0465 |
| | 6 | 0.3843 | 0.9755 | 0.8159 | 0.8007 | 0.3055 | |
| Median | 1 | | 0.4516 | 1.254 | 1.502 | 2.08 | 0.7738 |
| | 2 | 0.5014 | | 0.9379 | 0.9237 | 1.736 | 0.1048 |
| | 3 | 0.2624 | 0.332 | | 0.05625 | 0.541 | 0.06612 |
| | 4 | 0.2203 | 0.3363 | 0.8123 | | 0.2507 | 0.04293 |
| | 5 | 0.1489 | 0.1873 | 0.541 | 0.6164 | | 0.6037 |
| | 6 | 0.3789 | 0.746 | 0.797 | 0.8358 | 0.437 | |

Fig.S 3-12: Relationships between microcharcoal elongation and water depths. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal elongation in six groups defined by clustering analysis. b) Location of samples according to clusters groups

Chapitre 4 : Paléo-enregistrement des incendies dans le sud-est de la France au cours de l'Holocène

Résumé du chapitre

La région méditerranéenne est un point chaud de l'activité des incendies, en particulier le sud-est de la France. Cependant si l'activité des feux à l'actuel est largement étudiée dans cette zone aucun enregistrement du régime de feu dans le passé n'est disponible. Le chapitre suivant présente le premier enregistrement du régime de feu dans le sud-est de la France au cours de l'Holocène (Holocène moyen et supérieur). Nous avons comparé l'enregistrement des microcharbons dans une carotte sédimentaire marine prélevée à l'embouchure du Rhône avec des enregistrement climatiques et polliniques. En utilisant les régimes de temps favorables aux grands incendies actuellement dans le sud-est de la France nous avons interprété les augmentations de concentration en microcharbons comme des augmentations de biomasse brûlée générée par des conditions climatiques particulières. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis en 2022 à *The Holocene* ou *Quaternary Research*.

Changes in biomass burning in the French Mediterranean region over the past 8500 years

Marion Genet¹, Anne-Laure Daniiau¹, Maria-Angela Bassetti², Bassem Jalali³, Marie-Alexandrine Sicre⁴, Julien Azuara⁵, Serge Berné²

1. Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, Unité Mixte de Recherche (UMR) 5805, CNRS, Université de Bordeaux, 33615 Pessac, France.

2. CEFREM UMR5110 CNRS, Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan, France

3. Key Laboratory of Marine Ecosystem Dynamics, SOA & SIO, MNR, Hangzhou 310012, P. R. China

4. LOCEAN Laboratory, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, Paris,

France5. MNHN, Museum National d'Histoire Naturelle, UMR CNRS 7194, 75013 Paris, France

Abstract

The microcharcoal analysis in the marine sediment core RHS-KS55, located in the Gulf of Lions, provides new insights for documenting and understanding the variability of Mediterranean fires in southeastern France from the middle to late Holocene. The record of biomass burning presents a periodicity of 500 and 1100 years over the past 8500 years. Most of the peaks coincide with cold and dry periods of several century duration reflecting enhanced burning of open evergreen sclerophyllous Mediterranean forests. Among the 15 peaks of biomass burning, 7 are associated with negative North Atlantic Oscillation (NAO) phase, 8 with cold events, and 13 with low solar activity. We suggest that cold and wet conditions during negative NAO led to the accumulation of biomass while dry and cold winds during negative East Atlantic (EA) phase favored fuel flammability resulting in peaks in biomass burning. Today, large fires in southeastern France occur during negative NAO or during the Atlantic Ridge weather regime, the latter being similar to the EA (Ruffault et al., 2017). The frequency of heat-induced fire-weather favoring the largest wildfires observed in recent years in the Mediterranean region is projected to increase under global warming (Ruffault et al., 2020). Our study suggests also that the French Mediterranean region might be affected by large wind-driven fires developing in the event of negative NAO and EA modes. The similarity between biomass burning variability in southeastern France and that of Europe supports a large-scale climatic control of fires during the Holocene.

Keywords : Microcharcoal; Marine sediments; Fire; Holocene; Mediterranean region; solar activity; NAO index; EA pattern

4.1 Introduction

Fire constitutes the most important terrestrial disturbance on Earth (Bond et al., 2005). Major economic cost is associated with wildfire management, fire damage losses and human health issues due to fire emissions (Bowman et al., 2009; Hall, 2014; Lohman et al., 2007; Robinne et al., 2018; Sanchez, 2007). This cost is anticipated to increase, in particular across the Mediterranean region, a hotspot of fire activity (San-miguel-ayanz et al., 2018), where the frequency and extent of large wildfires are projected to increase under future climate scenarios (Mouillot et al., 2002; Ruffault et al., 2020). However, uncertainties remain in these projections as they are based on fire-weather-types while the impact of climate change on vegetation is not considered (Batllori et al., 2013; Ruffault et al., 2020). Process-based models including vegetation-fire interaction exist and show that effects of vegetation productivity on fire are underestimated (Forkel et al., 2019). Documenting fire variability under climate conditions that are different from today is crucial to provide insight into fire dynamics under a range of climate conditions comparable to that projected for the next centuries (Hantson et al., 2016). Long charcoal records from lake and marine environments allow us to capture local to regional-scale biomass burning over a large range of natural climate variability (Beaufort et al., 2003; Colombaroli et al., 2007; Daniau et al., 2007; Florescu et al., 2019; Hennebelle et al., 2020; Mensing et al., 1999; Thevenon et al., 2004; Vanni re et al., 2008). Paleofire studies highlighted the strong link between climate and fire at multi-centennial to multi-millennial timescales suggesting increases in fire activity under global warming as long as biomass is sufficient to support fires (Marlon, 2020). Synthesis of several hundred paleofire records, mostly from the northern hemisphere, showed an increase in global biomass burning since the last glacial maximum (Power et al., 2010). They also evidenced that temperature might be the dominant driver of this long-term increase while fire peaks at intermediate moisture levels (Daniau et al., 2012). Marlon et al. (2016) found a pervasive influence of climate on fire activity across multiple spatial and temporal scales during the Holocene, without ruling out the role of human activities at local scales and during some time intervals. In the northwestern Mediterranean region, between 40 and 45°N (corresponding to the mesomediterranean region), climate and vegetation cover appear to drive the long-term increase in frequency and magnitude of Holocene fire activity (see synthesis in Vanni re et al. (2011). Biomass burning increased between 6400-5170 cal BP (Colombaroli et al., 2009) and at about 6200 cal BP (Vanni re et al., 2008) in the northwestern Italy, between 8100-5300 cal BP in Sardinia (Beffa et al., 2016), and between 7000-5500 cal BP (Leunda et al., 2020) and 8500-5500 cal BP (Rius et al., 2012)

in Central Pyrenees. Fire activity was enhanced globally in the mesomediterranean region during the Middle Holocene (Vanni re et al., 2011), between approximately 8000 and 5000 cal. BP (Calvo et al., 2002; Renssen et al., 2009) when hot climate and closed mesophyllous forest vegetation dominate the area. In addition, high fire activity during the Middle Holocene might have been also dependent on the development of fire prone vegetation within a closed vegetation as suggested by the high correlation between fire activities and mixed maquis represented by *Erica* communities in Sardinia (Beffa et al., 2016). A return to period of low fire activity is observed between 5500 and 4200 cal BP in the northwestern Mediterranean region (Beffa et al., 2016; Leunda et al., 2020; Vanni re et al., 2011) probably related with the onset of the Neoglacial in the Northern Hemisphere (Magny et al., 2006). The end of this interval is marked by a Bond event at about 4.2 ky BP, associated with a weakening of the subpolar gyre and with cold and dry climate in the northwestern Mediterranean region (Jalali et al., 2017; Sicre et al., 2021). A possible influence of human activities on fires were also suggested in several regions of the Mediterranean area, as for example from 5000 years cal BP onward in Corsica (Lestienne et al., 2020), and from 5000 years cal BP (Noti et al., 2009) or after 4000 years cal BP (Vanni re et al., 2008) in Italy. However, the similarities between charcoal records across the western Mediterranean region (Italy, Spain) (Vanni re et al., 2011) suggest a prevailing climate-pacing of Mediterranean fires over anthropogenic causes.

The recent synthesis of Florescu et al. (2019) showed that a periodicity similar to the one of the Bond events in the North Atlantic (Bond et al., 2001) was observed in some high resolution charcoal records from Romania, Czech Republic, Latvia and Sweden. This fire dynamic was attributed to reduced solar activity period (Florescu et al., 2019). In the eastern Mediterranean region, the detection of 1500-year periodicity in a biomass burning record from Turkey was also linked to cold events of the Bond cycle (Turner et al., 2008). In this fuel-limited region, enhanced biomass burning was driven by wet conditions increasing fuel (Turner et al., 2008). The charcoal records in the northwestern Mediterranean region were also marked by short punctual decreases of fire activity at about 8200, 6600, 5900 cal BP (Vanni re et al., 2011) and 2800/2700 cal BP (Beffa et al., 2016; Vanni re et al., 2011) coinciding with cold events in the Mediterranean region. However, this latter study compiles 11 available records of biomass burning in Spain and Italy at this time, and none from the French Mediterranean region. Nevertheless, southeastern France is strongly subjected to fires due to the dominance of fire-prone Mediterranean vegetation (Keeley et al., 2011). This region is particularly marked by large summer fire occurrences (> 120 ha) primarily driven by two regional synoptic patterns leading to dry surface winds blowing over the region (Ruffault et al., 2017). The first synoptic

pattern is similar to the negative NAO mode (Ruffault et al., 2017), characterized by high sea level pressure on Northern North Atlantic and two low sea level pressures over Scandinavia and in the central North Atlantic (Hurrell, 2008; Hurrell et al., 2003; Raymond et al., 2018). This pattern leads to cold and dry anomalies in southeastern France with slightly stronger winds driving large fires (Ruffault et al., 2017), while the Mediterranean region is globally characterised by wet conditions with moderate winds blowing from the Atlantic Ocean at this time (Hurrell et al., 2003).

The second synoptic pattern favouring large fires is the “Atlantic Ridge” characterized by a strong anticyclonic anomaly over the eastern Atlantic associated to low pressure anomaly centred in the North Sea and stretching toward the Mediterranean Sea (Ruffault et al., 2017). This weather type produces cold anomalies and fast winds over southeastern France. It bears some resemblance to the East Atlantic (EA) pattern (Hurrell, 2008) characterized by an anticyclonic ridge over eastern Atlantic and a cyclonic anomaly stretched from the North Sea to central/Eastern Europe and Mediterranean basin (Hurrell, 2008; Josey et al., 2011; Raymond et al., 2018). In the Mediterranean basin, the EA in its negative state pattern leads to northeasterly flow of cold and dry air coming from boreal latitudes (Josey et al., 2011).

This study aims at reconstructing for the first time the regional biomass burning variability in southeastern France over the past 8500 years obtained from microscopic counting of charcoal (>10 microns in length) preserved in a marine sedimentary core located in the Gulf of Lions. We compare our paleofire reconstruction with Holocene records of changes in vegetation, fire, atmospheric circulation and solar activity to shed light on fire drivers at centennial to millennial scales.

4.2 Environmental context

4.2.1 Present day vegetation fires and climate in the French Mediterranean region

The French Mediterranean region features three types of landscapes which depend on the elevation (Fig. 4.1) within which the climate, vegetation and fire regime differ (Curt et al., 2016). Fires in southeastern France are restricted mainly to coastal Mediterranean areas, whereas few of them occur in mountains (Pyrenees, Southern Massif Central and Southern Alps) (Ruffault et al., 2017).

At high elevation, mountain areas (1000-2000m, i.e. Alps and Pyrenees) are characterized by cold annual temperature (<11.5°C) and high annual precipitation (> 1150 mm yr⁻¹) (Fig. 4.1). The vegetation is dominated by mountain forests of low flammability (*Pinus sylvestris* L., *Pinus*

nigra Arn., *Fagus sylvatica* L. and *Abies alba* Mill), coniferous species (*Pinus cembra*, *Pinus uncinata* and *Larix decidua*), broadleaved taxa (*Betula pubescens*, *Populus tremula*) and Ericaceae (Ali et al., 2005), limiting fire activity.

The middle elevation area (400-1000m; Fig. 4.1) is characterized by intermediate annual air temperature (11.5-13°C) and moderate rainfall (700-1150 mm.yr⁻¹). The vegetation is dominated by deciduous Mediterranean forests of intermediate flammability (*Quercus faginea*, *Q. infectoria*, *Q. cerris*, *Q. ithaburensis*, *Quercus pubescens*, *Q. fraineto* and *Q. trojana*) (Jalut et al., 2009).

At low elevation (0-400m) (Fig. 4.1), the climate is characterized by high annual air temperatures (> 13°C) and low mean rainfall (< 700 mm.yr⁻¹) conducive to fire activity (Curt et al., 2016). The vegetation is dominated by sclerophyllous and evergreen trees and shrubs (*Quercus ilex*, *Quercus suber*, *Ceratonia siliqua*), cultural vegetation (*Pistacia lentiscus* and *Olea europaea*), Gymnosperms (*Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*, *Pinus pinea*), Cupressaceae (Juniperus and Tetraclinis) (Jalut et al., 2009), and flammable shrubs (Maquis and garrigues: *Quercus coccifera* L., *Ulex parviflorus* Pourr, *Cistus* spp. et *Erica arborea* L) (Curt et al., 2016). Fires in southeastern France occur during the summer months (June-August) under heat wave-driven or under wind-driven modes (Ruffault et al., 2017). In particular, the largest fires (>120 ha) are observed during two specific weather types, the negative NAO mode and the Atlantic ridge which is similar to the negative EA mode (Josey et al., 2011). Both these fire weather types enhance cold and dry winds over the southeastern France and the Gulf of Lions (Jiang et al., 2003; Sicre et al., 2016; Ruffault et al., 2017). The southeastern France is particularly exposed to the cold and dry south-eastward winds, the Tramontane (between the Pyrenees and the Massif Central) and the southward Mistral winds (between the Massif Central and the Alps) related to the large scale atmospheric circulation of the North Atlantic (Jiang et al., 2003; Monaco et al., 2009).

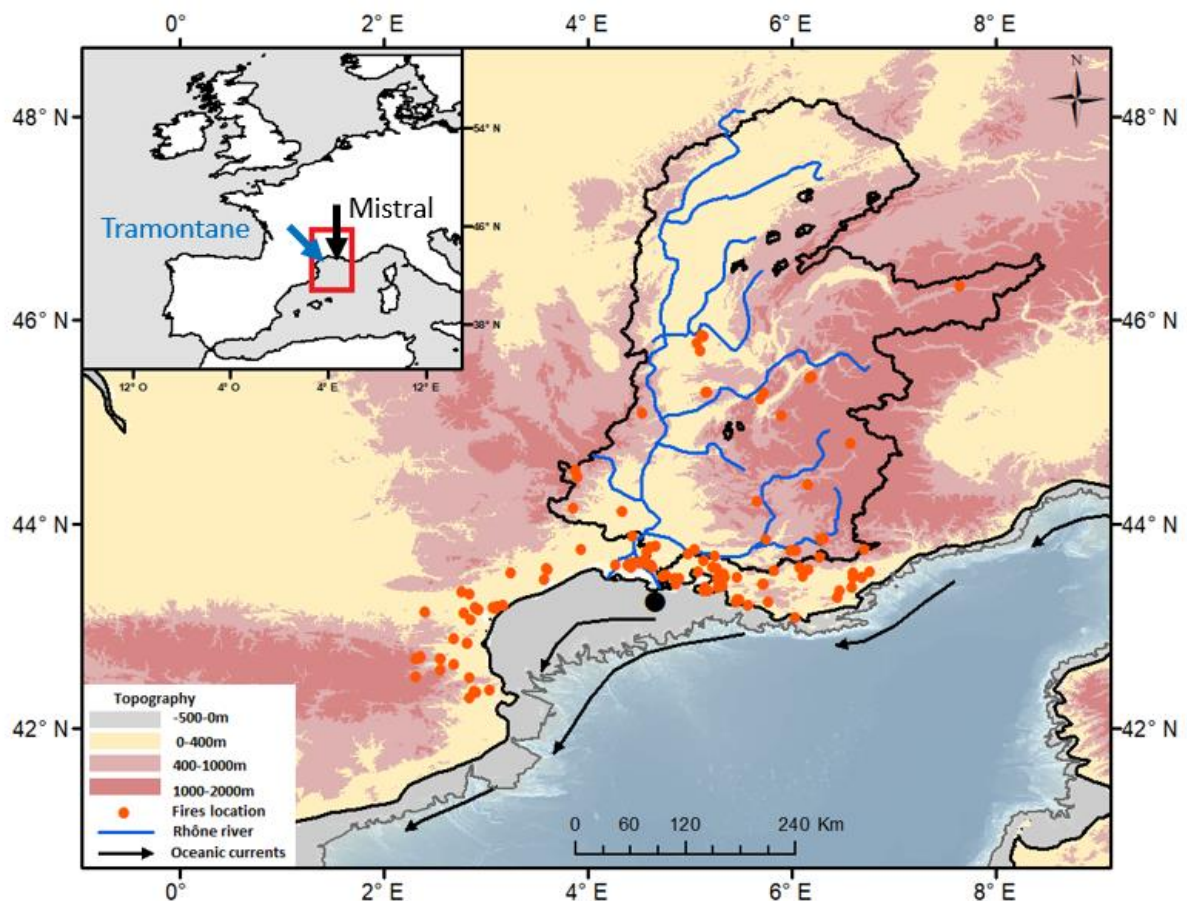


Fig. 4-1: Study area and environmental context with the Rhone River (Blue). Rhône watershed (Black). Black dot: location of the studied core RHS-KS55. Surface oceanic currents (black arrow). Wind direction (blue arrows). Orange dots represent location of fires between 2001 and 2016 (FRY database (Laurent et al., 2018)).

4.2.2 Stratigraphic context at the core site

During the early Holocene, the outlets of the Rhone retreated landward due to sea-level rise (Berné et al., 2007), then shifted in a W-E direction during the Middle and Late Holocene as a result of natural avulsions, and eventually man-made deviations of the River stream (Vella et al., 2005; Fanget et al., 2016, 2014). For these reasons, the accumulation rates during the Holocene varies strongly spatially and vertically. A detailed sedimentological description of core RHKS-55 used in this study can be found in Fanget et al. (2016, 2014) as well as chronological constraints, paleoenvironmental interpretations of meiofauna and seismic and stratigraphic correlations at the scale of the entire Holocene Rhone prodelta. These authors showed that the bottom of the core (7.38-4.50 m) is formed of alternating silty clays and silty sands, the sand beds having an erosional base interpreted as distal tempestites deposited during

the early Holocene. They are overlain by middle to late silty clays, middle to late Holocene in age. A strong increase in the accumulation rate occurred during the late Holocene, interpreted as the development of the Rhone “Bras de Fer” and “Grand Passon” channels at the origin of a prodeltaic lobe at the position of the core.

4.3 Material and Methods

4.3.1 Core location, sampling and chronostratigraphy

The marine sediment core RHS-KS55 (43°14.350 N; 4°40.960 E, 63 m water depth, length of the core 7.38m, < <http://igsn.org/BFBGX-86605>>) was collected in 2008 during the RHOSOS oceanographic cruise on the Rhone prodelta on board the R/V Le Suroît. For the purpose of this study, core RHS-KS55 was sampled every 10 cm down to 300 cm, and every 1 cm between 300 and 450 cm. The chronology of this core is published in (Fanget et al., 2016). The lower part of the core, corresponding to the early Holocene, was not used because it is likely to have been reworked during storm events (Fanget et al., 2016). The age model (Fig. S4.1) was established using the eight ¹⁴C dates (Table S4.1) where the top is estimated to be of ca. 280 yr cal. BP (Fanget et al., 2016). The age model was updated with the Calib8.2 radiocarbon calibration program using the Marine20 calibration curve (Heaton et al., 2020) and a local marine reservoir age of $\Delta R = -140 \pm 65$ year calculated as a mean of 10 local reservoir error (Table S4.2) (Stuiver and Reimer, 1993) <http://calib.org>, accessed 2021-3-16. The upper 450 cm of RHS-KS55 core cover the last 8500 years cal BP. The core was retrieved in a paleo-valley of the Rhone delta infilled with 2 km of Plio-Quaternary sediments (Lofi et al., 2003) recording sediments input from the Rhone watershed. The middle Holocene is recorded in this core with a very low accumulation rate, corresponding to a condensed section (Fanget et al., 2016, 2014). 4800 years are recorded in 23 cm (i.e. between 419-449cm, $4.7 \times 10^{-3} \text{cm.yr}^{-1}$) whereas the late Holocene is recorded with a higher sedimentation rate where the last 4200 years are recorded in a 419 cm-thick section ($9.9 \times 10^{-2} \text{cm.yr}^{-1}$).

4.3.2 Microcharcoal analysis

Charcoal is formed by the incomplete combustion of the vegetation between 200 and 600°C (Conedera et al., 2009). Following the chemical protocol published in (Daniau et al., 2009, 2013), the samples (about 0,2 g of dry bulk sediments) were chemically treated using 5ml of hydrochloric acid at 37% (HCl) and 5 ml of nitric acid of 37% (HNO₃) warmed in a water bath at 70°C for an hour in order to remove the carbonates and the organic matter. Then, 10 ml of

33% hydrogen peroxide (H_2O_2) are added in the warmed solution and shaken gently for 8 hours. After centrifugation at 3000 rpm for seven minutes and chemicals removed, 25 ml of 70% hydrofluoric acid (HF) are added to eliminate the siliceous material. A dilution of 0.1 (distilled water) is applied to the residue and the suspension is then filtered on a membrane of 0.45 micrometre porosity and 47 mm in diameter. A portion of the filter is mounted on PPMA slides with ethyl acetate. The slides are polished with a PRESI polisher (The CUBE) on a flocked cloth disc for 4 minutes. The microcharcoal analyses is carried out using an automated Leica DM6000M microscope. Microcharcoal particles > 10 micrometres in length which appear black in transmitted light are analysed. Knowing the total number and the total surface area of charcoal particles in 200 view-fields, the surface scanned by the microscope ($12,279 \text{ mm}^2$), the surface of the filter ($1385,44 \text{ mm}^2$), the dry weight of sediment, and the dilution ($D= 0.5$), the results are given in (1): microcharcoal concentration in number of particles per gram (CCnb in nb.g^{-1}), and in (2) : CCsurf, the sum of all surface areas of microcharcoal in one sample per gram (CCsurf in $\text{mm}^2.\text{g}^{-1}$). The sediment density and the sedimentation rate were used to calculate microcharcoal influx ($\text{mm}^2 \text{ cm}^{-1} \text{ yr}^{-1}$). Also, the elongation corresponding to the particle's length to width ratios was measured. Microcharcoal particles fragmentation may occur due to taphonomy processes. In this case, a peak of CCnb may appear in the record while the CCsurf remains constant, leading to a biased interpretation of increase in biomass burning using CCnb peak. When CCnb and CCsurf are positively correlated, it implies that CCnb can be directly used to describe changes in biomass burning.

4.3.3 Geochemical elements

In the Gulf of Lions, the Ca/Ti ratios characterize the contribution of marine biogenic carbonates relative to terrigenous sediments input (Bassetti et al., 2016). In core RHS-KS55, the observed calcite is of marine biogenic origin as indicated by the presence of foraminifera and ostracods (Fanget et al., 2016, 2014). In addition, illite results from the weathering of K-feldspars from the Massif Central. Under pedogenetic processes, the illite is depleted in K. Core RHS-KS55 was analysed using an Avaatech XRF (X-ray fluorescence) core scanner at IFREMER (Brest, France) allowing the analysis of trace elements with a semi quantitative non-destructive method by scanning split sediment cores (Richter et al., 2006). Measurements of major and minor elements were performed every 1 cm with a counting time of 20 s and a 10 and 30 kV acceleration intensity. We used the K/Ti ratios as a chemical weathering proxy (Arnaud et al., 2012). High Ca/Ti and K/Ti ratio values correspond to low terrigenous input and soil weathering whereas low ratios correspond to high terrigenous input and soil weathering.

4.3.4 Spectral analysis and statistical test

Spectral analyses were applied on the different CCnb and CCsurf time series to extract significant periodicities in biomass burning. REDFIT analysis, which computes the spectrum of time-series using the Lomb-Scargle Fourier transform, was used for unevenly spaced-time series using the Welsh method with an oversampling factor of three and one data segment using the dplr package (Bunn et al., 2021) on Rstudio. The significance of the frequency peak of the time series was tested using a Monte Carlo simulation, with the four levels of significance at the 99%, the 95 %, the 90% and the 80%. Application of the Redfit function using the Past3 software (Hammer et al., 2000) gave us similar results.

4.4 Results

Microcharcoal particles up to 125 micrometres in length were observed along the RHS-KS55. The microcharcoal CCnb varies between 2.78×10^4 nb.g⁻¹ and 2.02×10^6 nb.g⁻¹ with a mean value of 4.01×10^5 nb.g⁻¹ (Fig. 4.2d). The microcharcoal CCsurf ranges between 2.34×10^3 mm².g⁻¹ and 1.85×10^5 mm².g⁻¹ with an average of 3.18×10^4 mm².g⁻¹. CCnb and CCsurf records are positively correlated ($r = 0.95$, $P < 0.001$; Fig. S4.2) indicating that CCnb can be used alone to highlight changes in biomass burning. The microcharcoal influx values vary between 2.34×10^6 nb.cm⁻².yr⁻¹ and 1.85×10^8 nb.cm⁻².yr⁻¹ with a mean value of 3.20×10^7 nb.cm⁻².yr⁻¹ (Fig.2b). The mean microcharcoal influx is significantly higher before 4500-4200 yr BP than after (Student t-test for the mean; p-value <0.05), the shift corresponding to the most outstanding change in the sedimentation rate (Fig. 2a) with a mean value before 4500 yr BP at 1.17×10^8 nb.cm⁻².yr⁻¹ and after at 1.54×10^7 nb.cm⁻².yr⁻¹. Additionally, the CCnb record shows 15 peaks in microcharcoal concentration over the past 8500 years between about 7.8-7.6, 7.3-7.1, 6.75-6.55-, 6.3-5.8, 5.5-5.3, 4.75-4.95, 4-3.8, 3.5-3.3, 2.8-2.65, 2.5-2.3, 2.1-2, 1.9-1.8, 1.5-1.25, 1.0-0.8, 0.55-0.3 ka (grey bands in Fig. 4.2). The elongation ratios of individual microcharcoal particles vary between 1.059 and 11.5 while the mean elongation values range from 1.52 to 2.06 (Fig. 4.2f). The highest mean elongation values of microcharcoal are found between 7.5 and 6 ka. Our record also shows a larger variability of the mean elongation values after 4.2 ka. Redfit analysis shows the presence of two significant periods at about 500 years and about 1100 years (Fig. 4.3).

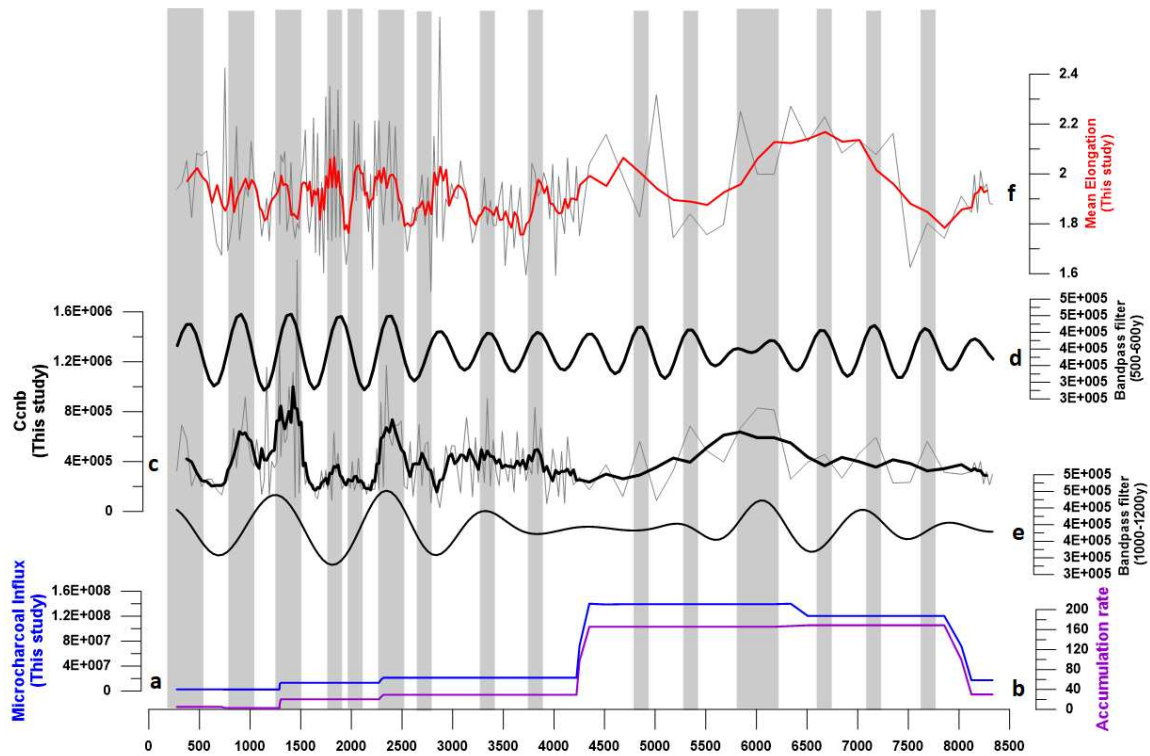


Fig. 4-2: Results from microcharcoal analyses of core RHS-KS55 a) microcharcoal influx ($\text{nb.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) (blue curve). b) accumulation rate (yr.cm^{-1}) (purple curve). c) CCnb (grey curve) and a weighted average regression using a window width of 5 (black curve). d) band pass filter to highlight variations linked to the 500 years period (500-600 yrs cycle). e) band pass filter to highlight variations linked to the 1100 years period (1000-1200 yrs cycle). f) mean elongation of microcharcoal particles (grey curve) and a weighted average regression using a window width of 5 (red). Grey bands correspond to biomass burning increases.

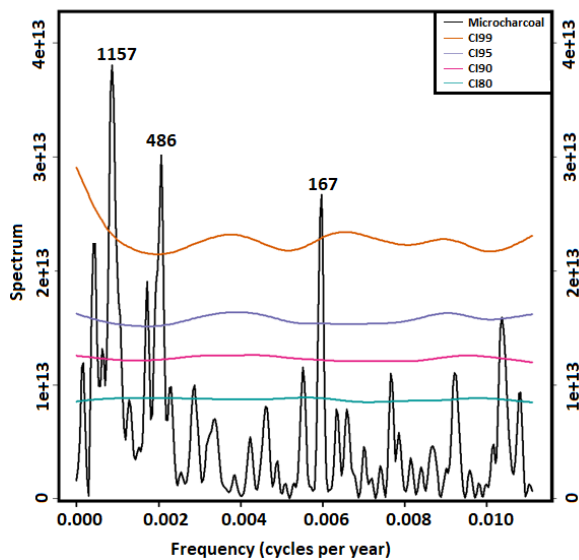


Fig. 4-3: Redfit analysis of biomass burning; The X-axis corresponds to the frequency i.e. the number of cycles per year and the Y-axis is the amplitude of spectrum.

4.5 Holocene biomass burning variability in French Mediterranean region

4.5.1 Microcharcoal concentration and biomass burning activity of the southeastern France

Aeolian and fluvial processes are the main agent responsible for the transport of microscopic charcoal from the combustion site to the sedimentation basin where they are preserved (Whitlock and Larsen, 2002). Recent modelling studies suggest that charcoal can be transported up to 50 km away from the fire site (Vachula et al., 2021). In addition, small rivers as well as the Rhone river can bring microcharcoal to the ocean, as microcharcoal belongs to the fine terrigenous fraction. Fires in southeastern France are restricted mainly to coastal Mediterranean area. It is thus very likely that microcharcoal preserved in core RHS-KS55 reflect fires developed in majority in the southeastern France, i.e. in the south of the Rhone watershed and in the small watersheds located in the coastal area up to about 50 km from the core (Fig. 4.1). Variation of microcharcoal concentration is interpreted as changes of regional biomass burning (Daniau et al., 2007). However, low microcharcoal concentration might reflect dilution by biogenic sediments or limited amount of terrigenous inputs. Periods of strong flooding activity were observed in the Alps at 6.3-4.8, 4.2-2.4, 1.4-1, 0.4-0 ka cal BP (Wirth et al., 2013). Broadly at the same time, these episodes of high river discharge were recorded by increases in TERR-alkanes concentration from the KSGC31 core in the western Gulf of Lions (Jalali et al., 2016). In our record, we observe 13 microcharcoal concentration increases, contemporaneous with high flood activity in the northern or southern Alps (Fig. 4.4d and 4.4e; grey bands). Two peaks of microcharcoal concentration at 5.5-5.3 and 1.0-0.8 ka cal BP are not associated with high flood activity. In addition, over the full record, no significant correlation is observed neither between microcharcoal concentrations and the Ca/Ti ratio ($r = -0.2$, $P = 0.01153$) nor with the K/Ti ratio ($r = -0.010$, $P = 0.163$) (Fig. S4.3). It is therefore unlikely that low microcharcoal concentrations result from the dilution by biogenic elements or from the limited terrigenous input to the core site. Microcharcoal concentration variability seems therefore independent of sedimentation processes. Over the last 8500 years, core RHS-KS55 records captures a period of high biomass burning between 8500 and 4500 yr BP followed by a period of low biomass burning until the end of the record, characterised by high and low microcharcoal influx, respectively. Superimposed to the general trend several short periods of high fire activity of a few centuries-long are also observed.

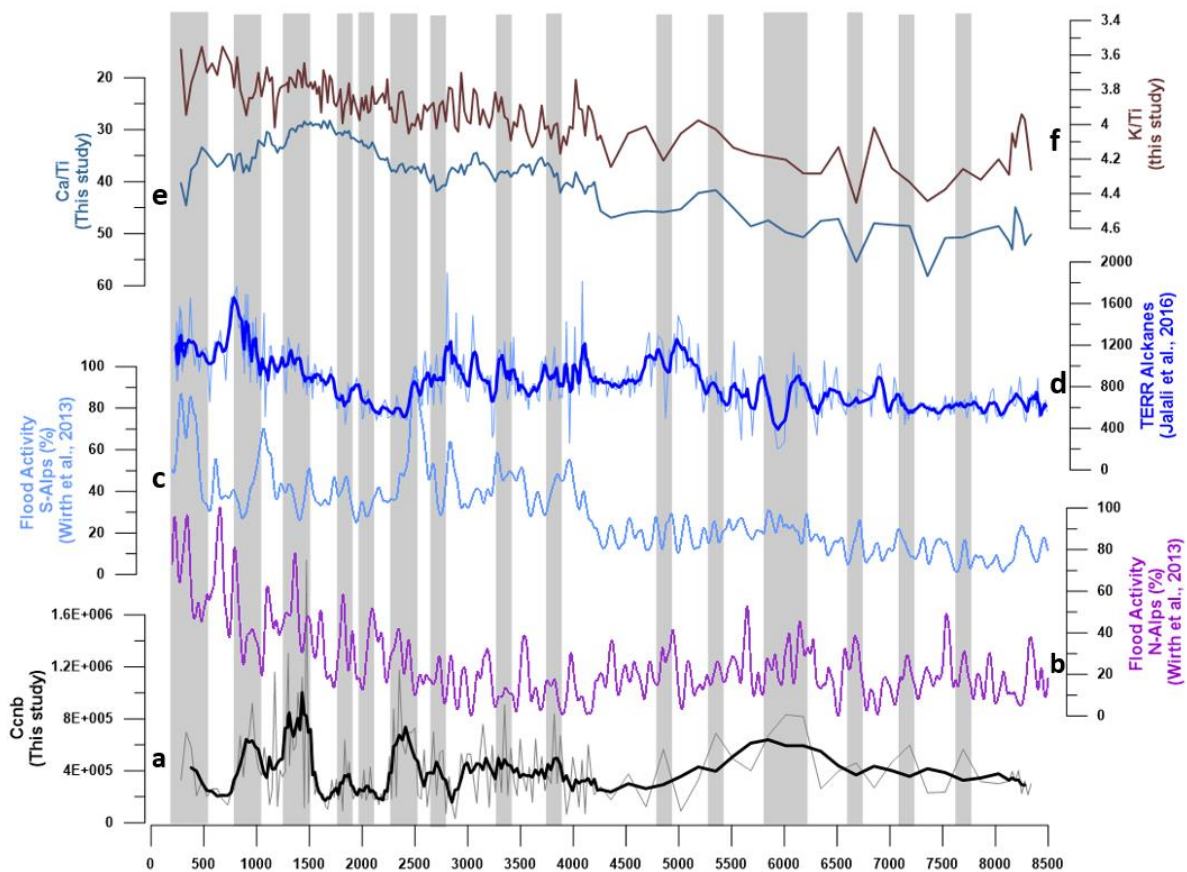


Fig. 4-4: Comparison between biomass burning variability and factors controlling offshore sediment supply: a) CCnb (grey curve) and a weighted average regression using window width of 5 (black curve) (This study). b) flood activity in the South-Alps (Wirth et al., 2013). c) flood activity in the North-Alps (Wirth et al., 2013). d) TERR-alkane concentrations (Jalali et al., 2016). e) Ca /Ti ratio, an indirect proxy of marine versus terrigenous input (This study). f) K /Ti ratio, an indirect proxy for the intensity of chemical weathering (This study). Grey bands correspond to biomass burning increases.

4.5.2 Biomass burning variability, climate and vegetation

Fires today follow an aridity-productivity gradient, i.e. dry conditions that increase plant flammability and moisture that sustain the development of fuel to support fire spread (Harrison et al., 2010; Pausas and Paula, 2012). During the Holocene, fires in the Mediterranean region seems to be controlled by drought or fuel availability depending on the climate and vegetation background conditions. Fires increase during dry periods in closed vegetation in Italy (Vannièrè et al. (2008)) and during wet periods in open fuel-limited vegetation in Turkey (Turner et al., 2008).

A synthesis of pollen records showed that the mesophytic forest developed in the Mediterranean region, especially during the middle Holocene (Jalut et al., 2009). This closed forest opens up

during the late Holocene towards present-day (Jalut et al., 2009). The same pattern is observed in the southeastern France with a dominance of mesophyllous taxa during the middle Holocene and the progressive opening of the vegetation characterised by Mediterranean shrub and herbaceous taxa (Fig. 4.5g,i) (Azuara et al., 2015). According to these authors, a closed vegetation composed of mesophyllous taxa (*Deciduous Quercus* and other deciduous trees) with Mediterranean shrub (*Evergreen Quercus*, Ericaceae, *Evergreen shrub*) and herbaceous cover vegetation (*Plantago*, *Rumex*, *Artemisia*, Other herbaceous, *Amarantaceae*) dominated southeastern France between 8.5 and 2.8 ka. A mixed vegetation composed of similar percentages of closed and open vegetation developed between 2.8 and 1.1 ka before becoming strictly open between 1.1 and 0.2 ka (Fig. 4.5g,i). Biomass burning in southeastern France is enhanced during the middle Holocene (8000-5000 cal BP) when closed vegetation dominates compared to the late Holocene marked by a more open vegetation (Fig. 4.5g) with an abrupt decrease of closed vegetation between 5 and 4.2 ka (Fig 4.5). This pattern is similar to that obtained from studies conducted in the Pyrenean region (Leunda et al., 2020; Rius et al., 2012), Sardinia (Beffa et al., 2016) and from a compilation of 11 terrestrial charcoal records from Spain and Italy (mesomediterranean region) (Vanni re et al., 2011).

At sub-millennial timescale, climate of the southeastern France switched between wet and dry periods of several hundred years long as indicated by the ACL index from KSCGC31 core (Jalali et al., 2017) and by the Log Fagus/Dec. *Quercus* ratio from the Palavasian Lagoon (Azuara et al., 2015) (orange and green bars in Fig. 4.5d/e). Over the middle and late Holocene, high fire activity of a few centuries long (Fig. 4.5, grey bands) seem to be occurring both during dry and wet periods. However, in closed and mixed vegetation (from 8.5 to 1.2 ky) the most prominent peaks at 6.2, 2.4 and 1.4 ka are associated with dry periods (Fig. 4.5 orange horizontal bars). When the vegetation became open (1.2 to 0.2 ka), the peak at 0.9 ka is slightly higher during a wet period compared to 0.4 ka during a dry period.

High fire activity in southeastern France occurs mostly during dry periods in relatively closed vegetation from 8.5 to 1.2 ka similar to the observations from (Vanni re et al., 2008) and during wet periods after 1.2 ka in fuel-limited environment similar to the results of (Turner et al., 2008). In addition, peaks of high amplitude in our record are associated with high mean elongation values irrespective of the closed, mixed or open vegetation types. Smaller peaks in biomass burning present lower mean elongation values in closed vegetation than in mixed vegetation. Calibration studies of charcoal in lake sediments (Duffin et al., 2008; Adolf et al., 2018) together with experimental studies of plant burning (Crawford and Belcher, 2014; Umbanhowar and McGrath, 1998; Vachula et al., 2021; Feurdean et al., 2021) showed that the burning of

graminoids (including grass and grass-like plants) produces burnt particles with high elongation values. Recent calibration study of microcharcoal in ocean sediments off the southwestern Iberian Peninsula showed that high microcharcoal concentration with high elongation values is associated with rare, large and intense fires in open evergreen sclerophyllous Mediterranean forests, with an understorey composed of grasses under dry climate (Genet et al., 2021). Thus, this calibration study would suggest that rare and large fires of high intensity were spreading at 6.2, 2.4 and 1.4 ka in this type of vegetation during periods of dry conditions. On the contrary, low microcharcoal concentration with low elongation values were associated with small frequent fires of low intensity in closed vegetation under wet climate (Genet et al., 2021) suggesting that more frequent fires of lower intensity were likely spreading at 7.7 and 5.4 ka. We suggest in addition that small peaks associated with high mean elongation at 2 and 1.8 ka represent small frequent fires of low intensity spreading in mixed vegetation with a dominant grass cover. However, we need to be cautious about these fire regimes interpretations as the different types of climate and vegetation in the past are not documented by this calibration.

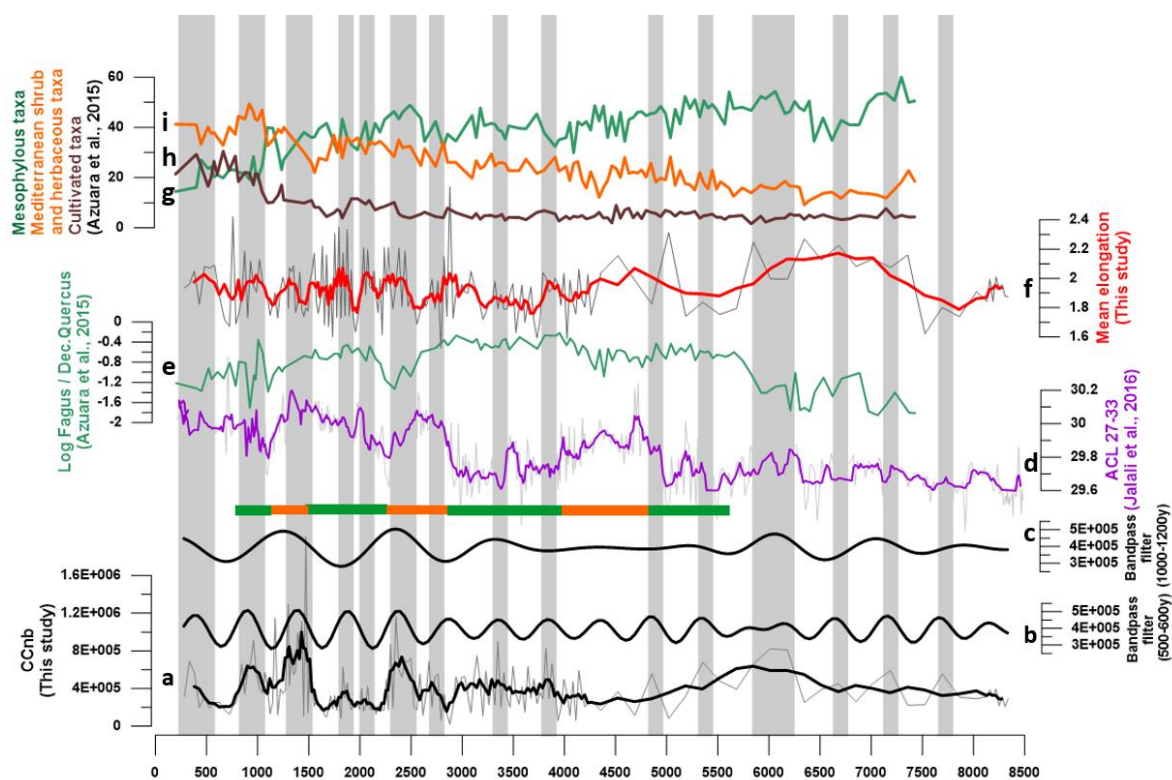


Fig. 4-5: Comparison between biomass burning variability, climate and vegetation : a) CCnb (grey curve) and a weighted average regression using window width of 5 (black curve) (This study) . b and c) band pass filter at 500-600 years and 1000-1200 years (This study). d) n-alkane average chain length (ACL) (Jalali et al., 2016). e) log Fagus/dec. Quercus ratios from Palavasian lagoon sediments (Azuares et al., 2015). f) mean elongation microcharcoal particles (grey) and a weighted average regression

using window width of 5 (red curve) (This study). Pollen concentration from Palavasian lagoon sediments (Azuara et al., 2015). g) mesophyllous taxa (*Deciduous Quercus* and *Other deciduous tree*). h) Cultivated taxa (*Olea*, *Castanea*, *Juglans*, *Vitis*, *Cerealia*, *Poacea*). i) Mediterranean shrub (*Evergreen Quercus*, *Ericaceae*, *Evergreen shrub*) and Herbaceous taxa (*Plantago*, *Rumex*, *Artemisia*, *Other herbaceous*, *Amarantaceae*) (Azuara et al., 2015). Centuries-long climate periods of wet condition (green bars) and dry condition (orange bars). Grey bands correspond to biomass burning increases.

4.6 Atmospheric pacing of Holocene French Mediterranean fires

Climate conditions in the western Mediterranean basin is primarily driven by synoptic patterns of the North Atlantic Oscillation (NAO; (Hurrell, 1995)) and of the East Atlantic pattern (EA; (Josey et al., 2011)). Modern observations showed that the EA pattern has a dominant influence on heat budgets in the Mediterranean Sea while the NAO plays only a secondary role (Josey et al., 2011). The observation of the sea surface temperatures (SSTs) in the Gulf of Lions (Jalali et al., 2016) and upwelling intensity North of Minorca Island (Frigola et al., 2007) during the Holocene showed that several cold events (Table 4.1) occur in the northwestern Mediterranean region (Frigola et al., 2007; Jalali et al., 2016). A negative mode of the NAO has been suggested to explain cold events and the enhancement of upwelling conditions through the strengthening of winds (Frigola et al., 2007; Jalali et al., 2016). In addition, the negative EA atmospheric phase and the resulting strengthening of northerly cold and dry winds associated with anticyclone blocking over the North Atlantic has been recently implied in explaining cold extremes during the LIA (1400–1850 AD) (Sicre et al., 2016). Based on our record, the 8 biomass burning increases broadly coincide with cold conditions in the Gulf of Lions, at 7.3-7.1 (M7), 6.3-5.8 (CR1/M6/Bond event at 5.9), 4.8-5 (CR2/M5), 4-3.8 (CR3/M4/ Bond event at 4.2), 3.5-3.3 (M3), 2.5-2.3 (CR4/M2), 1.5-1.25 (CR5/M1/ Bond event at 1.4), 0.55-0.3 ka (CR6/M0) ka.

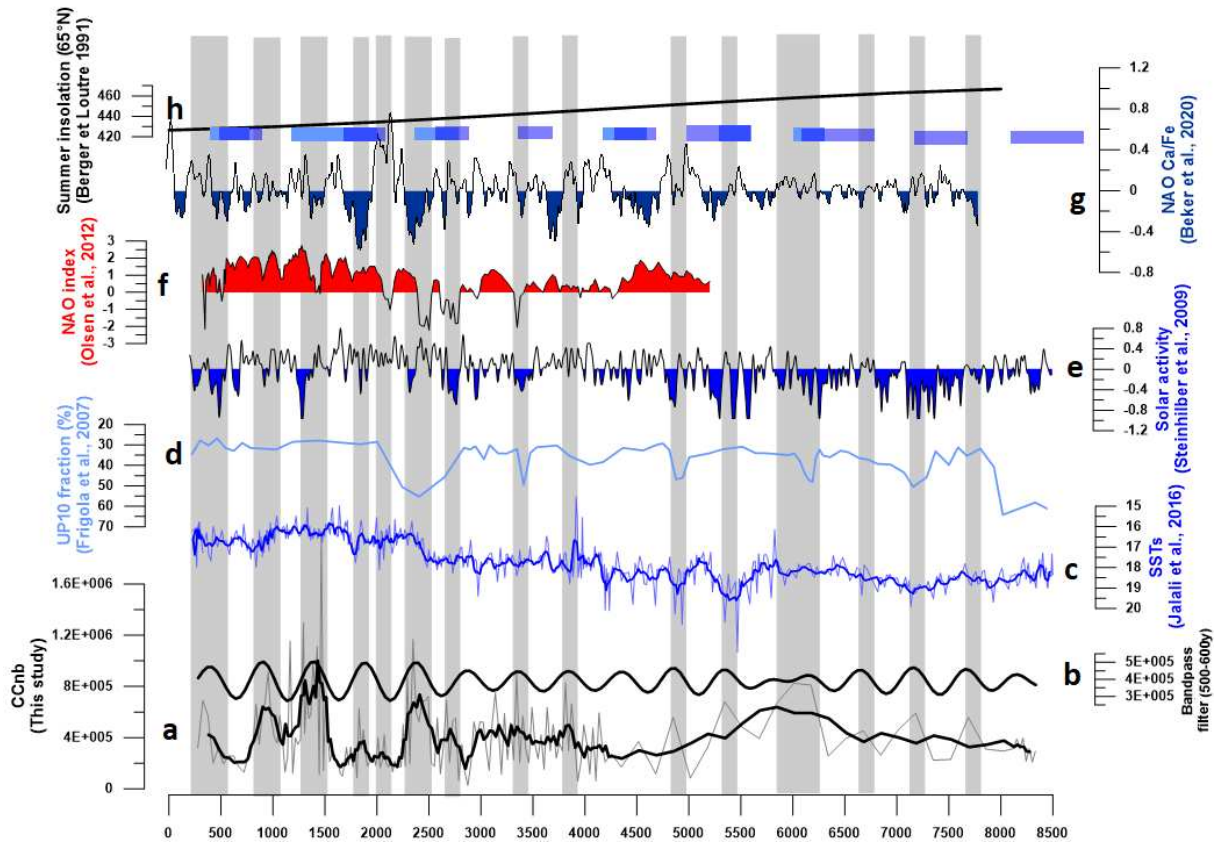


Fig. 4-6: Comparison between biomass burning variability and atmospheric and oceanic conditions: a: CCnb (grey curve) and a weighted average regression using window width of 5 (black curve) (This study). b: band pass filter to highlight variations linked to the 500-600 yrs cycle (This study). c: Alkenone-derived sea surface temperatures (SSTs) in the Gulf of Lions (Jalali et al., 2016). d: UP10 fraction (>10 mm) record in the core MD99-2343 nearest Minorca (Frigola et al., 2007). e: Solar activity (Steinhilber et al., 2009). f: winter-NAO index (Olsen et al., 2012). g: NAO index defined by Ca/Fe ratio (Becker et al., 2020). h) Summer insolation at 65°N (Berger and Loutre, 1991). Cold events in the northwestern Mediterranean Sea are represented by dark blue bars based on the UP10 fraction (Frigola et al., 2007) and by light blue bars based on SSTs (Jalali et al., 2016).

Tab. 4-1: Table listing the different intervals defined as cold events in the northwestern Mediterranean Sea from Frigola et al. (2007) based on the presence of coarse sediments resulting from a wind-generated upwelling system, and from Jalali et al. (2016) based on sea surface temperatures (SSTs).

| Cold events in northwestern Mediterranean Sea | | | |
|---|-----------------|--|-----------------|
| Cold Relapses (Jalali et al., 2016) | | Minorca events (Frigola et al., 2007) | |
| Events | Time slice (Ka) | Events | Time slice (Ka) |
| | | M8 | 9-7.8 |
| | | M7 | 7.4-6.9 |
| CR1 | 6.6-5.7 | M6 | 6.5-5.8 |
| CR2 | 5.3-5 | M5 | 5.3-4.7 |
| CR3 | 4.3-3.9 | M4 | 4.4-4 |
| | | M3 | 3.4-3.1 |
| CR4 | 2.5-2.1 | M2 | 2.6-2.3 |
| CR5 | 1.7-0.9 | M1 | 1.8-1.4 |
| CR6 | 0.5-0.1 | M0 | 0.8-0.2 |

Increases in biomass burning during CR1/M6, CR3/M4, CR4/M2 are also observed in previously published paleorecords in southeastern Spain (Carrión, 2002), central Italy (Vannièrè et al., 2008), Turkey (Turner et al., 2008) and Romania (Florescu et al., 2019). The mid-latitude European record of Romania witnesses enhanced biomass burning during CR5 and CR6 (Florescu et al., 2019). The consistency between increase biomass burning and cold events in several European records suggests a close link between fire and climate across western and central Europe during the Holocene. (Vannièrè et al., 2011) suggested that negative NAO was responsible for the reduction of biomass burning at 8.2, 6.6, 5.9 and 2.8 ky cal BP in the northwestern Mediterranean region due to wet conditions reducing flammability. The comparison of biomass burning record and the NAO reconstruction over the last 8 kyr of Beker et al., (2020) (Fig. 4.4e) underlines those 9 peaks in biomass burning occurred during decrease, weak or negative NAO phase at 7.8-7.6, 7.3-7.1, 6.75-6.55, 5.5-5.3, 3.5-3.3, 2.5-2.3, 1.9-1.8, 1.5-1.25, 0.55-0.3 ka. The comparison with the NAO reconstruction over the last 5.2 ka of Olsen et al. (2012) (Fig. 4.4e) underlines 7 peaks in biomass burning occurred during weak NAO at 4-3.8, 3.5-3.3, 2.8-2.65, 2.5-2.3, 2.1-2, 1.5-1.25, 0.55-0.3 ka. We suggest that periods dominated by negative NAO might lead to wet winter climate conditions and enhanced summer dry winds over the southeastern France, climatic conditions favourable for increasing plant

productivity, fuel accumulation and flammability and thus increasing biomass burning (Fig. 4.7a). In addition, a negative NAO coupled with prevailing negative EA results in coldest and driest conditions over the western Mediterranean basin (Sicre et al., 2016) that might be also responsible for a fast desiccation of the vegetation and increasing its flammability (Fig. 4.7b). Modelling experiments further demonstrated that these blocking regimes were favoured by low solar activity, for example during the LIA (Barriopedro et al., 2008). Shindell et al. (2001) demonstrated that during the Maunder Minimum, from the mid-1600s to the early 1700s (Stuiver and Braziunas, 1993), the reduction in solar irradiance caused a change in wave propagation and a reduction in high latitudes westward transport, an atmospheric condition similar to the negative NAO phase. Conversely, (Trouet et al., 2009) suggested that positive NAO during the MCA (Medieval Climate Anomaly) could be linked to strong solar irradiance. Our periodicities of 500 and of 1100 years are similar with the harmonic overtone of the Hallstatt solar cycle (~500) and the Eddy solar cycle (~1000 year) (McCracken, 2013; Steinhilber et al., 2012, 2009; Usoskin et al., 2016). A 500-600 and 900-1400 years periodicity are also observed in several biomass burning records in Europe (Florescu et al., 2019). The comparison of our biomass burning record with total solar irradiance (TSI) reconstruction of Steinhilber et al. (2009) highlighted that among the 15 biomass burning increases (Fig. 4.6 grey bands), 13 occurred during low TSI (Fig. 4.6f) at 7.8-7.6, 7.3-7.1, 6.75-6.55-, 6.3-5.8, 5.5-5.3, 4.75-4.95, 3.5-3.3, 2.8-2.65, 2.5-2.3, 1.9-1.8, 1.5-1.25, 1.0-0.8, 0.55-0.3 ka. Similar variability between biomass burning and solar irradiance suggests an atmospheric-pacing of French Mediterranean fires during the Holocene. The frequency of heat-induced fire-weather that have been related to the largest wildfires in recent years in the Mediterranean region is projected to increase under global warming (Ruffault et al., 2020). Our study suggests that the French Mediterranean region might be affected also by large wind-driven fires developing under negative NAO and EA modes. In addition, these large fires will be enhanced by few-centuries long dry periods.

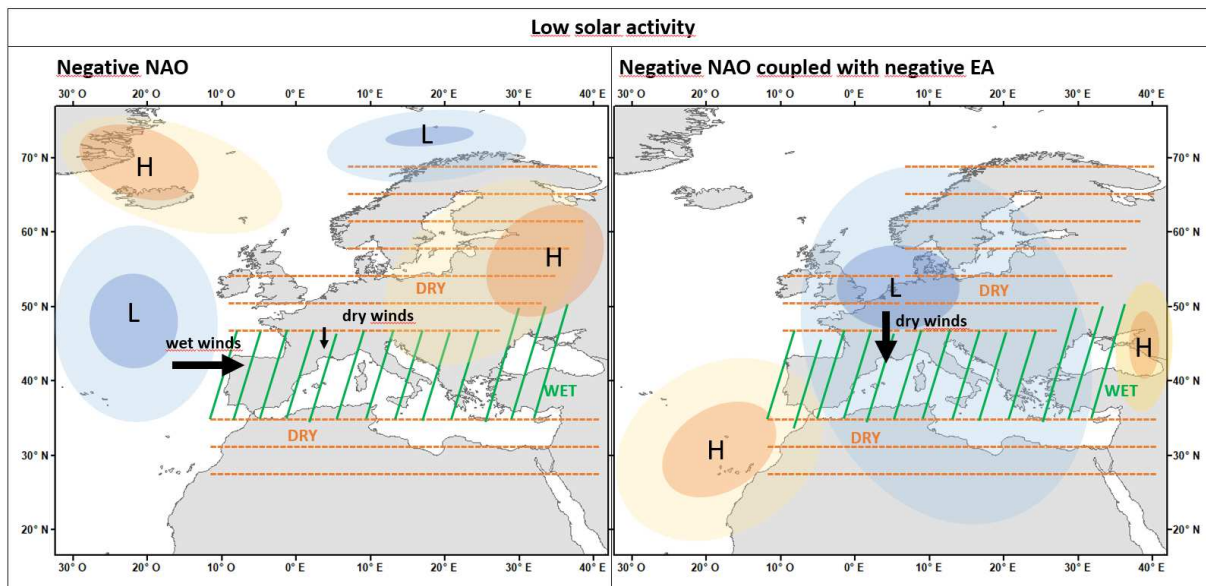


Fig. 4-7: Hypothesized scenarios of climate modes triggering French Mediterranean fires. a) Periods of biomass burning increases resulting from a low solar activity and negative NAO phase. b) Periods of biomass burning increases resulting from a low solar activity and negative NAO phase coupled with a negative EA pattern. Negative NAO atmospheric conditions adapted from Wanner et al. (2001). Small arrow on a) represent dry winds occurring during weather type conditions supporting large fires, similar to a negative NAO phase (Ruffault et al., 2017). Arrow on b) represent Mistral wind during negative EA mode, adapted from (Sicre et al., 2016).

4.7 Human impact on French Mediterranean fires

Fire has been used since the Neolithic for forest clearance for agriculture (Rius et al., 2012). These practices are detectable with an anthropogenic pollen indicator (Noti et al., 2009) such as cultural *Cerealia* or *Plantago taxa* (Azuara et al., 2015). These authors observed an increase of the cultural taxa during the last 1.5 ka from the Palavas' pollen record (Fig. 4.5h). In addition to climate impact on fires, human activities might have amplified the response of fires during this period. In particular, the highest percentage of open vegetation since 8.5 ka observed at 0.9 ka is associated with an increase in cultural taxa (Fig. 4.4h) and a decrease in mesophyllous taxa, suggesting deforestation of anthropogenic origin (Azuara et al., 2015).

In addition, 3 forest declines were observed in the southeastern France at 6.5-6.3 for forest clearing and at about 2 ka and 1.5 ka for oak forest exploitation (Berger et al., 2019). At 6.5-6.3 ka, our record shows low biomass burning that might be linked with the human impact on fuel amount. However, at 2 and 1.5 ka, we observe increases in biomass burning. We suggest that human activities might not be sufficient for reducing biomass availability and for changing

the climate-driven variability in biomass burning. Another possibility might be however that human modified the ecosystem from a vegetation of low flammability (closed forest) to a higher flammability vegetation (mixed vegetation).

The first agro-pastoral activities registered at 7.25 ka (Berger et al., 2019) might favour biomass burning due to slash and burn practices. We observe an increase of biomass burning at 7.8-7.6 ka before this first agro-pastoral activity. The human occupation depressions (decline in human demography) observed between 5.5-5.3 and 4.3-3.2 ka (Berger et al., 2019) might have reduced biomass burning. These two periods coincide with several biomass burning increases at 5.5-5.4, 4-3.8, 3.5-3.3 ka. Thus, we suggest that biomass burning variability during the Holocene in the southeastern France are primarily driven by climate.

4.8 Conclusion

Microcharcoal particles were analysed in a marine sedimentary core located in the Rhone river mouth in order to reconstruct for the first time changes in biomass burning in the French Mediterranean region over the past 8500 years. Our results show a periodicity of biomass burning of about 500 and 1100 years. 15 periods of high biomass burning are recorded, 13 corresponding to reduced solar activity, 8 to cold events in the northwestern Mediterranean Sea. In addition, several peaks in fire coincide also with weak NAO. We interpreted biomass burning variability as a result of alternating dry and wet short-century scale periods driven by NAO and EA atmospheric regimes led by solar activity. In addition, our study suggests an impact of mean climate conditions and vegetation type on the magnitude of biomass burning and on the type of fire regime during negative NAO. Without excluding human impact over the last 1.5 ky, the strong similarities between our biomass burning reconstruction and other charcoal records across western and central Europe suggest prevailing climatic-pacing of fires in southeastern France during the Holocene.

Acknowledgments

This work was supported by the French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) programme LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement) CAMPFIRE project; by the ANR BRAISE project, grant ANR-19-CE01-0001-01 of the French Agence Nationale de la Recherche. M. Genet is supported by a doctoral fellowship from the University of Bordeaux. We thank Muriel Georget for laboratory assistance. We thank Anne-Sophie Fanget for her technical support for XRF measurements. Bernard Dennielou, as well as the IFREMER and Genavir teams aboard the Suroit greatly contributed to the quality of the retrieved core RHS-KS55.

4.9 Supplementary Information

Tab.S 4-1: Chronostratigraphic age model for core RHSKS55 established by (Fanget et al., 2016)

| Depth (cm) | Material | Weight (mg) | C14_age | error | Calibrated age (yr cal. BP) |
|------------|-------------------------------------|-------------|---------|-------|-----------------------------|
| 0-1 | | | | | 280 |
| 90-93 | Benthic foraminifera | 9.5 | 1335 | 30 | 790-944 |
| 200-203 | Benthic foraminifera | 10.6 | 1655 | 30 | 1154-1282 |
| 300-303 | Benthic foraminifera+Turritella sp. | 10.9 | 1900 | 30 | 1362-1527 |
| 350-353 | Benthic foraminifera | 11.3 | 2760 | 35 | 2351-2619 |
| 417-420 | Turritella sp. | 896 | 4335 | 35 | 4375-4574 |
| 430-433 | Benthic foraminifera | 10.5 | 6190 | 40 | 6513-6735 |
| 440-443 | Nucula sp | 11.2 | 7830 | 40 | 8192-8374 |
| 470-473 | Benthic foraminifera | 10.2 | 8565 | 35 | 9075-9333 |

Tab.S 4-2: Local reservoir errors used to calculate the local marine reservoir age obtained from the marine reservoir database (Stuiver and Reimer, 1993)

| MapNo | Lon | Lat | DeltaR | DeltaRErr | Reference | Locality | distance (km) |
|-------|--------|---------|--------|-----------|-----------------------------------|--------------------|---------------|
| 208 | 3.5000 | 43.3300 | -128 | 35 | Siani, G, Pa:2000 | Marseille, France | 97 |
| 209 | 3.5000 | 43.3300 | -87 | 40 | Siani, G, Pa:2000 | Marseille, France | 97 |
| 207 | 5.9200 | 43.1700 | -152 | 40 | Siani, G, Pa:2000 | La Seyne, France | 100 |
| 215 | 5.9800 | 43.1700 | -255 | 35 | Siani, G, Pa:2000 | Toulon, France | 105 |
| 2142 | 3.1000 | 42.5000 | -279 | 64 | Faivre et al 2019 | Banyuls, France | 154 |
| 210 | 3.0000 | 42.5000 | -39 | 35 | Siani, G, Pa:2000 | Banyuls, Spain | 161 |
| 216 | 3.0000 | 42.5000 | -48 | 55 | Siani, G, Pa:2000 | Banyuls, Spain | 161 |
| 206 | 6.6700 | 43.5000 | -167 | 35 | Siani, G, Pa:2000 | St Raphael, France | 162 |
| 205 | 7.0000 | 43.5500 | -188 | 40 | Siani, G, Pa:2000 | Antibes, France | 189 |
| 2143 | 7.1000 | 43.5000 | -184 | 65 | Faivre et al 2019 | Antibes, France | 197 |

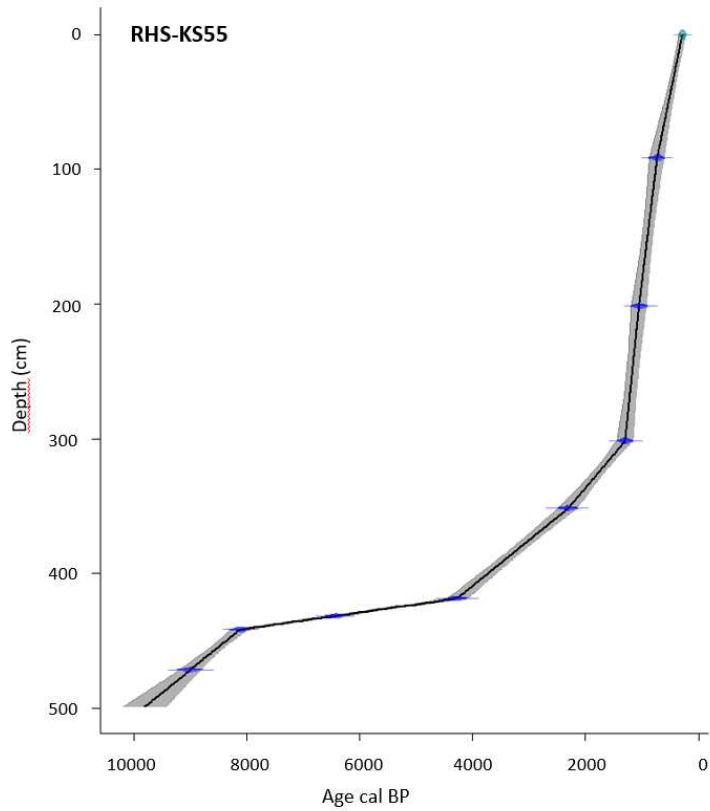


Fig.S 4-1: Age model of core RHS-KS55 based on linear interpolation using the Clam 2.2 software (Blaauw et al., 2021)

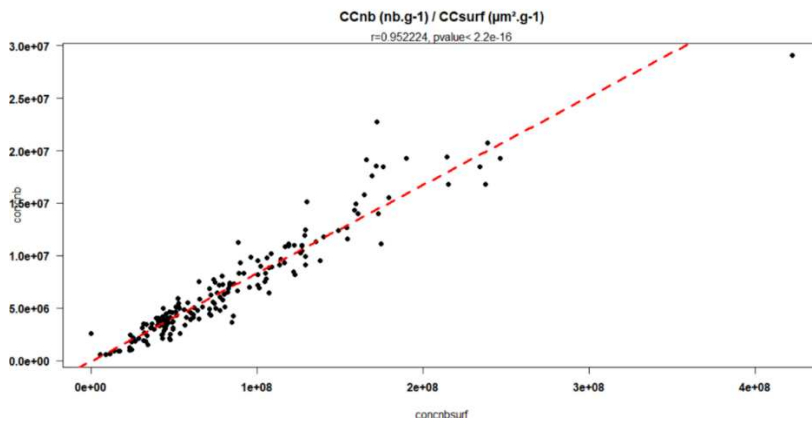


Fig.S 4-2: Scatter plot of microcharcoal concentration as the number of particles per gram of dry bulk sediment (CCnb in nb/g) versus the total surface area of microcharcoal (CCsurf in $\mu\text{m}^2/\text{g}$) for the 180 studied samples.

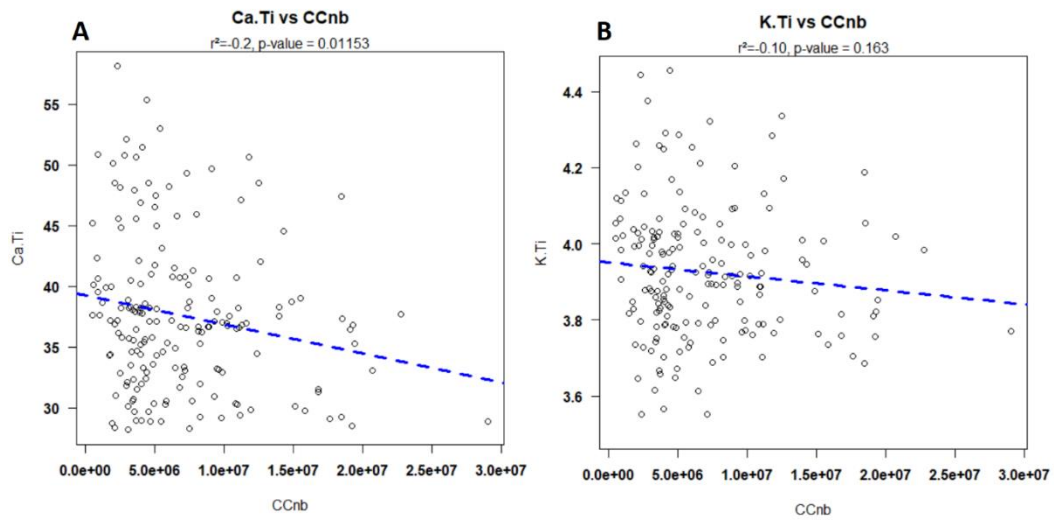


Fig.S 4-3: Pearson correlation A: between Ca/Ti and CCnb, B: between K/Ti and Ccnb

**Chapitre 5 : Calibration du proxy microcharbon à
l'échelle de la région Méditerranéenne Occidentale**

Résumé du chapitre

Les connaissances issues de la première calibration sur la Péninsule Ibérique ont été utilisées pour interpréter le paléo-enregistrements des feux Holocène du sud-ouest de la Péninsule Ibérique (Chap. 3 ; Genet et al. (2021)). Elles ont été également utilisées pour interpréter le paléo-enregistrements des feux Holocène du sud-est de la France (Chap. 4). Cependant, les conditions climatiques, de régimes de feux et de végétation sont différentes entre les deux régions. De plus, certaines conditions environnementales observées au cours de l'Holocène ne sont pas documentées par cette première calibration. Il est donc nécessaire de développer la calibration du proxy microcharbon à une échelle spatiale plus large couvrant des végétations et de conditions climatiques différentes. Le chapitre suivant présente le développement de cette calibration à l'échelle du bassin méditerranéen occidental, élargissant cette calibration à 12 régions. Des régimes de feux, climat et végétation sur le continent ont été définis puis comparés aux concentrations et allongement des microcharbons préservés dans les sédiments marins de surface. Ce chapitre est rédigé en anglais et il fera l'objet d'un article scientifique qui sera soumis en 2022.

Microcharcoal preserved in marine sediments as a tracer of changes in fire regime, climate and vegetation in the western Mediterranean region.

Marion Genet, Anne-Laure Daniau

Co-authors : Florent Mouillot, Sabine Schmidt, Valérie David, Bernard Deniellou

Manuscript in preparation. Not submitted to co-authors yet. Anticipated submission in 2022

1.1 Introduction

The Mediterranean region is a hotspot of fire activity (San-miguel-ayanz et al., 2018), where projected future warmer and drier climate scenarios suggest that fire risk is going to increase substantially (Mouillot et al., 2002; Ruffault et al., 2020). However, these projections are based on fire-weather-types, and the impact of climate change on biomass is not considered (Batllori et al., 2013; Ruffault et al., 2020) making fire risk scenarios uncertain. According to Forkel et al. (2019), the effects of vegetation productivity on fire are underestimated using process-based models of the vegetation-fire system. These process-based models must be tested with recent fire history (Mouillot et al., 2005) and modern observations based on global remote sensing (Mouillot et al., 2014) and with observations from climate conditions different from today and covering the range of climate variability projected for the next centuries (Hantson et al., 2016). Charcoal is a carbonaceous material mostly composed of pure carbon formed by pyrolysis at temperature between 200 and 600 C (Conedera et al., 2009) during the combustion process of vegetation. When preserved in terrestrial and marine sedimentary records, it provides invaluable information about past fire regime variability. However, sedimentary microcharcoal records provide only information of the relative changes in biomass burning that are not directly comparable to model-simulated fire regime parameters such as burnt areas, fire intensity, frequency, severity, and seasonality (Krebs et al., 2010). To provide robust fire metrics and to benchmark quantitative models, microcharcoal quantities preserved in modern marine sediments must be calibrated against modern fire data (Hantson et al., 2016; Hawthorne et al., 2018).

Previous studies of microcharcoal calibration conducted in lacustrine sediments in different biomes showed microcharcoal accumulation might reflect the local (Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) or regional (Adolf et al., 2018) burnt area, number of fires and fire intensity (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008) as well as the vegetation type, fuel amount and surface area of the vegetation (Adolf et al., 2018; Marlon et al., 2006). Genet et al. (2021) showed however that increases of microcharcoal accumulation in marine sediments off the Iberian margin is not

linked with increases of burnt area or number of fires. Whitlock and Larsen, (2002) suggest charcoal variations represent shift in fire regime. Genet et al. (2021) report on the importance of fire intensity, climate and vegetation in explaining changes in microcharcoal concentration and elongation. They suggested that increases of microcharcoal concentrations of elongated particles are associated with rare and large summer fires of high intensity, fueled during previous winters, spreading into open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation under a hot and dry climate. According to Vachula et al. (2021) and Feurdean, (2021) the elongation ratio of charcoal particles can be used to reconstruct the burnt species. However further work is needed because the experimental methodology (open burn or in furnace) appears to influence the elongation ratio values of charcoal and because of the limited number of plant taxa that have been integrated in the experimental studies (Vachula et al., 2021). Comparing particle elongation ratio in marine surface sediments with burnt plant species in the microcharcoal production area on land might constitute a way to validate experimental results in a natural environment.

Microcharcoal concentrations and morphologies here were newly quantified in surface sediments (corresponding to core-tops) from the western Mediterranean Sea to document the spatial distribution of microcharcoal abundance and elongation ratios. We increase this dataset using previous quantification from Genet et al. (2021) covering samples from the East Atlantic Ocean off the Iberian Peninsula. We explored the relationship between microcharcoal accumulation and morphometry in marine surface sediments and fire regime parameters, climate, vegetation productivity and burnt species. Our study includes the southeastern France, western Italy, northern Africa, the Iberian Peninsula and Majorca Island. This region includes 2 biomes, the temperate forest in the northwestern Iberian Peninsula and the Mediterranean forest in other countries, several climates and fire regimes suitable for exploring whether microcharcoal particles in marine sediments might be translated into fire regime metrics.

5.1 Material and Methods

5.1.1 Surface sediment samples

The sample dataset includes 278 surface sediment samples, among which 102 were collected in the eastern Atlantic Ocean and 176 in the western Mediterranean Sea. The surface sediment samples were collected from several marine sedimentary cores from 35 oceanographic cruises carried out between 1981 and 2013 using various coring methods (mostly box, piston and multicore) (Table S5.1). Depending upon the availability of sediment, the samples were

recovered in the most superficial sections of the sedimentary cores. According to (Müller et al., 1998) it is generally assumed that the core-top sediments represent late Holocene time spans covering a few hundred to, at maximum, a few thousand years. We synthesize ages of surface sediment samples using the literature and, when possible, by the dating of surface sediment samples obtained by $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurements on the bulk sediment (Table 1 Annexe 1). Among the 278 surface sediment samples 2 are modern, 25 are dated less than 20 years, 20 less than 60 years, 14 between 60 and 100 years and 36 less than 100 years. 12 samples are estimated to be of late Holocene age and 10 of Holocene age. No information regarding dates is available for the remaining 159 samples.

5.1.2 Interface cores

We analyzed microcharcoal in 2 short marine sedimentary cores GolHo1B and RHS-KS57 collected successively during the GolHo cruise in 2013 on the oceanographic vessel "Nereis" and with the RHOSOS cruise in 2008 on the oceanographic vessel "Le Suroît". The interface core "GolHo1B" was collected with a multi-core and the long marine sedimentary core "RHS-KS57" were collected with a Küllenberg-type piston corer. These cores were sampled every 1 cm for the GolHO1B (14 samples) covering the period 1960-1998, and the RHS-KS57 sampled every 0.5 cm (70 samples) covering the period 1986-2005. We used also the results of microcharcoal concentration obtained in five interface cores located in the Iberian margin (Genet et al., 2021), the PE109-97-Station4 (10 samples, sampled every 0.5 cm, covering the period 1897-1969), the PE109-97-Station8 (6 samples, every 0.5 cm, 1888-1948), the PE109-97-Station9 (6 samples, every 0.5 cm, 1886-1948), the PE109-97- Station6 (8 samples, every 0.5 cm, 1898-1964) and the Pech7I (8 samples, every 0.5 or 1 cm, 1935-2005).

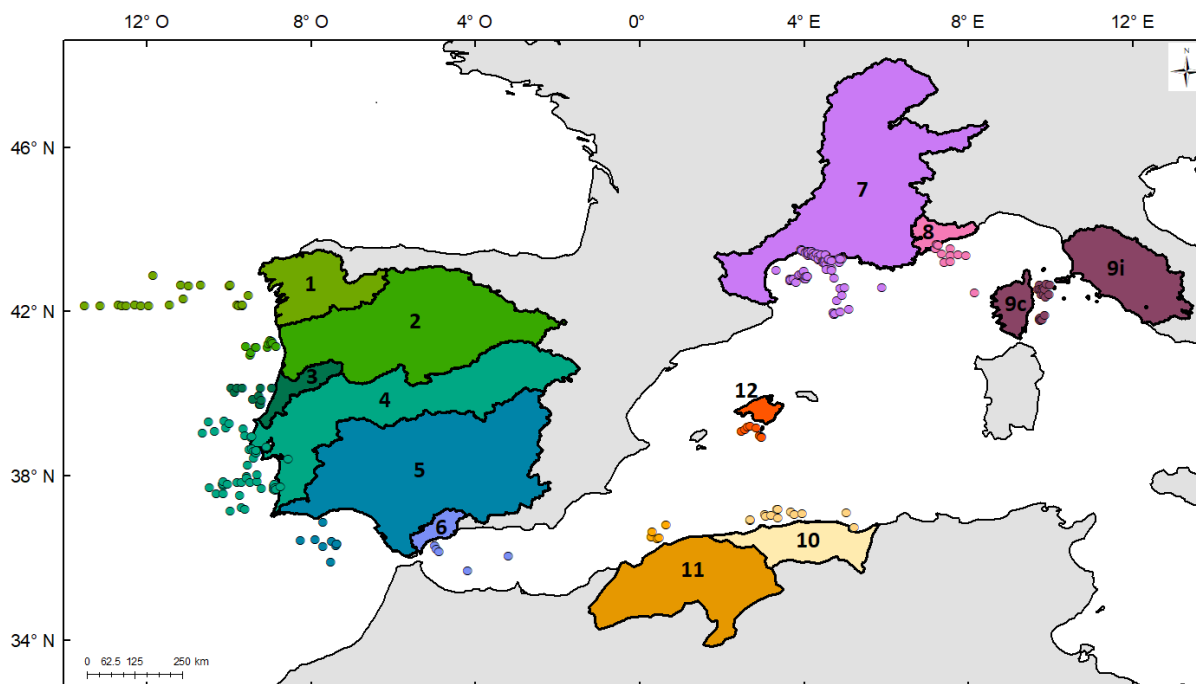


Fig. 5-1: Location of surface samples (dots) and their associated microcharcoal source areas on land (colored areas).

5.1.3 Microcharcoal analysis

The samples of marine sediments underwent a chemical treatment in laboratory to obtain microcharcoal concentrates described in Genet et al. (2021). On 0.2 g of dry bulk sediment, we added 5 ml of 37% hydrochloric acid (HCl), and 5 ml of 37% nitric acid (HNO₃) in a water bath at 70°C for an hour followed by 10 ml of 33% hydrogen peroxide (H₂O₂) to eliminate the calcium carbonates and organic matter. After centrifugation at 3000 rpm for seven minutes with distilled water, the supernatant was removed and 25 ml of 70% hydrofluoric acid (HF) was added to eliminate the siliceous material, followed by rinsing with HCl to remove colloidal SiO₂ and silicofluorides formed during the HF digestion and then distilled water for cleaning the residue. A dilution of 0.1 (distilled water) was applied to the residue and the suspension was filtered on a membrane of 0.45 micrometre porosity and 47 mm in diameter. A portion of this membrane was mounted onto a PMMA (Poly Methyl Methacrylate) slide with ethyl acetate. The slides were hand polished with a PRESI polisher (The CUBE) on a very soft flock cloth for 4 minutes using alumina solution of 400 Angström.

The slides were scanned with an automated Leica DM6000M microscope at ×500 magnification in a controlled transmitted light adjustment to detect and measure microcharcoal (length > 10µm) as being black, using a threshold value in tint, saturation, and lightness (TSL)

colour space. Petrographic criteria in reflected light were used to secure the identification of microcharcoal in transmitted light following criteria from Boulter (1994), i.e. black, opaque and angular. For each sample the microcharcoal concentration was calculated by number of particles per gram dry weight (CC_{nb} in nb.g) as well as by total area of all microcharcoal in one sample per gram dry weight (CC_{surf} in mm².g⁻¹). This is to avoid the overrepresentation of CC_{nb} as the result of potential fragmentation during production or transport. The particles' length to width ratios was also analyzed.

5.1.4 Building microcharcoal preferential source areas

Before being integrated into lake or marine sediments, microcharcoal are transported by water and winds (Millspaugh and Whitlock, 1995; Patterson et al., 1987). In the atmosphere, microcharcoal can reach different distances from the fire site, transported by the wildfire plume and depending on the fire radiative power (Sofiev et al., 2013). Vachula et al., (2021) suggests that a source area of 50 km should be considered for all charcoal size fractions. To take into account the fluvial and eolian microcharcoal transport we considered the source areas of microcharcoal to be the full hydrographic watershed, the closest one of sediment sample location, as microcharcoal produced within a watershed might be transported by rivers up to the marine domain. Due to similar specific gravity between water saturated microcharcoal particles (2,2) and pollen grain (Turner et al., 2004), it is suggested that microcharcoal behavior in ocean is similar to that of pollen grains which reach the ocean floor within a few months (Hooghiemstra et al., 1992).

Considering that microcharcoal in marine sediments comes from the nearest river's mouth, the size of the closest watershed and a distance of 50 km in the case of eolian transport, several watersheds were grouped to build microcharcoal source areas using ArcGIS for desktop software. Based on the same approach used in Genet et al. (2021), we constructed 7 preferential source areas of microcharcoal in the western Mediterranean region (Fig. 5.1). We used in addition the 5 zones already identified by Genet et al. (2021) for the Iberian margin, bringing the total number of zones of microcharcoal to 12 (Fig. 5.1).

5.1.5 Extraction and statistical analysis of environmental data in microcharcoal preferential source areas

Fire regime characteristics were extracted from the global database of fire patches (FRY_MCD64) from the MODIS sensors on board the Aqua and Terra satellites (Laurent et

al., 2019). We extracted 3 fire features, fire number (FN), burnt area (BA) in hectares (ha), fire radiative power (FRP: the energy emitted by fire measured in Watts) and compute 3 fire features derived from these observations, fire return interval (FRI), fire frequency (Ff) and fire size (Fs) for each fire over the period 2001-2016 (Laurent et al., 2019). The FRY_MCD64 database also contains the four main vegetation types according to the UNLCCS classification (United Nations Land Cover Classification System) called "burnt species" which burn each year. The four main burnt species were grouped into four groups "Burnt Grass", "Burnt Shrub", "Burnt Tree", and "Burnt Non-vegetated", and into three categories "Burnt Open vegetation" dominated by grasses and shrubs, "Burnt Mixed vegetation" dominated by trees and shrubs, "Burnt Closed vegetation" dominated by trees (Table S5.2) based on the conversion carried out in the work of (Poulter et al., 2015). The global database GFED4s (Global Fire Emissions Database that includes Small fires, version: GFED4s, grid with spatial resolution: 0.25 degree, period: 1997-2015; (Giglio et al., 2013) was used to extract the Net Primary Productivity (NPP) data. The global climate database CRU (Climatic Research Unit, CRU CL v. 2.0, grid with spatial resolution_ 10 minutes, period_ 1961-1990 of New et al. (2002) was used to obtain monthly temperature and precipitation data of 1961-1990 years.

Due to the different spatial resolutions of the databases and to characterize the environmental conditions (climate and productivity) only in the fire zones, we performed a grid over all our study areas with 10x10km cells (Fig. 5.2). Thus, we were able to extract all fire regime data within these cells. This allowed us to extract environmental data (climate and productivity) only in the cells containing fires and avoiding biases in the information. Indeed, we found that fires occurring in zone 7 were concentrated in the south of the region, i.e. on the Mediterranean rim where temperatures are warmer than in the north of the region.

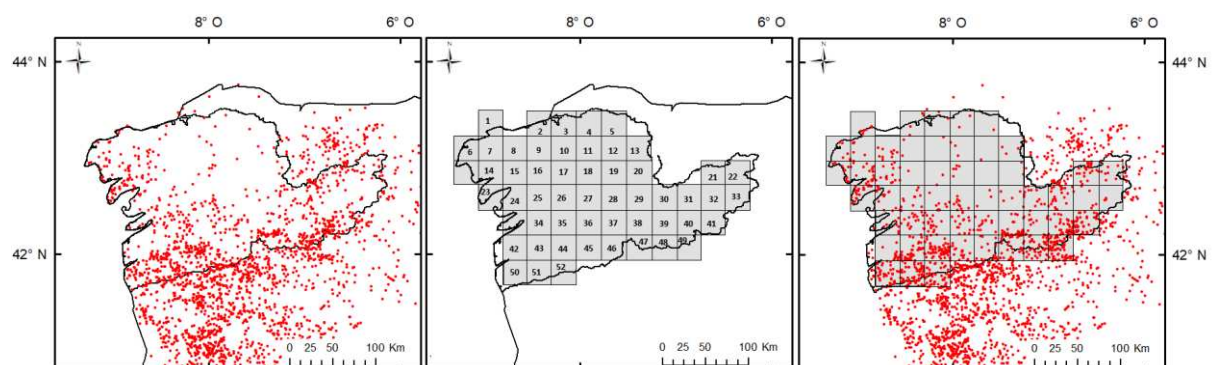


Fig. 5-2: Building environmental data based on grid cell: a) map of fire location during the 2001-2016 period; b) delimitation of grid cell of 10x10km; c) application of grid cell on fire location map and extraction

Thus, by extracting environmental data only in the fire cells, we can characterize the environmental conditions that favor the occurrence of fires. We computed the sum of number of fires and burnt area, and the mean of fire intensity, fire return interval and fire frequency per cell. We computed the mean monthly temperatures, precipitation, and productivity values per cell. All the analyses carried out for this work were carried out considering only the environmental data characterizing the pixels where at least 1 fire occurred.

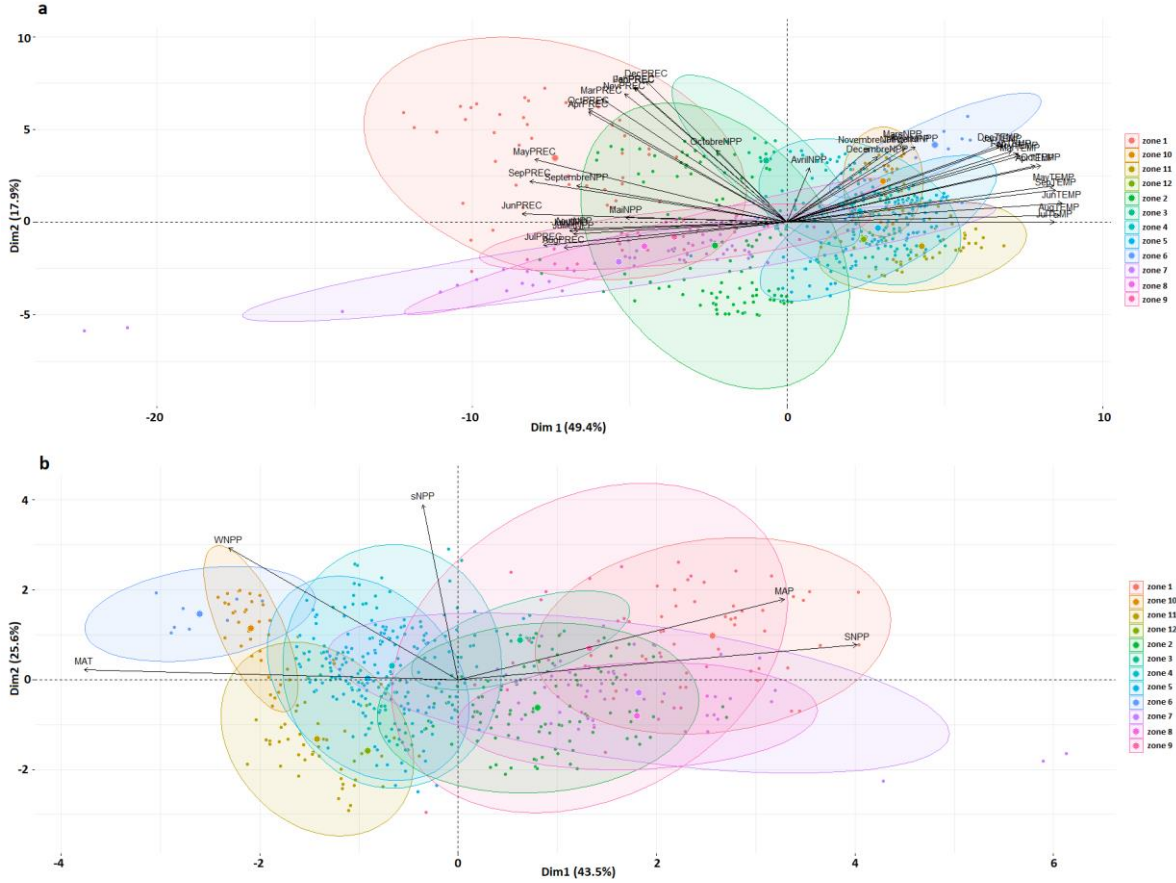


Fig. 5-3: Results of the PCA of a) the monthly climate and productivity data for each fires cells. Preferential source area of microcharcoal are materialized with colored circle. b) Results of the PCA of the mean annual temperature (MAT), mean annual precipitation (MAP), winter net primary productivity (WNPP), spring net primary productivity (sNPP), summer net primary productivity (SNPP) for each fires cells.

Using the different variables extracted from fire cell, we performed a Principal Component Analysis (PCA) using the package FactoMineR (Lê et al., 2008) using Rstudio environment to identify key climate patterns characterizing our zones on land. The PCA performed using climate and productivity monthly mean values allowed to show significant positive correlation between monthly mean climate values and mean annual climate values (Fig. 5.3a). We used

therefore only mean annual temperature (MAT) and mean annual precipitation (MAP). We identified 3 seasons with the NPP monthly mean values, the winter (October to March), the spring (April) and the summer (May to September), that led us to consider the mean winter/spring/summer NPP (WNPP/sNPP/SNPP) (Fig. 5.3b).

5.2 Results

5.2.1 Microcharcoal concentration and morphometrics

Due to the positive correlation between microcharcoal concentration CCnb (microcharcoal concentration by number of particles per gram) and CCsurf (microcharcoal concentration by total area of all microcharcoal in one sample per gram) ($r= 0.93, P < 0.001$) (Fig. S5.1), the CCnb can be used to describe the spatial distribution of microcharcoal concentrations. The CCnb in the western Mediterranean region is heterogenous varying between 0 nb.g-1 and 1.4E+05 nb.g-1 (Fig. 5.4)

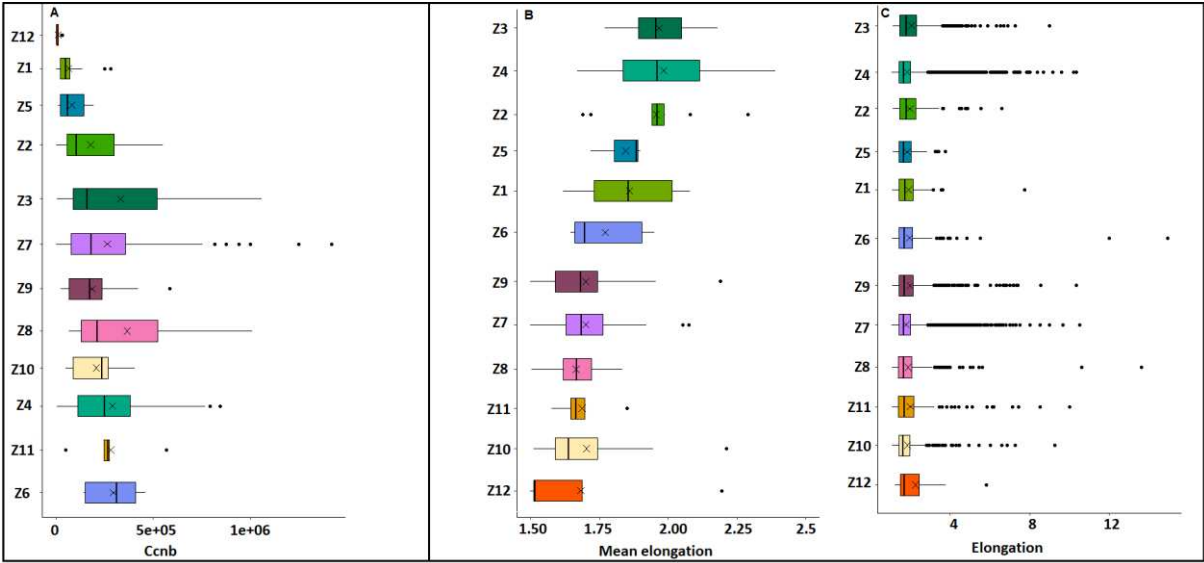


Fig. 5-4: Microcharcoal concentrations and elongation ratios for the 12 zones. a) Boxplot of mean microcharcoal concentrations in each zone; b) Boxplot of mean elongation of microcharcoal in each zone; c) Boxplot of individual particle elongation values of microcharcoal in each zone. Note that zones are not presented in the same order between boxplots.

Tab. 5-1: Significance test of the microcharcoal a) concentration; b) the elongation for each zone considering the median (Kruskall-Wallis test) (white and green) and their associated p-values (dark grey). Two zones are different if $p < 0.05$ (white cells) and similar if $p > 0.05$ (Green cells).

| | Z1 | Z2 | Z3 | Z4 | Z5 | Z6 | Z7 | Z8 | Z9 | Z10 | Z11 | Z12 | |
|-----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|------|
| Z1 | | | 60 | 54.5 | 150.5 | 75.5 | 4 | 489 | 23 | 101.5 | 37 | 15 | 36 |
| Z2 | 1.4E-02 | | | 54 | 204.5 | 37.5 | 15 | 536 | 43 | 135 | 64 | 22 | 8 |
| Z3 | 1.6E-02 | 4.8E-01 | | | 246.5 | 31 | 24 | 563.5 | 55 | 127.5 | 70 | 23 | 8 |
| Z4 | 0.0E+00 | 1.1E-01 | 6.7E-01 | | | 80.5 | 110 | 2238.5 | 276 | 445 | 267 | 121 | 13.5 |
| Z5 | 4.0E-01 | 2.6E-01 | 1.7E-01 | 2.7E-02 | | | 4.5 | 257.5 | 14.5 | 52 | 20 | 5 | 7 |
| Z6 | 1.8E-03 | 1.3E-01 | 7.3E-01 | 7.2E-01 | 2.0E-02 | | | 189 | 28.5 | 34 | 18 | 11 | 2.86 |
| Z7 | 5.0E-05 | 3.8E-01 | 8.6E-01 | 1.7E-01 | 2.3E-02 | 2.8E-01 | | | 500 | 1197.5 | 671.5 | 209.5 | 63.5 |
| Z8 | 1.2E-04 | 1.0E-01 | 5.2E-01 | 7.5E-01 | 5.5E-03 | 9.2E-01 | 2.3E-01 | | | 98 | 64 | 29 | 3.67 |
| Z9 | 4.0E-04 | 6.4E-01 | 7.4E-01 | 5.6E-02 | 1.9E-02 | 1.2E-01 | 4.6E-01 | 9.5E-02 | | | 129.5 | 39 | 2 |
| Z10 | 4.5E-04 | 4.6E-01 | 9.5E-01 | 3.8E-01 | 1.1E-02 | 1.7E-01 | 8.8E-01 | 4.6E-01 | 3.2E-01 | | | 24.5 | 3.73 |
| Z11 | 1.6E-02 | 4.3E-01 | 6.5E-01 | 9.8E-01 | 2.3E-02 | 8.3E-01 | 4.3E-01 | 9.6E-01 | 2.0E-01 | 4.6E-01 | | | 2.86 |
| Z12 | 5.9E-02 | 2.3E-03 | 3.4E-03 | 3.0E-05 | 3.0E-03 | 4.3E-03 | 6.0E-05 | 2.4E-04 | 4.0E-05 | 1.9E-04 | 4.3E-03 | | |

| | Z1 | Z2 | Z3 | Z4 | Z5 | Z6 | Z7 | Z8 | Z9 | Z10 | Z11 | Z12 | |
|-----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|------|-------|
| Z1 | | | 977.5 | 327.5 | 3134 | 754 | 641 | 9407.5 | 987 | 2557.5 | 1149 | 454 | 544.5 |
| Z2 | 2.5E-02 | | | 29.5 | 270.5 | 35.5 | 12 | 195 | 19 | 68 | 32 | 8 | 26 |
| Z3 | 1.4E-02 | 5.7E-01 | | | 158 | 15.5 | 1.73 | 31 | 2 | 16.5 | 2.59 | 2.46 | 1.04 |
| Z4 | 0.0E+00 | 3.8E-01 | 9.3E-01 | | | 148.5 | 43.5 | 345.5 | 24.5 | 167.5 | 89 | 17.5 | 100.5 |
| Z5 | 6.3E-02 | 2.0E-01 | 1.9E-01 | 6.5E-02 | | | 15.5 | 96.5 | 6 | 35.5 | 20 | 3 | 17 |
| Z6 | 9.1E-01 | 6.5E-02 | 8.3E-02 | 1.3E-02 | 3.8E-01 | | | 170 | 18.5 | 52 | 19.5 | 8 | 10 |
| Z7 | 0.0E+00 | 1.0E-04 | 2.0E-04 | 0.0E+00 | 1.0E-04 | 2.3E-01 | | | 539 | 1215.5 | 558 | 244 | 212 |
| Z8 | 2.7E-02 | 2.4E-03 | 1.7E-03 | 0.0E+00 | 7.0E-04 | 2.5E-01 | 5.7E-01 | | | 126 | 75 | 26.5 | 28 |
| Z9 | 6.3E-02 | 8.1E-03 | 3.7E-03 | 0.0E+00 | 2.8E-03 | 5.8E-01 | 8.3E-01 | 4.5E-01 | | | 140 | 56.5 | 52 |
| Z10 | 4.5E-02 | 1.3E-02 | 9.6E-03 | 0.0E+00 | 1.1E-02 | 2.2E-01 | 4.1E-01 | 8.9E-01 | 5.0E-01 | | | 27.5 | 27 |
| Z11 | 2.3E-01 | 2.3E-02 | 1.4E-02 | 1.4E-03 | 1.1E-02 | 4.0E-01 | 9.3E-01 | 7.5E-01 | 7.6E-01 | 6.6E-01 | | | 10 |
| Z12 | 1.9E-01 | 3.7E-01 | 3.0E-01 | 1.3E-01 | 2.6E-01 | 4.1E-01 | 2.3E-01 | 4.8E-01 | 2.6E-01 | 3.1E-01 | 4.1E-01 | | |

Zones 12, 5 and 1 share similar low median concentrations, less than $1.0E+05$ ($1.02E+05$ nb.g⁻¹, $8.06E+05$ nb.g⁻¹ and $5.08E+05$ nb.g⁻¹ respectively) (Mann-Whitney T-test for the median: pvalue >0.05) and are different from the other zones (except zone 5). Zones 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11 share similar high median concentrations (Table 5.1). Within this group, zones 2, 3, 7, 8, 9 and 10 present lower median concentration between $1.0E+05$ and $2.0E+05$ nb.g⁻¹ than zones 4, 6, 10 and 11 greater than $2.50E+05$ nb.g⁻¹. The maximum length of the observed particles is 125 μ m. Mean microcharcoal elongation ratios vary between 1.3 and 2.96 (Fig. 5.4b) while individual particle elongation ratios vary between 1.0 and 14.9 (Fig. 5.4c). Median values of mean microcharcoal elongation ratios present globally two groups, one including zones 2, 3, 4 and 5 and the other one including zones 7, 8, 9, 10 and 11.

1.1 Pyro region

Cluster analysis of fire regimes, climate and vegetation data can be interpreted at two different levels (Fig. 5.5a). The first level identifies group 1 (G1) including zones 1, 3, 10, 11, 4, 2 and 5 and group 2 (G2) including zones 9, 7, 8, 6 and 12. The partitioning into 2 groups yielded a weak result with a proportion of inertia explained at 24%. However, this partitioning is clearly dominated by FN, BA and Ff fire characteristics (Fig. 5.5b) with percentage of explication greater than 60% (Table 5.3). G1 is characterized by frequent (high number of fires and high frequency) and large fires (high mean fire size and high burnt area) of low intensity with a short fire return interval (Table. 5.4). G2 is characterized by rare (low number of fires and low frequency) and small fires (low mean fire size and low burnt area) of high intensity with a long fire return interval (Table 5.4).

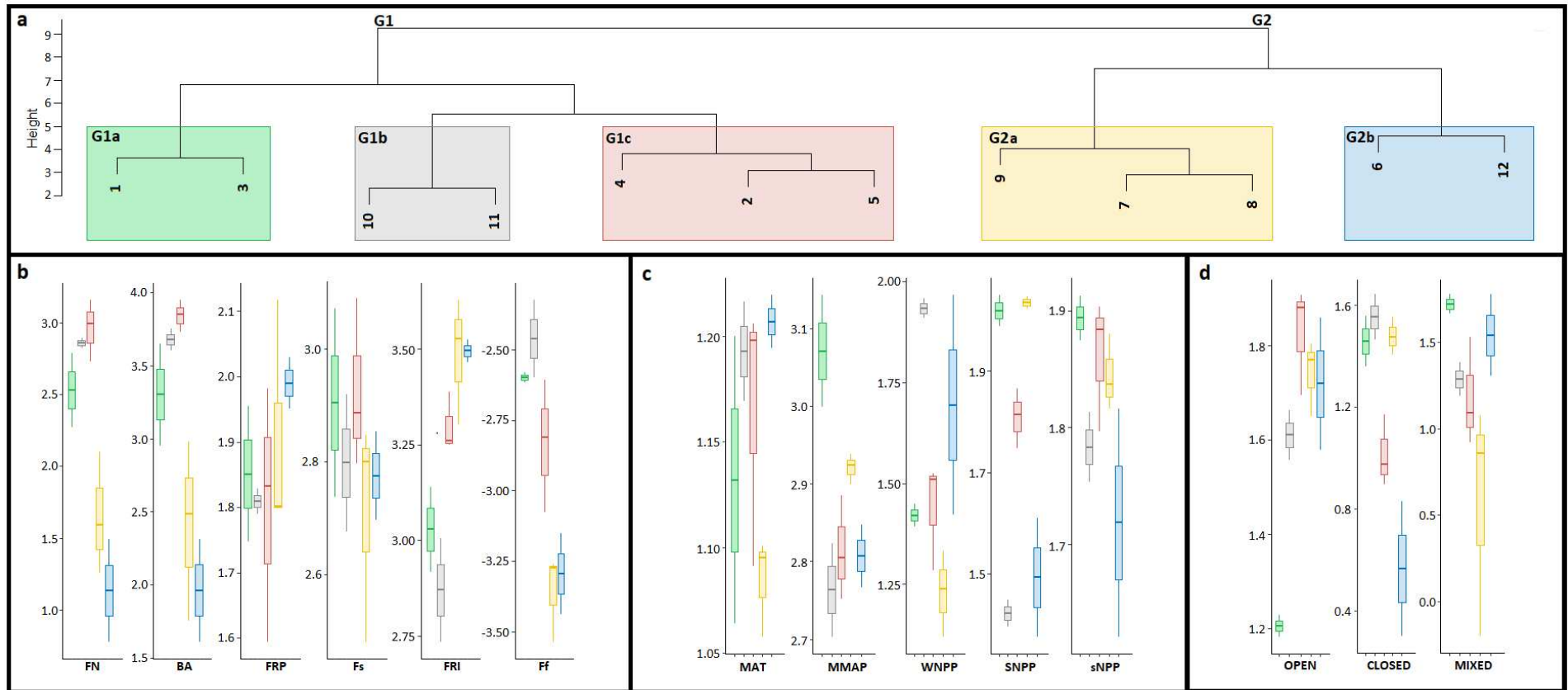


Fig. 5-5: a) Cluster analysis performed on mean environmental data of each zone. b/c/d) Box-plot of fire regime characteristics, climate and productivity data, calculated for each cluster (values were log-transformed to enhance visualization). B) Fire regime characteristics: FN: Fire number, BA: total burnt area; FRP: fire radiative power; F_s : Fire size: mean size of fires computed by dividing the number of fires by the total area burned; FRI: Fire return interval; Ff: Fire frequency; c) environmental parameters: MAT: mean annual temperature, MMAP: mean annual precipitation; WNPP: winter net primary productivity; SNPP : summer net primary productivity; sNPP : spring net primary productivity. d) Burnt species: open, closed and mixed.

G1 is divided into 3 subgroups: G1a including zones 1 and 3, G1b including zones 10 and 11 and G1c including zones 4, 2 and 5. G2 is divided into 2 subgroups: G2a including zones 9, 8 and 7 and G2b including zones 6 and 12. The partitioning into 5 subgroups yielded a proportion of inertia explained at 71%. The partitioning into 5 subgroups is dominated by fire variables but also by temperature (MAP), winter and summer productivity (WNPP, SNPP) and burnt vegetation (open, closed and mixed vegetation) with percentage of explication greater than 60% (Table 5.2).

Tab. 5-2: Percentages of explanation of the two-groups (G1 and G2) and of the five groups (G1a, G1b, G1c, G2a, G2b) partitioning based on the characteristics of fires, environmental data and burnt species obtained by cluster analysis. FN: sum of the number of fires, Ba: sum of total burned area, FRP: mean fire intensity, Fs: mean fire size, FRI: mean fire return interval, Ff: mean fire frequency, MAT: mean annual temperature, MAP: mean annual precipitation, WNPP: winter net primary productivity, SNPP: summer net primary productivity, sNPP: spring net primary productivity, OPEN: open vegetation, CLOSED: closed vegetation, MIXED: mixed vegetation.

| Clustering | FN | BA | FRP | Fs | FRI | Ff | MAT | MAP | WNPP | SNPP | sNPP | OPEN | CLOSED | MIXED |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|
| 2 groups | 79.5 | 75.2 | 27.9 | 0.8 | 54.8 | 75.8 | 5.9 | 0.0 | 8.2 | 1.3 | 12.1 | 10.0 | 5.5 | 14.8 |
| 5 sub-groups | 87.6 | 83.7 | 32.4 | 14.3 | 83.9 | 86.3 | 54.9 | 80.7 | 76.7 | 95.1 | 57.5 | 86.0 | 87.0 | 60.8 |

Rare small fires of high intensity spread in the southwestern Iberian Peninsula and in Majorca island (G2b) under relatively warm and dry climate (Fig. 5.5, Table 5.4) with high productivity in winter and burning mainly open and mixed vegetation. They spread also in the southeastern France (G2a) under mild climate (Fig. 5.5, Table 5.4) with high productivity in summer, burning mainly open and closed vegetation.

Frequent large fires of low intensity spread in the North of Algeria (G1b) under hot and dry climate (Fig. 5.5, Table 5.4) with high productivity in winter and burning mainly closed and open vegetation. The same type of fire activity occurs in the central and in the northern part of the Iberian Peninsula (G1c/G1a) under hot and dry (G1c) and wet and warm (G1a) climates with high productivity in summer. Fires burn mainly mixed and closed vegetation in the most western zones (G1a) and mainly open vegetation in the most interior and in the southern part of the Iberian Peninsula (G1c).

Tab. 5-3: Characteristics of fires in the 2 large groups G1 and G2 defined by the cluster. FN: sum of the number of fires, Ff: mean fire frequency, BA: sum of total burned area, Fs: mean fire size, FRP: mean fire intensity, FRI: mean fire return interval.

| Large group | Zones | FN | Ff | BA(ha) | Fs | FRP | FRI |
|-------------|-----------------|------|-----|---------|--------|------|-------|
| G1 | 1-3-10-11-4-2-5 | 5200 | 0.1 | 3845776 | 738.43 | 68.3 | 93.3 |
| G2 | 9-7-8-6-12 | 221 | 0.0 | 156105 | 706.35 | 90.7 | 211.6 |

Tab. 5-4: Characteristics of the environmental parameters in all 5 sub-groups. MAT: mean annual temperature, MAP: mean annual precipitation, WNPP: winter net primary productivity, SNPP: summer net primary productivity, sNPP: spring net primary productivity, OPEN, CLOSED, MIXED: percentages of open, closed and mixed vegetation burned during fires in each subgroup.

| Groups | subgroups | MAT | MAP | WNPP | SNPP | sNPP | OPEN | CLOSED | MIXED |
|--------|-----------|------|--------|------|-------|------|------|--------|-------|
| G1 | G1a | 13.7 | 1194.5 | 26.4 | 104.7 | 78.5 | 16.1 | 29.3 | 53.0 |
| | G1b | 15.6 | 585.4 | 85.9 | 26.5 | 60.8 | 41.1 | 36.5 | 19.8 |
| | G1c | 14.7 | 656.7 | 28.4 | 64.8 | 73.1 | 68.8 | 10.7 | 18.2 |
| G2 | G2a | 12.2 | 833.7 | 17.3 | 108.4 | 70.0 | 55.8 | 30.3 | 6.6 |
| | G2b | 16.1 | 644.5 | 59.4 | 32.2 | 53.6 | 55.2 | 4.4 | 39.9 |

5.3 Discussion

5.3.1 Using microcharcoal concentration in marine surface sediments

Due to high sedimentation rate events, coarse age-depth models or sediment stretching during the coring, marine microcharcoal influx record might be artificially biased (Daniau et al., 2019). Instead of using the microcharcoal influx (or charcoal accumulation rate), i.e. the number of fragments per unit area per unit time we prefer therefore using microcharcoal concentration. Herring, (1985) and Smith et al. (1973) observed that the distribution pattern of charcoal or elemental carbon concentrations in surface marine sediments of the North Pacific Ocean was similar to the distribution pattern of fire proxy accumulation rate. This suggests that concentration variability is not an artefact produced by varying degrees of sediment dilution.

Genet et al. (2021) showed that microcharcoal concentrations off the Iberian margin increase with the coastal distance and water depth across the slope before decreasing to the abyssal plain suggesting also no dilution of microcharcoal concentrations on the slope. In our study, our samples are not distributed over a wide range of water depths. They are mostly located on the continental shelf and no relationship between water depth and microcharcoal concentration was observed using the 178 samples (not shown).

According to Müller et al. (1998) core-top sediments record the late Holocene covering a few hundred to, at maximum, a few thousand years. Dating information available for 119 samples suggests an age of less than a few centuries. To support our comparison of the different datasets, we compared the distribution of microcharcoal concentration values from our marine surface samples and from 6 short sedimentary cores covering the past 120 years. Results (Fig. 5.6) show that microcharcoal concentration variability of the different zones is within the variability of microcharcoal concentration recorded by short cores. This suggests that mean environmental conditions on land and in the ocean that led to mean charcoal concentration over the past century do not radically depart from conditions that led to a few dozen years of charcoal accumulation recorded by the instrumental period.

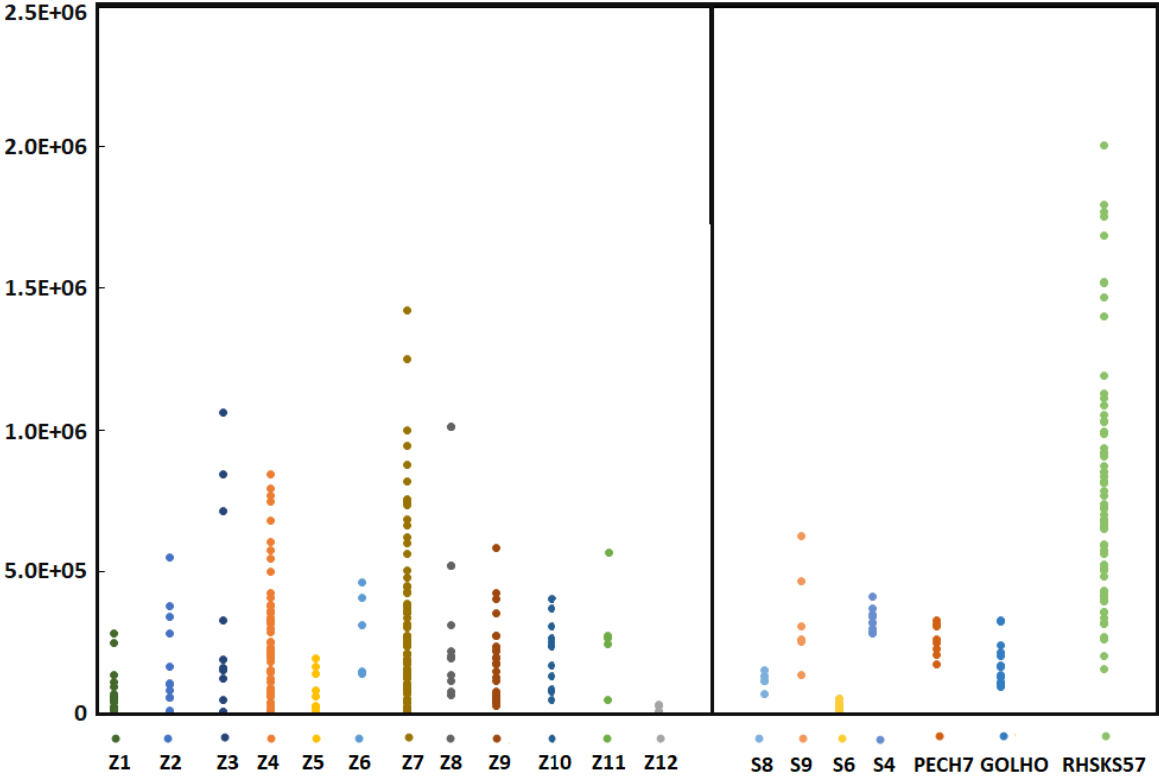


Fig. 5-6: Comparison of microcharcoal concentration values (CC_{nb} , nb.g^{-1}) in all zones and in the short cores.

5.3.2 Exploring the links between microcharcoal, fire, climate and vegetation

Watershed size can contribute to variations in charcoal production, i.e. the combustion of a larger burned area might produce a higher amount of charcoal and increase charcoal influx in lakes (Marlon et al 2006). However, our study shows low (Z12, Z1, Z5), intermediate (Z2, Z3, Z9, Z7, Z8) and high (Z10, Z4, Z11, Z6) microcharcoal concentrations independently of the size of the watersheds (small, Z12, Z6 and Z8; medium, Z10, Z1 and Z9; or large, Z11, Z4, Z2, Z7 and Z5) or of the flow and of the discharge of rivers (Table 5.5). In agreement with Genet et al., 2021 we suggest therefore that the source areas or rivers exert no influence on the accumulation of microcharcoal in marine sediments.

Tab. 5-5: Watershed and associated rivers characteristics. The size of the source areas is considered small when the size is less than 100000 km², intermediate when the size is between 10000 and 100000 km² and high when the size is more than to 100000 km². Zones are classified according to the smallest to the highest microcharcoal concentration (CCnb).

| Country | ZONES | Rivers | Relative source areas size | Source area size (km ²) | River's Length (km) | River's flow m ³ /s | River's discharge (hm ³ per year) | Suspended sediment load (10 ⁶ t years ⁻¹) | CCnb |
|-------------------|-------|--------------|----------------------------|-------------------------------------|---------------------|--------------------------------|--|--|----------|
| Iberian Peninsula | Z12 | | small | 3849.1 | 0 | 0 | NA | NA | 5.40E+03 |
| | Z1 | Tambre | intermediate | 30707.8 | 125 | 54.1 | NA | NA | 5.08E+04 |
| | | Ulla | | | 132 | 79.3 | NA | NA | |
| | | Minho | | | 300 | 340 | 10.375 9.46 | NA | |
| | Z5 | Guadiana | high | 278259 | 810 | 70 | 2.522 2.68 | 0.5e1.51 | 5.97E+04 |
| | | Guadalquivir | | | 657 | 164.3 | 2.046 | | |
| | Z2 | Douro | high | 109470 | 927 | 443 | 14.8 14.191 | 0.16 | 1.03E+05 |
| Z3 | | | | | | | Mondego | | small |
| France | Z9 | Golo | small | 9640.2 | 89 | 14.1 | NA | NA | 1.75E+05 |
| | | Tavignano | | | 89 | 11.5 | NA | NA | |
| Italy | Z9i | Tevere | intermediate | 39464.7 | 406 | 267 | NA | NA | |
| | | Arno | | | 241 | 80 | NA | NA | |
| France | Z7 | Rhone | high | 125048 | 813 | 1820 | 54.24 | 7.39 | 1.81E+05 |
| | Z8 | Var | small | 6645.9 | 114 | 49.4 | NA | NA | 2.13E+05 |
| Algeria | Z10 | Isser | intermediate | 27783.1 | 97 | 23.4 | NA | NA | 2.37E+05 |
| Iberian Peninsula | Z4 | Tagus | intermediate | 91487.9 | 1007 | 500 | 9.46 9.629 | NA 0.4 | 2.50E+05 |
| | | | | | | | Algeria | Z11 | Chelif |
| Iberian Peninsula | Zone6 | Guadalmedina | small | 6204 | 47 | NA | NA | NA | 3.13E+05 |

The partitioning of our research area into study areas with similar environmental conditions in terms of fire regime, climate, vegetation type and productivity, allowed us to compare our microcharcoal concentration and elongation results to particular environmental conditions.

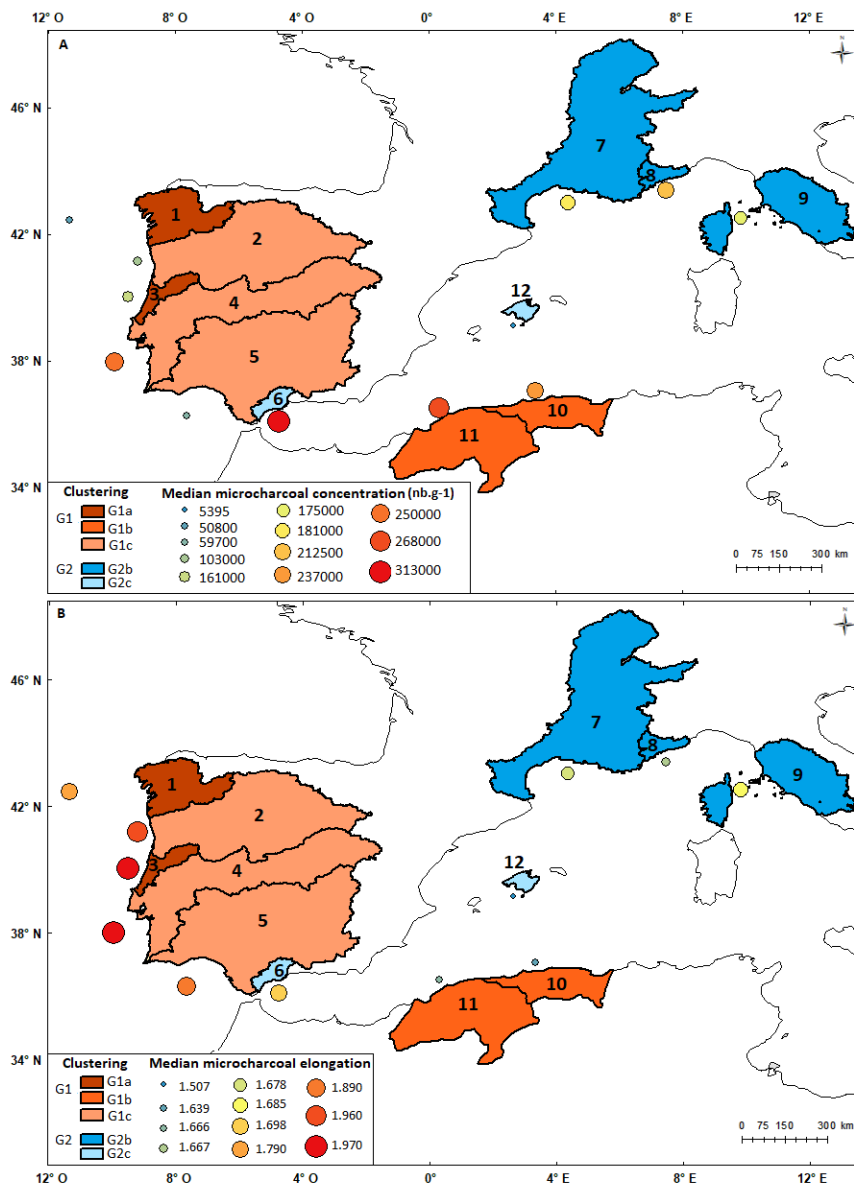


Fig. 5-7: Spatial distribution of microcharcoal parameters compared to pyro climate regions defined by cluster analysis. A) Color dots correspond to microcharcoal concentration in each zone (median microcharcoal concentration). B) Color dots correspond to microcharcoal elongation in each zone (median microcharcoal elongation). G1 corresponds to zones characterized by frequent large fires of low intensity under hot and dry climate (G1b – dark orange colour and G1c light orange color) and under cool and wet climate (G1a brown color). G2 corresponds to rare small fires of high intensity under very hot and dry climate (G2c- light blue colour) and under cold and wet climate (G2b – dark blue colour).

We observe low (Z1, Z2, Z3, Z5, Z12), intermediate (Z7, Z8, Z9) and high (Z6, Z10, Z11, Z4) microcharcoal accumulation off the coast of regions characterized by frequent large fires of low intensity (G1) or rare small fires of high intensity (G2) (Fig. 5.7). Contrary to previous studies of terrestrial and marine microcharcoal studies (Duffin et al., 2008; Mensing et al., 1999; Tinner et al., 1999) suggesting the accumulation of microcharcoal reflects the number of fires or the burned area, our study observed no clear relationship between the number of fires, burnt areas and microcharcoal accumulation in marine domain. Our results show that high (Z10, 11 and 4) and low (Z12) accumulation of microcharcoal are successively associated with low (G1) and high (G2) intensity fires. However, we show that intermediate (Z7, Z8 and Z9) and high (Z6) microcharcoal accumulation are associated with more intense fires (G2) whereas lower microcharcoal concentration is associated with less intense fires on average (G1, zones Z1, Z2, Z3 and Z5).

According to (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Genet et al., 2021; Lynch et al., 2004) the charcoal production is amplified when fire intensity is high probably because high-intensity fires consume more vegetation and thicker elements than leaves, such as twigs and branches (Higuera et al., 2005). Thus, we suggest that low microcharcoal accumulation is characterised by fires of low intensity. However, we suggest that fires of high intensity are not necessarily responsible for a high production of microcharcoal. It might depend also on other parameters such as the type of vegetation or the flammability of the plants. According to previous studies in terrestrial (Whitlock and Larsen, 2002) and marine domain (Genet et al., 2021) we suggest that microcharcoal accumulation does not reflect a strict change in the number of fires or in burnt area or fire intensity but changes in fire regime, climate and vegetation type.

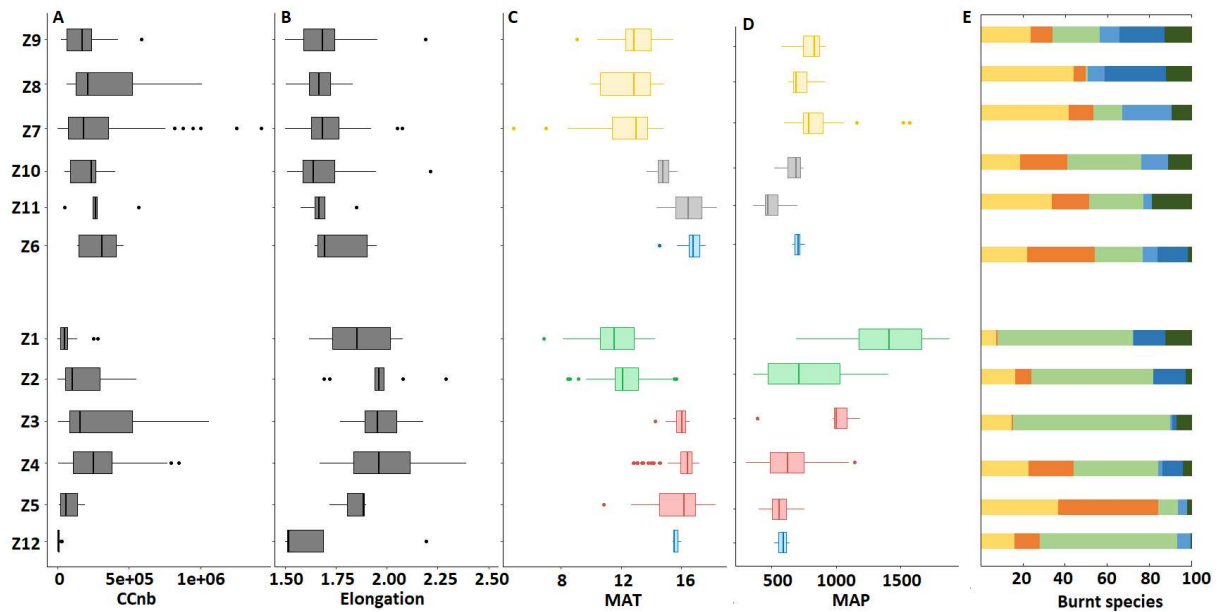


Fig. 5-8: A and B) Boxplot of microcharcoal concentration and elongation in each zone. C and D) Boxplot of mean annual temperatures and precipitation for each zone. E) Burnt species in percentages from the FRY database (Laurent et al., 2018) classified following the United Nations Land Cover Classification System (UNLCCS). Yellow and orange colors correspond respectively to open and herbaceous vegetation. Light green corresponds to mixed vegetation. Light blue and dark blue colour corresponds to shrubland and grassland, respectively. Dark green colour corresponds to closed vegetation.

Apart from low microcharcoal accumulations in zones 5 and 12, our results show a higher accumulation of microcharcoal in the marine domain below 40°N (Z4, Z6, Z10, Z11) than above 40°N (Z1, Z2, Z3, Z7, Z8, Z9) (Fig.6). Our results show an increase in microcharcoal accumulation in samples from the Atlantic Ocean from the north to the south (Z1 to Z6) following a climatic gradient with increasing temperatures (of about 5°C) and decreasing precipitation (MAP of about 887 mm) from the north to the south (Table 5.5). According to Mouillot et al. (2002) increases of temperatures and decreases of precipitation have a direct influence on Mediterranean type ecosystem flammability. In addition, the Mediterranean species flammability depends on water availability (Alessio et al., 2008). The propagation of fires is controlled by the presence of fuel and its quality, i.e. its dryness and its physiology (Trabaud, 1992). We suggest that high microcharcoal accumulation in marine sediments is linked to high production of microcharcoal due to a higher plant flammability and to the complete burning of the vegetation under warmer temperatures.

Our results show an intermediate (Z7, Z8, Z9 – G2a) or high (Z10, Z11 – G1b) accumulation of microcharcoal with particles of low elongation associated with fires occurring under mild or hot and dry climates that burns a higher percentage of closed, grassland and shrubland vegetation than in the other zones (Fig. 5.8). Feurdean, (2021) indicated that the burning of live tree leaves and wood produced intermediate microcharcoal concentration and particles of low to intermediate elongation ratio whereas combustion of dead tree leaves and wood produced high microcharcoal concentration with particles characterised by intermediate elongation ratio. (Vachula et al., 2021) reported particles of low elongation ratio in the case of woody vegetation combustion. In addition, Blackford, (2000) indicated that the burning of Ericaceae belonging to shrubland (Díaz Barradas et al., 1999) produces a high amount of charcoal of low elongation ratio. We suggest therefore that the burning of shrubs and closed vegetation in regions G1b and G2a, higher than in the other regions, might be responsible for the intermediate and high accumulation of microcharcoal of low elongation.

Our results show low to high concentration of microcharcoal with particles of high elongation in zones 1, 2, 3, 4 and 5 (G1a and G1c) associated with fires occurring under warm and wet climate (Z1 and Z3) or hot and dry climate (Z2, Z4 and Z5) that burns high percentages of mixed and open vegetation including herbaceous vegetation (Fig. 5.8). Burning experiments in laboratory showed the elongation ratio is higher during the combustion of herbaceous vegetation (graminoids, forb, fern and moss) (Feurdean, 2021) and of graminoids, forb and herbs (Vachula et al., 2021) than the combustion of tree leaves and woody vegetation. In addition, the burning of herbaceous vegetation produces more microcharcoal particles than the combustion of woody vegetation (Feurdean, 2021). We suggest therefore that the burning of mixed and open vegetation produces elongated microcharcoal in high quantity. Our results show however a low accumulation of microcharcoal with elongated particles in zone 5 associated with fires burning species corresponding to open vegetation (73.5 %), 41.3% of which corresponds to herbaceous vegetation. (Genet et al., 2021) attributed this very low concentration of elongated microcharcoal in the southern area of the Iberian Peninsula to the burning of managed grass alone that represent more than half of the herbaceous vegetation. Fire residence times and fire intensities in grassland ecosystems are generally low (Johansen et al., 2001). We suggest that the predominant burning of this managed grass is responsible for the low accumulation of microcharcoal in this area. The extremely low accumulation of particles with a very low elongation ratio in zone 12 is associated with fires burning species corresponding to open and mixed vegetation (85.6 %), 59.7% of which correspond to mixed vegetation (Mosaic herbaceous cover (>50%) / tree and shrub (<50%) and Mosaic natural

vegetation (tree, shrub, herbaceous cover) (>50%) / cropland (<50%). We suggest that the low accumulation of microcharcoal in this area reflects the small size of the Majorque island, characterised by a small burnt area that might reduce microcharcoal production.

5.4 Conclusion

Microscopic charcoal particles (between 10 and 125 μm -length) were analysed in 278 marine core-top sediment samples collected in the eastern Atlantic Ocean and in the western Mediterranean Sea. In order to better understand how microcharcoal concentrations represent fire regimes on land, microcharcoal concentrations and morphometrics (elongation) were quantified and compared to fire parameters, climate, burnt species, and physical source area variables (size of source area and length of rivers). Results suggest that microcharcoal variability is independent of physical specific site parameters, such as the size of the source area (except for very small source area as it is the case for Majorca island), the flow and discharge of rivers. Microcharcoal concentrations seem also independent of the strict change in the number of fires and burnt areas. Low microcharcoal accumulation is associated with fires of low intensity. Intermediate to high microcharcoal concentration might be linked to fires of high intensity in combination with high plant flammability that might favour microcharcoal production. We show that intermediate and high accumulation of microcharcoal with weakly elongated particles reflect fires of high intensity occurring in mild climate or of low intensity in hot and dry climate that burns a great percentage of closed vegetation and shrubland. We showed that increases of microcharcoal accumulation of elongated particles reflect the increases of temperature and decreases of precipitation and the burning of a great percentage of open and mixed vegetation. Thus, we infer that the interaction between climate conditions, type and state of the vegetation might be responsible of the produced microcharcoal amount and of its morphology.

Chapitre 6 : Premier test d'application de la calibration régionale sur les paléo enregistrements des incendies de la région Méditerranéenne Occidentale pendant l'Holocène

Résumé du chapitre

Après avoir établi une première étude de calibration du microcharbon, c'est-à-dire étudier les relations entre les paramètres (concentration et allongement) des microcharbons dans les sédiments marins de surface et les paramètres environnementaux, nous l'avons utilisée pour affiner les interprétations précédentes sur l'activité du feu du sud-ouest de la Péninsule Ibérique au cours de l'Holocène (Chap. 3). Ensuite nous avons étudié un premier paléo-enregistrement des incendies du sud-est de la France. Puis nous avons élargi la résolution spatiale de l'étude de calibration afin de couvrir des régimes climatiques, de végétation et d'activité de feu différents. Dans ce chapitre nous réalisons un premier test d'application de cette calibration élargie à l'échelle de la Méditerranée Occidentale au paléo-enregistrement des incendies à l'Holocène du sud-est de la France.

6.1 Introduction

6.1.1 Contexte environnemental

Notre zone d'étude s'étend de 13° Ouest à 13° Est et de 33° à 47° Nord incluant la Péninsule Ibérique, le sud de la France, le nord-ouest de l'Italie et le nord de l'Algérie. Elle peut être divisée en deux zones bioclimatiques. Le nord-ouest de la Péninsule Ibérique et le sud-est de la France sont affectés par un climat Atlantique (Fig. 6.1) caractérisé par des conditions humides et fraîches et dominé par des forêts de chênes à feuilles caduques (*Quercus robur*, *Q. pyrenaica* et *Q. petraea*) et des communautés de bruyères (Ericaceae et *Calluna*) et d'*Ulex* (Castro et al., 1997).

Le pourtour méditerranéen français, le sud de la Péninsule Ibérique et le nord de l'Algérie sont affectés par un climat méditerranéen (Fig. 6.1) caractérisé au-dessus de 40°N par des conditions plus humides et froides et au-dessous de 40°N par des conditions chaudes et sèches. La végétation méditerranéenne est caractérisée par une végétation d'arbres et d'arbustes sclérophylles et de forêts tempérées chaudes (Castro et al., 1997) composée de forêts fermées (conifère et feuillus), de broussailles ou arbustes (garrigue et maquis) et de végétation herbacée (graminées ou de plantes herbacées non-graminoïdes) (Shoshany, 2000). La région méditerranéenne, en raison de la diversité du climat et de la végétation, est fortement sujette aux développements des incendies (Keeley et al., 2011; Trabaud, 1983). La densité des incendies est plus forte dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique, le nord de l'Algérie, le sud de l'Italie et la Sicile (Fig. 6.1). La Péninsule Ibérique et le nord de l'Algérie sont sujets à des incendies plus fréquents, plus grands et de plus faible intensité que les incendies se produisant dans le sud-est de la France de plus petites tailles, plus rares mais de plus forte intensité (Chap. 5).

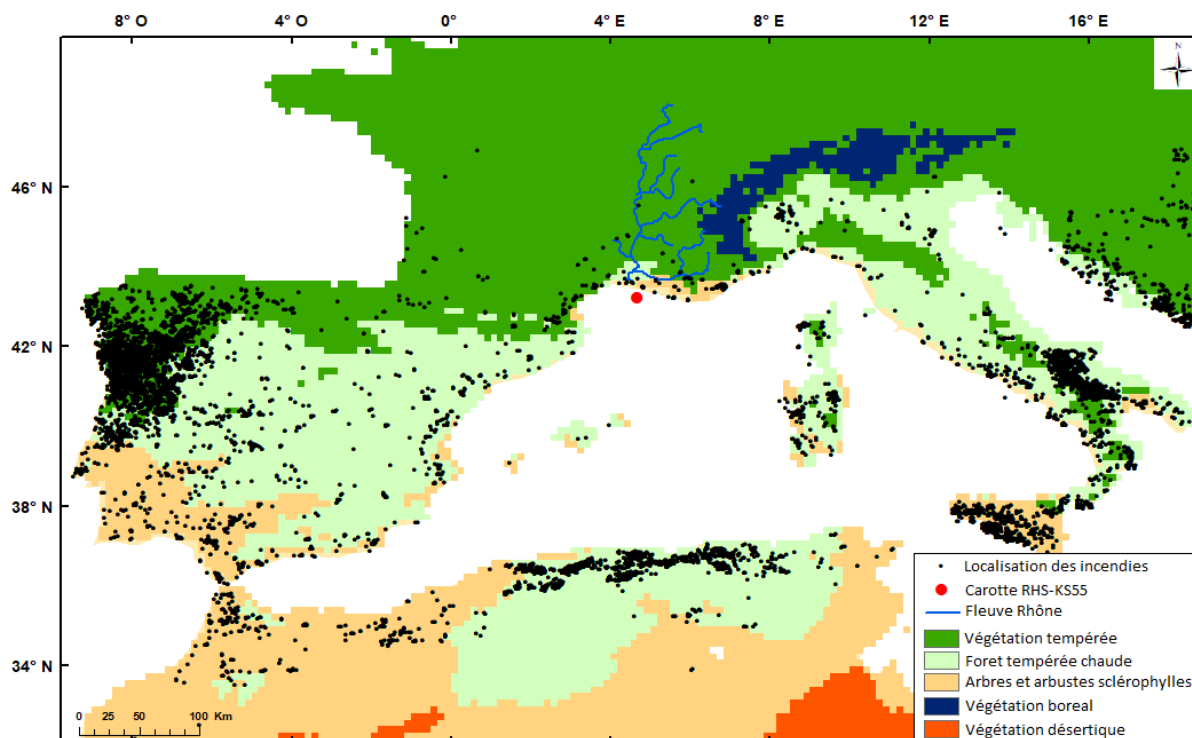


Fig. 6-1: Localisation de la zone d'étude et végétation potentielle naturelle: arbres et arbustes sclérophylles (orange clair), forêt tempérée chaude (vert clair), végétation atlantique (vert foncée), végétation boréale (bleu), végétation désertique (orange foncé) (Levasseur et al., 2012). Localisation des incendies entre 2001 et 2016 (points noirs) de la base de données FRY (Laurent et al., 2018). Carotte sédimentaire marine (point rouge) RHS-KS55 (Berné and Deniellou, 2008). Le Rhône et ses affluents sont matérialisés par des traits bleus.

6.1.2 Paléo-incendie en Méditerranée Occidentale à l'Holocène. Focus sur le sud-est de la France.

Le sud-est de la France a connu depuis 8500 ans une variation de la biomasse brûlée qui présente une périodicité de 1100 ans et de 500 ans (Chap.4) comme observée dans d'autres enregistrements de la biomasse brûlée en Europe (Florescu et al., 2019) soutenant ainsi l'implication du climat dans la variabilité du régime de feux. Dans le sud-est de la France des augmentations de biomasse brûlée sont observées lors des intervalles 7.8-7.6, 7.3-7.1, 6.75-6.55, 6.3-5.8, 5.5-5.3, 4.75-4.95, 4-3.8, 3.5-3.3, 2.8-2.65, 2.5-2.3, 2.1-2, 1.9-1.8, 1.5-1.25, 1.0-0.8, 0.55-0.3 ans BP. Le développement et la propagation des incendies dépend de la productivité et de l'assèchement de la végétation, c'est-à-dire que l'humidité favorise le développement du combustible et les conditions sèches augmentent l'inflammabilité des plantes (Harrison et al., 2010; Pausas and Paula, 2012). De nombreuses augmentations de biomasse brûlée enregistrées dans le sud-est de la France depuis 8500 ans coïncident avec des situations

de NAO négative et des évènements froids générés par des conditions synoptiques négatives de l'EA (Chap. 4). Une NAO négative entraîne une humidité sur le bassin méditerranéen (Hurrell et al., 2003), tandis que les conditions négatives de l'EA apportent des vents froids et sec venus du Nord (Josey et al., 2011). Ces conditions atmosphériques apportant de l'humidité sur le bassin Méditerranéen et des vents froids et sec sur le nord-ouest de la méditerranée, pourraient être à l'origine de la disponibilité de biomasse et de son assèchement ce qui la rendrait plus favorable à la combustion.

6.2 Matériel et Méthodes

6.2.1 Les données de calibration du microcharbons

L'analyse des microcharbons (concentration et allongement) a été réalisée sur 278 échantillons de sédiments marin de surfaces prélevés en Méditerranée Occidentale (Chap. 5). Basée sur la localisation des échantillons, 12 zones marines de dépôts de microcharbons ont été définies (Chap. 5). L'activité des feux (nombre de feu, surface brûlée, et intensité des feux) analysée à partir de la base de données FRY (Laurent et al., 2018) a été observée dans les 12 zones terrestres adjacentes aux zones de dépôts des microcharbons. Afin d'étudier le régime de feux dans sa globalité, les conditions climatiques, la productivité, ainsi que les espèces végétales brûlées lors des incendies successivement tirés des bases de données CRU (New et al., 2002), GFED4s (Giglio et al., 2013) et FRY (Laurent et al., 2018) ont été analysées.

6.2.2 Les données de paléo-incendies

Les données de paléo-enregistrement des incendies en Méditerranée Occidentale proviennent de la carotte sédimentaire marine RHS-KS55 prélevée dans le Golfe du Lion (Chap. 4) qui couvre les derniers 8500 ans. Des particules supérieures à 10 μm et jusqu'à 125 micromètres de long sont observées. En raison de la corrélation positive entre les mesures de concentration de microcharbons par nombre de particules par gramme et par surface totale de tous les microcharbons dans un échantillon par gramme, nous utilisons la concentration par nombre de particules par gramme de sédiment sec pour décrire la distribution temporelle des concentrations de microcharbons. L'allongement des particules de microcharbons a également été analysé.

6.3 Résultats

6.3.1 Gammes de valeurs

6.3.1.1 Les concentrations en microcharbons

Sur la base des différences des médianes de concentration dans chacune des zones étudiées (Chap5), 3 groupes se distinguent (Fig. 6.2a) : un groupe d'accumulation en microcharbons faible (Groupe 1) qui rassemble les zones 1, 2, 5, 12 et dont la médiane du groupe est de 5.27×10^4 nb.g¹, un groupe d'accumulation de microcharbons intermédiaire (Groupe 2) qui rassemble les zones 3, 7, 8, 9, et dont la médiane du groupe est de 2.48×10^5 nb.g⁻¹, et un groupe d'accumulation de microcharbons élevée (Groupe 3) qui rassemble les zones 10, 11, 4, 6 dont la médiane du groupe est de 1.81×10^5 nb.g⁻¹. Si la moyenne et la médiane du groupe 1 est significativement différente des moyennes et médianes des groupes 2 et 3 (Student's T-test pour les moyennes et Kruskal-Wallis test pour les médianes ; pvalue >0.05), les moyennes et médianes des groupe 2 et 3, sont similaires. Cependant en raison des nombreux paramètres environnementaux qui différencient les zones de ces deux groupes nous avons choisi de les considérer séparément. Afin de fixer des gammes de valeurs nous avons choisi le 3^{ème} quartile des valeurs du groupe 1 comme borne maximale de la gamme inférieure, 3^{ème} quartile des valeurs du groupe 3 comme borne maximale de la gamme intermédiaire, la valeur maximale du groupe 3 comme borne maximale de la gamme élevée et comme borne minimale de la gamme extrême. Ainsi, nous avons choisi de définir quatre gammes : la gamme inférieure considère les valeurs de concentration en microcharbons entre 0 et 1.12×10^4 , la gamme intermédiaire considère les valeurs de concentration en microcharbons entre 1.12×10^4 et 3.64×10^5 , la gamme élevée considère les valeurs de concentration en microcharbons entre 3.64×10^5 et 6.79×10^5 , la gamme extrême considère les valeurs de concentration en microcharbons supérieur 6.79×10^5 .

6.3.2 L'allongement des particules de microcharbons

Un partitionnement en *k*-moyennes qui rassemble les groupes sur la base de la distance d'un point à la moyenne des points de son groupe, a permis de rassembler en 2 groupes les valeurs d'allongements des particules de microcharbons. Les valeurs médianes d'allongement des particules de microcharbons varient dans le groupe 1 entre 1.9 et 3.5 (zones 1, 2, 3, 4, 5) et dans le groupe 2 entre 1.7 et 2.5 (zones 6, 7, 8, 9, 10, 11) (Fig.6.2c). Le groupe 1 présentant une plus grande variabilité des valeurs, nous avons choisi de fixer notre limite de gamme à la valeur moyenne du groupe 1. Ainsi les gammes inférieures et supérieures sont définies par la valeur 1.92 (Fig.6.2d).

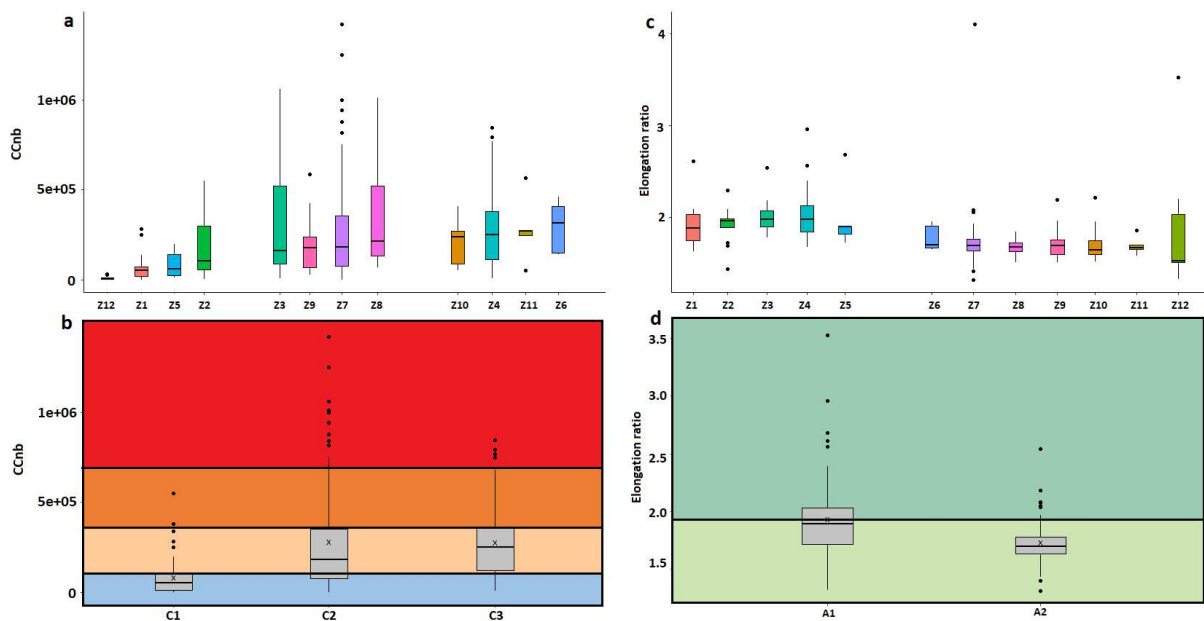


Fig. 6-2: Définition des gammes de valeurs : a) Boxplot des concentrations en microcharbons dans chacune des zones et regroupement en trois groupes suivant les différences de médianes, b) Boxplot des concentrations en microcharbons dans chacun des trois groupes, en bleu la gamme inférieure, en orange clair la gamme intermédiaire, en orange foncé la gamme élevée, en rouge la gamme extrême. c) Boxplot des allongements des particules de microcharbons dans chacune des zones et regroupement en 2 groupes définis par le cluster (Annexe S6.1), d) Boxplot des allongements des particules de microcharbons dans les deux groupes définis, en vert clair la gamme d'allongement inférieur, en vert foncé la gamme d'allongement supérieur.

6.4 Régime de feu en Méditerranée Occidentale correspondant aux gammes

Les différentes gammes de concentration et d'allongement des microcharbons ont été confrontées aux données de régimes de feux observés actuellement en Méditerranée Occidentale (Fig. 6.3). Deux types de régime de feux sont observés (Chap. 5): des feux petits rares et de forte intensité (Type A) dans les zones 6, 7, 8, 9 et 12 et des feux fréquents larges et de faible intensité (Type B) dans les zones 1, 2, 3, 4, 5, 10 et 11 et des. Les valeurs de concentration de la gamme faible sont observées dans les zones 1, 2, 3, 4 et 7, la gamme intermédiaire est observée dans toutes les zones de 1 à 12, la gamme élevée est observée dans les zones 2, 4, 6, 7, 8, 9, 10 et 11. La gamme extrême est observée dans les zones 3, 4, 7 et 8. Des valeurs faibles d'allongement de microcharbons sont observées dans les zones 6, 7, 8, 9, 10 et 11, et la gamme élevée est observée dans les zones 1, 2, 3, 4 et 5.

- Ainsi les concentrations faibles de microcharbons aux particules fortement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation

mixte et ouverte, sous un climat humide et frais (Z1, Z2), humide et chaud (Z3), chaud et sec (Z4) ou bien dans une végétation ouverte et herbacée (Z5). Les concentrations faibles de microcharbons aux particules faiblement allongées reflètent de rares petits feux de forte intensité dans une végétation fermée ou ouverte sous un climat frais et sec.

- Les concentrations intermédiaires de microcharbons aux particules fortement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation mixte et ouverte sous un climat humide et frais (Z1, Z2), humide chaud (Z3), chaud et sec (Z4), dans une végétation ouverte et herbacée sous un climat chaud et sec (Z5), ou bien de rares petits feux de forte intensité dans une végétation mixte et ouverte sous un climat très chaud et très secs (Z6). Les concentrations intermédiaires de microcharbons aux particules faiblement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation fermée et ouverte sous un climat chaud et sec (Z10, Z11), ou bien de rares petits feux de forte intensité se produisant dans une végétation fermée et ouverte sous un climat frais et sec (Z7, Z8, Z9), ou dans une végétation mixte et ouverte sous un climat chaud et sec (Z12).
- Les concentrations élevées de microcharbons aux particules fortement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation mixte et ouverte sous un climat frais et humide (Z2) ou chaud et sec (Z4) ou bien de rares petits feux de forte intensité se produisant dans une végétation mixte et ouverte sous un climat très chaud et très sec (Z6). Les concentrations élevées de microcharbons faiblement allongés reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation fermée et ouverte sous un climat chaud et sec (Z10, Z12) ou bien de rares petits feux de forte intensité se produisant dans une végétation fermée et ouverte sous un climat frais et sec (Z7, Z8, Z9).
- Les concentrations extrêmes de microcharbons aux particules fortement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation mixte et ouverte sous un climat chaud et humide (Z3) ou chaud et sec (Z4). Les concentrations élevées de microcharbons aux particules faiblement allongées reflètent de larges feux fréquents de faible intensité se produisant dans une végétation fermée et ouverte sous un climat frais et sec (Z7, Z8, Z9).

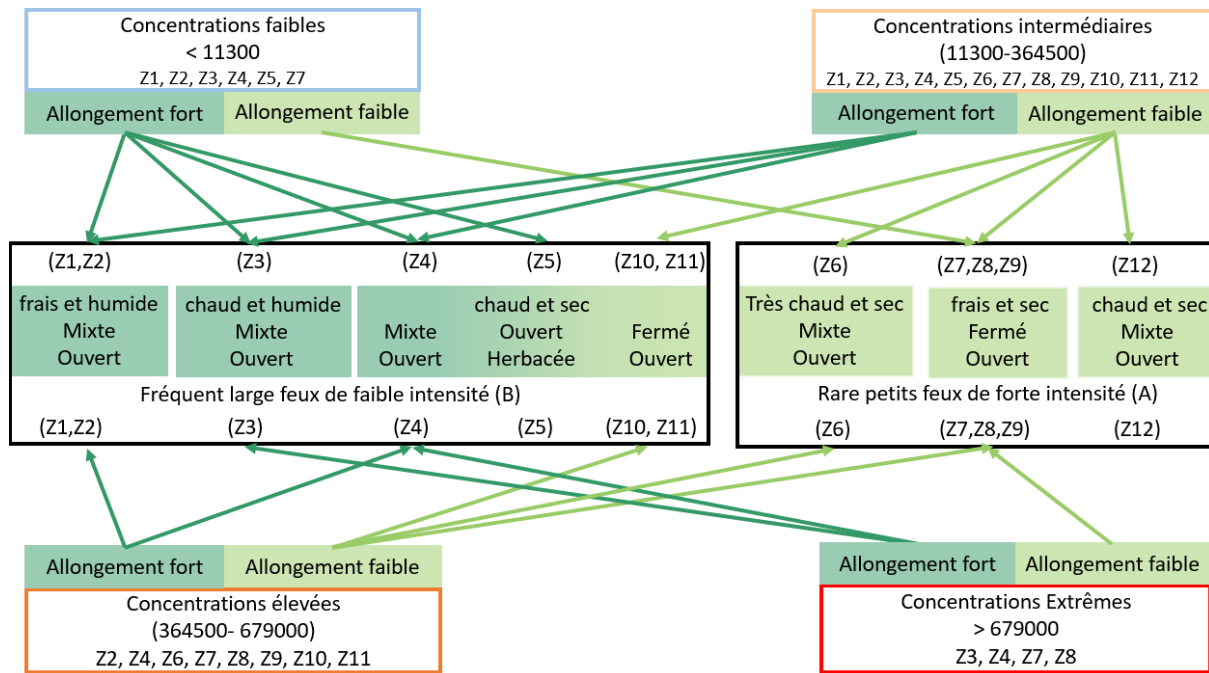


Fig. 6-3: Description des relations entre les gammes de valeurs de concentration et d'allongement définies et les paramètres environnementaux des zones correspondantes. En bleu les zones présentant la gamme de valeurs faibles, en orange clair les zones présentant la gamme de valeurs intermédiaires, en orange foncé les zones présentant la gamme de valeurs élevées, en rouge les zones présentant la gamme de valeurs extrêmes. En vert clair les allongements faibles et en vert foncé les allongements élevés. Les flèches en vert clair relient les valeurs d'allongements faibles des différentes gammes de concentrations vers les régimes environnementaux. Les flèches en vert foncé relient les valeurs d'allongements élevés des différentes gammes de concentrations vers les régimes environnementaux.

6.4.1 Observation des gammes dans un enregistrement paléo

Les concentrations en microcharbons dans la carottes RHS-KS55 varient entre 2.78×10^4 nb.g⁻¹ et 2.02×10^6 nb.g⁻¹. Les valeurs d'allongement des particules de microcharbons varient entre 1.52 et 2.62. Nous avons reporté les différentes gammes de concentration (Fig. 6.4a) et d'allongement des particules (Fig. 6.4b) décrites précédemment sur cet enregistrement. Pour une meilleure lisibilité nous avons choisi d'interpréter les données obtenues en effectuant sur les deux courbes (concentration et allongement des particules) une moyenne pondérée à 5 points (Fig. 6.4c et d). Les concentrations de la gamme inférieure (CCnb inférieur à 1.12×10^4 nb.g⁻¹) ne sont pas observables sur cet enregistrement. La gamme intermédiaire (CCnb entre 1.12×10^4 nb.g⁻¹ et 3.64×10^5 nb.g⁻¹) est observable à 5 reprises pendant les intervalles 8500-7500, 5200-3900, 2300-1500, 700-600 et autour de 2800 ans. La gamme élevée (CCnb entre 3.64×10^5 nb.g⁻¹

¹ et $6.79 \times 10^5 \text{ nb.g}^{-1}$) est observable à 4 reprises pendant les intervalles 7500-5200, 3900-2800, 2700-2300 et 1500-700 ans. Concernant l'allongement des particules, la gamme inférieure (inférieure à 1.92) est observable à 5 reprises clairement définies pendant les intervalles 8500-7500, 5700-5000, 4300-400, 3700-3200 et 2700-2500 ans puis ponctuellement autour de 1900, 1700, 1500, 1200 et 700 ans. La gamme supérieure (supérieure à 1.92) est observable à 2 reprises clairement définies pendant les intervalles 7500-5700 et 5000-4300 ans, puis ponctuellement autour de 4800, 2900, 2400, 2200, 1800, 1600, 1400, 1000 et 500 ans.

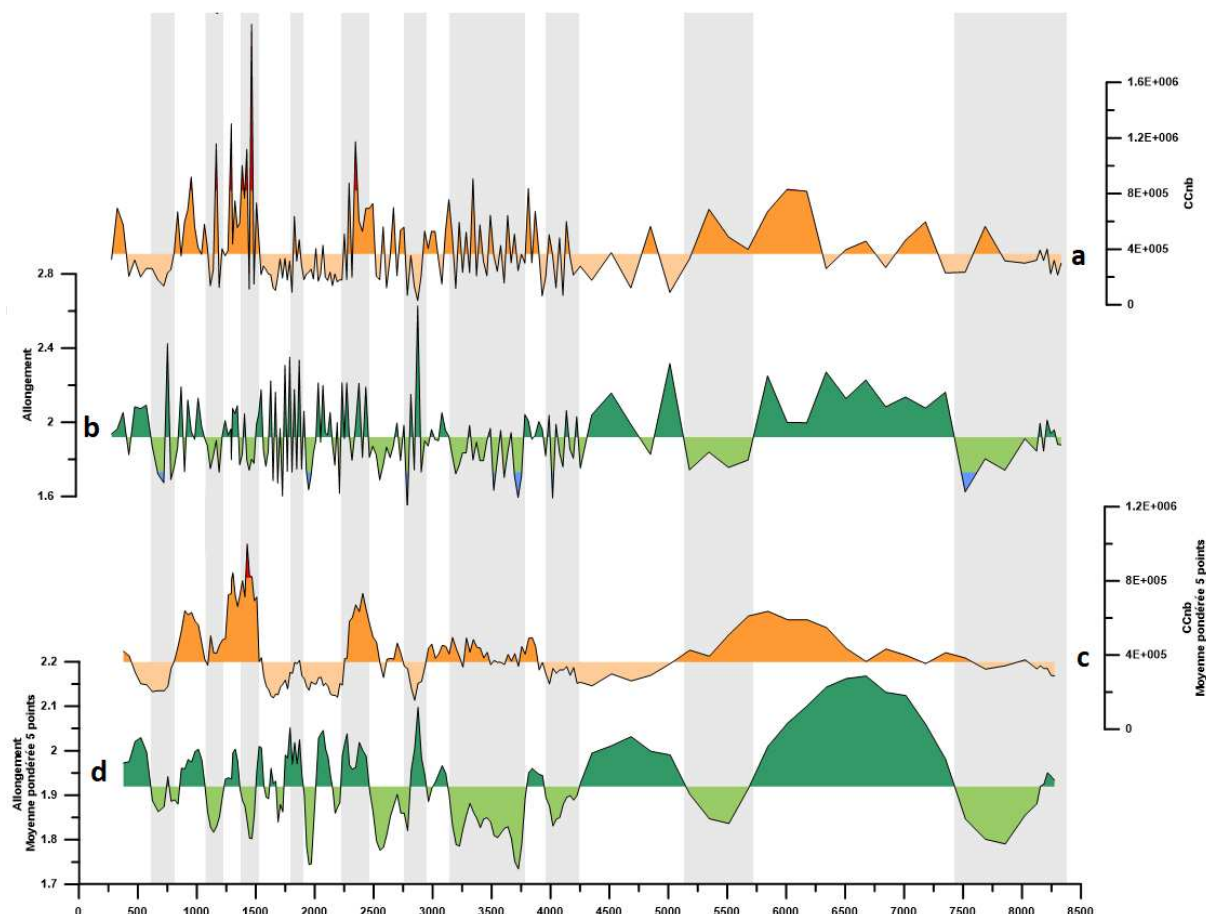


Fig. 6-4: Application des gammes de valeurs sur le paléo-enregistrement des incendies à l'Holocène dans le sud-est de la France (carotte RHS-KS55). a) Concentration en microcharbons (valeurs brutes), b) Allongement des particules (valeurs brutes), c) Concentration en microcharbons (moyenne pondérée à 5 points), d) Allongement des particules de microcharbons (moyenne pondérée à 5 points). Concentrations de la gamme inférieure en orange clair, de la gamme élevée en orange foncé, de la gamme extrême en rouge. Allongement des particules de la gamme inférieure en vert clair, de la gamme supérieure en vert foncé.

6.5 Dédution des régimes de feu à l'Holocène dans le sud-est de la France sur la base des régimes de feu observés actuellement en Méditerranée Occidentale

Le paléo-enregistrement des incendies dans le sud-est de la France a été présenté dans le chapitre 4. Il a été comparé avec les données climatiques basées sur les températures de surface de l'eau (Jalali et al., 2016) et de la présence de grains de sédiment grossier observés dans une carotte prélevée au nord de Minorque résultant d'un système d'upwelling (Frigola et al., 2007) et de végétation basée sur l'étude de grains de pollen dans une carotte prélevée dans la lagune de Palavas les Flots (Languedoc Roussillon, sud-est de la France) (Azulara et al., 2015), et des longueurs moyennes des chaînes des alcanes (ACL et TERR) dans une carotte marine prélevée dans le Golfe du Lion (Jalali et al., 2016). Ainsi au cours des 8500 dernières années, des périodes humides et sèches se sont succédées, ponctuées par des périodes d'évènement froids où les vents frais et secs sont renforcés. Nous avons montré dans le chapitre 4 que des augmentations de biomasse brûlée se produisent lors de conditions plus ou moins humides et souvent lors d'évènements froids dans n'importe quelle végétation. Nous avons également suggéré sur la base de la calibration du microcharbon en Péninsule Ibérique que les augmentations de biomasse brûlée de forte amplitude du sud-est de la France autour de 6.2, 2.4 et 1.4 ka pouvaient être le résultat de feux rares, larges et de forte intensité.

Au regard des données tirées des proxies climatiques, de végétation et de biomasse brûlée depuis 8500 ans (Tableau 6.1, colonnes 2 à 6), et au regard des données de calibration à l'échelle de la Méditerranée Occidentale (Tableau 6.1, colonnes 7 à 10) nous avons déduit l'activité de feu (Type A, Type B), lors de différents intervalles de temps définis à la fois sur la base des concentrations en microcharbons (I: Intermédiaire, E: Elevée, Ex: Extrême) et de l'allongement des particules (Tableau 6.1, colonne 1). Entre 7500 et 2700 ans seules les variations de concentrations en microcharbons de particules fortement allongées ont pu être interprétées sur la base de la calibration puisque des concentrations en microcharbons de particules faiblement allongées dans des conditions humides ne sont pas observées à l'actuel en Méditerranée Occidentale.

| Donnée Paléo | | | | | Donnée Calibration | | | | | Activité de feu déduite |
|--------------|----------------|-------------|--------|------------|--------------------|--|---|-----------------|------------------------|---|
| Intervalles | Concentrations | Allongement | Climat | Végétation | Météo | Climat | Végétation | Activité de Feu | Zones | A: Rares petits feux de forte intensité B: Fréquents larges feux de faible intensité |
| 1 | I | Faible | | Fermée | vent frais | Frais et sec Très chaud et sec Chaud et sec | Fermée / ouverte Mixte / ouverte Fermée / ouverte | A A B | 7, 8, 9 6 10, 11 | A |
| 2 | E | Fort | Sec | Fermée | vent frais | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 2 3 | B |
| 3 | E | Faible | Humide | Fermée | vent frais | Chaud et sec Frais et sec Très chaud et sec | Fermée / ouverte Fermée / ouverte Mixte / ouverte | B A A | 10,11 7,8,9 6 | X |
| 4 | I | Fort | Sec | Fermée | | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 1,2 3 | B |
| 5 | I | Faible | Humide | Fermée | vent frais | Frais et sec Très chaud et sec Chaud et sec | Fermée / ouverte Mixte / ouverte Fermée / ouverte | A A B | 7,8,9 6 10,11 | X |
| 6 | E | fort | Humide | Fermée | vent frais | Chaud et sec Frais et 2de Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 2 3 | B |
| 7 | E | Faible | Humide | Fermée | | Chaud et sec Frais et sec Très chaud et sec | Fermée / ouverte Fermée / ouverte Mixte / ouverte | B A A | 10,11 7,8,9 6 | X |
| 8 | E | fort | Humide | Fermée | vent frais | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 2 3 | B |
| 9 | I | fort | Sec | Fermée | | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 1,2 3 | B |

| | | | | | | | | | | |
|----|----|----------|--------|---------|------------|--|---|-------------|---------------------|---|
| 10 | E | Faible | Sec | Fermée | | Chaud et sec Frais et sec Très chaud et sec | Fermée / ouverte Fermée / ouverte Mixte / ouverte | B A A | 10,11 7,8,9 6 | B |
| 11 | Ex | fort | Sec | Fermée | vent frais | Chaud sec Chaud humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B | 4 3 | B |
| 12 | I | variable | Humide | Mixte | vent frais | Chaud et sec chaud humide Frais et sec Frais et humide | Mixte /ouverte/Fermée | B A | Toutes les zones | B |
| 13 | I | fort | Humide | Mixte | | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 1,2 3 | B |
| 14 | I | faible | Sec | Mixte | vent frais | Frais et sec Très chaud et sec Chaud et sec | Fermée / ouverte Mixte / ouverte Fermée / ouverte | A A B | 7,8,9 6 10,11 | A |
| 15 | Ex | Faible | Sec | Mixte | vent frais | Frais et sec | Fermée et ouverte | A | 7,8 | A |
| 16 | Ex | fort | Sec | Mixte | vent frais | Chaud sec Chaud humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B | 4 3 | B |
| 17 | E | Faible | Humide | Mixte | | Chaud et sec Frais et sec Très chaud et sec | Fermée / ouverte Fermée / ouverte Mixte / ouverte | B A A | 10,11 7,8,9 6 | X |
| 18 | E | fort | Humide | Ouverte | vent frais | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte / ouverte Mixte / ouverte Mixte / ouverte | B B B | 4 2 3 | B |
| 19 | I | Faible | Sec | Ouverte | vent frais | Frais et sec Très chaud et sec Chaud et sec | Fermée / ouverte Mixte / ouverte Fermée / ouverte | A A B | 7,8,9 6 10,11 | A |
| 20 | I | fort | Sec | Ouverte | vent frais | Chaud et sec Frais et humide Chaud et humide | Mixte ouvert Mixte ouvert Mixte ouvert | B B B | 4 1,2 3 | B |

Tab. 6-1 : Confrontation des données de paléo-enregistrements (microcharbons, climats, végétation) et des données de calibrations, et présentation de l'activité des feux déduits. Les intervalles sont définis sur la figure.

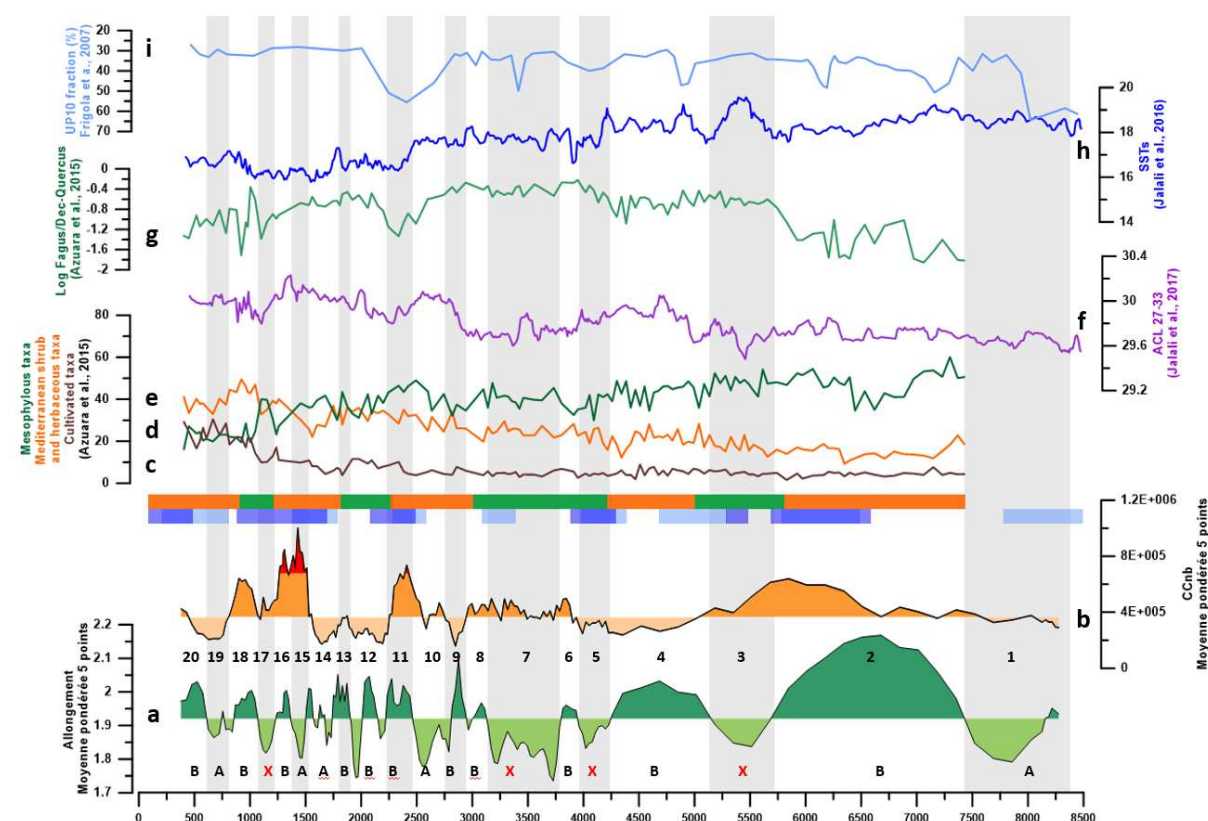


Fig. 6-5: Comparaison entre la variabilité du régime de feu, du climat et de la végétation dans le nord-ouest de la Méditerranée : a) Allongement des particules et b) concentrations des microcharbons de la carotte RHS-KS55. Allongement : gamme inférieure (vert clair), gamme supérieur (vert foncé). Concentration en microcharbons : gamme intermédiaire (orange clair), gamme élevée (orange foncé), gamme extrême (rouge). c) Taxons mésophiles (*Quercus* à feuilles caduques et autres arbres à feuilles caduques). d) Taxons cultivés (*Olea*, *Castena*, *Juglans*, *Vitis*, *Cerealia*, *Poacea*). e) Taxons arbustifs méditerranéens (*Quercus* à feuilles persistantes, *Ericaceae*, arbuste à feuilles persistantes) et herbacés (*Plantago*, *Rumex*, *Artemisia*, autres herbacés, *Amarantaceae*) (Azuara et al., 2015). f) Longueur de chaîne moyenne des n-alcanes (ACL) (Jalali et al., 2017). g) Rapports log *Fagus*/dec. *Quercus* des sédiments de la lagune de Palavas (Azuara et al., 2015). h) Valeur de températures de surface de la mer SSTs (Jalali et al., 2016). i) UP10 fraction (>10mm) dans une carotte sédimentaire marine proche de Minorca (Frigola et al., 2007). Les rectangles bleus correspondent au évènements froids dont les intervalles ont été définis par Jalali et al. (2016) et Frigola et al. (2007) (voir détail chapitre 4). Les rectangles vert et orange représentent des périodes humides et sèches définies sur la base des données de Jalali et al. (2017) et Azuara et al. (2015). Les bandes blanches et grisent correspondent aux différents intervalles définis sur la base à la fois des changements de concentrations et des changements d'allongement des particules de microcharbons. Les intervalles sont définis selon les chiffres allant de 1 le plus ancien à 20 le

plus récent. Les lettres A et B correspondent aux deux grands types de feu définis lors de la calibration à l'échelle de la Méditerranée Occidentale (Chap. 5) ; A correspond aux feux fréquents larges de faible intensité, B correspond aux feux rares petits de forte intensité. Le x indique les intervalles non définis en terme d'activité de feu.

Avant 7500 ans la biomasse brûlée pourrait être générée par de rares petits feux de forte intensité (Type A). Entre 7500 et 2700 ans, elle pourrait être générée par de fréquents et larges feux de faible intensité (Type B) (excepté dans les zones non déduites). Entre 2700 et 200 ans elle pourrait être générée par une alternance des deux types d'activité de feu en fonction du régime climatique. Au cours de ces trois intervalles, on observe des variations d'amplitude de la quantité de microcharbons et d'allongement. Entre 7500 et 2700 ans, lorsque la végétation fermée domine le sud-est de la France, la quantité élevée de microcharbons fortement allongés pourraient être générée par des feux fréquents et larges de faible intensité se produisant sous des conditions humides (intervalles 6 et 8). Ce même type de feux pourrait produire des quantités élevées (intervalle 2) ou intermédiaires (intervalles 4 et 9) de microcharbons fortement allongés sous des conditions sèches. Entre 2700 et 200 ans, la quantité variable de microcharbons fortement allongés pourrait être générée par des feux fréquents larges et de faible intensité dans une végétation dominante mixte et ouverte, sous des conditions humides (intervalles 12, 13, 18) ou sèches (intervalles 11, 16 et 20). Une quantité intermédiaire à extrême de microcharbons faiblement allongés pourrait être générée par des feux rares petits et de forte intensité se produisant dans une végétation mixte et ouverte sous des conditions sèches (intervalles 10, 14, 15 et 19).

Des études basées sur la morphologie des particules de microcharbons lors de combustion expérimentale de végétation (Feurdean, 2021; Vachula et al., 2021) et des études de calibration (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Genet et al., 2021 ce travail chapitre 5) ont montré que la combustion d'une végétation fermée (arbres, arbustes) produit des particules de microcharbons faiblement allongées alors que la combustion d'une végétation plus ouverte (herbacée et graminoides) produit des microcharbons plus fortement allongés. Aussi Feurdean, (2021) indique qu'une faible quantité de microcharbons fortement allongés est produite lors des feux de surface de faible intensité tandis qu'une quantité élevée de microcharbons plus faiblement allongés est produite lors de feux de forte intensité de surface ou de cime. Basé sur la calibration du microcharbon menée en Méditerranée Occidentale nous suggérons qu'au cours des 7500 dernières années les variations de quantité de microcharbons plus ou moins allongés

sont générées par deux grands types d'incendies mais dépendent fortement des conditions climatiques et de végétation sous lesquelles ils se produisent.

Quatre cas de figures peuvent être observés (Fig. 6.7) :

- 1) Lorsque la végétation est mixte et ouverte sous des conditions climatiques humides, les concentrations intermédiaires (intervalles 12 et 13) et élevées (intervalles 6, 8 et 18) de microcharbons fortement allongés pourraient être le produit de feux fréquents large et de faible intensité (Type B). Ces feux se propageant dans une végétation trop humide, ne permettant pas la combustion de la végétation arborée mais uniquement de la végétation herbacée expliquant ainsi les concentrations et les allongements élevés.
- 2) Lorsque la végétation est mixte et ouverte sous des conditions climatiques sèches, les concentrations intermédiaires (intervalle 4, 9) et élevées (intervalles 11, 16, 20) de microcharbons fortement allongés pourraient suggérer que des feux fréquents larges de faible intensité (Type B) se propageant en surface dans une végétation herbacée très sèche expliquant ainsi les concentrations et les allongements élevés.
- 3) Sous des conditions climatiques sèches et une dominance de la végétation mixte et ouverte les concentrations intermédiaires (intervalles 10, 14, 19) et extrêmes (intervalle 15) de microcharbons faiblement allongés pourraient suggérer l'occurrence de petit feux rare de forte intensité (Type A) se propageant dans la cime des arbres et produisant ainsi peu de microcharbons faiblement allongés.
- 4) Lorsque la végétation est fermée en période sèche (intervalle 2 dans sa globalité), la concentration élevée de microcharbons fortement allongés suggère l'occurrence de fréquents et larges feux de surface de faible intensité (Type B) se propageant dans la couverture herbacée de sous-bois. En revanche si les concentrations en microcharbons pendant cet intervalle sont élevées nous observons une augmentation brutale des concentrations en microcharbons ainsi que la diminution de l'allongement en deuxième partie de l'intervalle coïncidant avec l'apparition d'un événement froid. Cet événement froid caractérisé par des vents secs produirait une plus grande quantité de microcharbons faiblement allongés dû à une meilleure inflammabilité des plantes et des incendies encore plus larges se propageant dans la cime des arbres.
- 5) Nous pouvons également noter que chaque événement froid coïncide avec des concentrations de microcharbons plus élevées (intervalles 11, 16, 20, 15, 2, 6, 8, 18) (Fig. 6.7).

6.6 Conclusion

Sur la base des données de calibration et des données d'observations expérimentales nous avons interprété le paléo-enregistrement des incendies dans une carotte sédimentaire marine située à l'embouchure du Rhône et enregistrant les changements de biomasse brûlée dans la région méditerranéenne française depuis 8500 ans. Nous montrons que l'humidité limite la production de microcharbons puisque des feux fréquents larges et de faible intensité en période humide produisent moins de microcharbons qu'en période sèche. Nous montrons aussi que les vents froids et secs lors des événements froids sont associés à une plus grande quantité de microcharbons quel que soit le type d'activité de feux. Nos résultats montrent la possibilité d'utiliser les données de calibration dans l'interprétation des paléo-enregistrements marins des incendies à long terme. Cependant il est nécessaire de poursuivre le travail de calibration du proxy microcharbon car il nous a été impossible de reconstruire l'ensemble de l'enregistrement par manque de données de comparaison.






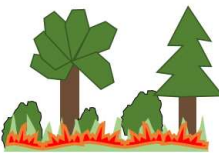



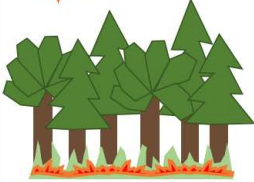

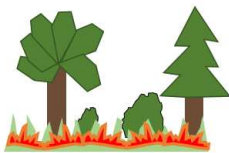
| | | | | |
|----------------------------|---|---|--|---|
| Intervalles | 4, 9 / 11, 16, 20 | 10, 14, 19 / 15 | 2 / 2 | 12, 13 / 6, 8, 18 |
| Quantité de particules | Intermédiaire / élevée | Intermédiaire / élevée | Intermédiaire / élevée | Intermédiaire / élevée |
| Allongement des particules |  |  |  |  |
| Végétation | Mixte / Ouverte | Mixte / Ouverte | Fermée | Mixte / Ouverte |
| Climat | Sec | Sec | Sec | Humide |
| Activité de feux |   Feux de surface fréquents et larges de faible intensité |   Feux de cimes, rares et petits d'intensité élevée |   Feux de surface fréquents et larges de faible intensité |   Feux de surface fréquents et larges de faible intensité |

Fig. 6-6: Schéma de l'activité des feux déduit à l'Holocène moyen et supérieur dans le sud-est de la France, sur la base de la calibration du microcharbon en Méditerranée Occidentale. Ligne 1) Les intervalles définis sur la base des changements de concentrations en microcharbons et des allongements des particules (Fig. 6.5), en bleu les intervalles coïncidant avec des vents froids et secs. Ligne 2) La quantité de microcharbons observée lors des intervalles sur la base des gammes définies. Ligne 3) Les 2 types de végétations dans lesquelles les incendies peuvent se propager à l'Holocène. Ligne 4) Le climat observé lors des différents

intervalles. Ligne 6) L'activité des feux déduite en fonction de la concentration en microcharbons, de l'allongement des particules, de la végétation et du climat. Photos de Daniau et al., 2019

Chapitre 7 : **Conclusions et perspectives**

7.1 Synthèse des travaux effectués

L'étude des microcharbons dans les carottes sédimentaires marines fournissent des enregistrements longs et continus de la variabilité du feu interprétés comme des variations de biomasse brûlée ou d'activité de feu (Daniau et al., 2019; Mensing et al., 1999; Michelangeli et al., 2022). Jusqu'alors, l'analyse de microcharbons ne permettait pas de reconstruire les caractéristiques du régime des feux car les relations entre concentrations en microcharbons dans le domaine marin et les paramètres environnementaux étaient inexistantes. Ce travail a eu pour premier objectif de calibrer le proxy microcharbon, c'est-à-dire d'établir des relations entre les données acquises sur les microcharbons (concentrations, morphométrie) dans des échantillons de sédiments marins de surface et l'activité du feu. Le panel important de paramètres environnementaux couplé à cette étude a permis d'améliorer les connaissances sur l'utilisation du microcharbon comme reflet des paramètres environnementaux caractérisant le régime de feu (activité du feu sous un climat et une végétation particulière). Ainsi il a été possible de réinterpréter la variabilité de la biomasse brûlée du sud-ouest de la Péninsule Ibérique à l'Holocène effectuée par (Daniau et al., 2007) en termes d'activité du feu (Chapitre 3 (Genet et al., 2021)). À la suite de cette première étude de calibration et d'interprétation d'un paléo-enregistrement des incendies marins dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique, nous avons réalisé une étude de la variabilité du régime des incendies dans le sud-est de la France à partir de l'analyse des microcharbons préservés dans une carotte sédimentaire marine (RHS-KS55) (Chapitre 4). Afin de pouvoir interpréter au mieux les variations des données microcharbon dans cet enregistrement nous avons réalisé une calibration du proxy microcharbon à l'échelle de la Méditerranée Occidentale (Chapitre 5) que nous avons utilisée pour interpréter l'activité du feu dans le sud-est de la France depuis 8500 ans.

7.1.1 Les microcharbons en domaine océanique : reflet de l'environnement continental

Notre étude est basée sur l'analyse des concentrations et des allongements (rapport longueur sur largeur) des particules de microcharbons. Si de nombreuses études sur les charbons, menées dans des sédiments lacustres utilisent le flux de charbon c'est-à-dire la quantité de charbons qui s'accumule sur une surface par an (nombre de particules.cm⁻².an⁻¹), nous avons choisi dans ce travail de considérer les concentrations c'est-à-dire le nombre de particules par grammes de sédiment. En effet, l'objectif premier de la calibration du microcharbon est de pouvoir ensuite l'utiliser afin de reconstruire les paléo-enregistrements des incendies à long terme. Cependant

le calcul du flux de microcharbons dans les archives sédimentaires marines peut être biaisé en raison de potentiel étirement du sédiment lors des carottages, d'un apport de sédiment allochtone induisant une augmentation soudaine du taux de sédimentation (cas par exemple des grains détritiques grossiers lors des décharges d'iceberg pendant la période glaciaire ; Daniau et al. (2009)) ou de points de contrôle espacés. Nous avons donc, pour plus de cohérence, analysé la quantité de microcharbons en termes de concentrations ceci dans les carottes sédimentaires marines longues, les carottes sédimentaires d'interface et les échantillons de sédiments marins de surface. Les échantillons marins de surface correspondant à l'interface eau/sédiment sont supposés enregistrer les périodes de l'Holocène tardif couvrant quelques centaines à, au maximum, quelques milliers d'années (Müller et al., 1998). Afin de s'assurer que les concentrations en microcharbons dans les sédiments marins de surface pouvaient être comparées aux données de régime de feux, climat et végétation de la période instrumentale, nous avons effectué dès que possible des analyses de plomb en excès pour vérifier que les sédiments de surface couvraient le dernier siècle (analyses plomb réalisées par Sabine Schmidt au laboratoire EPOC). De plus, une comparaison des valeurs et de distribution entre les concentrations en microcharbons dans les sédiments marins de surface et dans des carottes sédimentaires d'interface couvrant les 100 dernières années a été réalisée. La similitude des concentrations en microcharbons observée entre les concentrations en microcharbons dans les sédiments marins de surface et les carottes d'interfaces ont permis de vérifier que les conditions environnementales moyennes régionales sur le continent et dans l'océan au cours du siècle dernier ne s'écartaient pas radicalement des conditions enregistrées par la période instrumentale. Ainsi, il est possible de comparer l'accumulation de microcharbons dans les échantillons de surface du domaine marin avec les données environnementales couvertes par les données satellitaires.

En terme de données environnementales couvrant la période instrumentale, nous avons utilisé plusieurs bases de données qui ont été manipulées avec le logiciel ArcGIS afin d'extraire les informations souhaitées. Ainsi les bases de données CRU, GFED4s et FRY ont été utilisées pour étudier les paramètres liés aux climat (température, précipitation), à la productivité (NPP) et aux incendies (nombre de feu, surface brûlée, tailles des feux, intensité des feux, intervalle de retour des feux, espèces végétales brûlées).

Dans l'objectif de comprendre l'implication des différents paramètres environnementaux dans l'accumulation de microcharbons en domaine marin, il a été nécessaire d'établir des zones de production et de dépôt de microcharbons associés. Pour ce faire, nous avons tenu compte de la localisation des échantillons des sédiments marins de surface, de la distance à la côte et de la

distance de transport fluviale et éolien des particules de microcharbons. Les particules de microcharbons pouvant être transportées dans les airs sur une distance maximale de 50 km (Vachula, 2021) nous avons considéré comme zone source de microcharbons, les bassins hydrographiques situés à moins de 50 km des échantillons de sédiments marins. Concernant le transport fluviale, étant donné que tout microcharbon produit dans un bassin hydrographique même au-delà de 50 km peut être transporté par le fleuve jusqu'en domaine marin nous avons considéré les bassins hydrographiques entiers. Tenant compte de la localisation des échantillons de sédiments marins de surface, des bassins hydrographiques et des connaissances sur le transport des particules, 12 zones marines ont été définies et associées à 12 zones terrestres. Les données sur le régime de feu (activité du feu sous un climat et une végétation particulière) ont été analysées au sein des 12 zones terrestres et comparées aux données sur le microcharbon acquises dans les sédiments marins de surface. Au sein des zones les incendies ne se produisent pas sur tout le territoire, c'est pourquoi lors de l'étude de la calibration à l'échelle de la Méditerranée Occidentale, nous avons réalisé un maillage permettant ainsi d'extraire les données climatiques et de productivité uniquement dans les mailles où se sont produits des incendies sur la période de donnée FRY (2001-2016).

7.1.2 Le régime de feu en Méditerranée Occidentale

L'étude du régime de feu sur la Péninsule Ibérique nous a permis d'observer que des incendies plus rares et plus grands de forte intensité (Z4, Z3) se produisent au sud de la Péninsule Ibérique tandis qu'au nord de la Péninsule Ibérique les incendies étaient plus petits et plus fréquents (Z1, Z2, Z3) (Chap. 3). Lors de l'étude des régimes de feu à l'échelle de la Méditerranée Occidentale, nous avons effectué une étude statistique sous la forme d'un cluster nous ayant permis de rassembler les zones étudiées sur la base de régimes de feux similaires. Tenant compte des données sur les incendies (nombre, de feu, surface brûlée, intensité des feux, fréquence des feux, intervalle de retour des feux), sur le climat (température annuelle, précipitation annuelle), sur la productivité (productivité primaire nette d'hiver, d'été, de printemps) et sur les espèces végétales brûlées majoritairement (végétation ouverte, mixte ou fermée) nous avons défini des régimes de feux similaires entre les zones et des groupements de zones aux régimes de feux différents (Chap. 5). Par conséquent, les incendies dans le nord-ouest de la Méditerranée (Z7, Z8, Z9) sont plus rares, plus petits et plus intenses ; ils se produisent sous un climat plus froid et plus sec que les incendies se produisant dans la Péninsule Ibérique et au nord de l'Algérie (Z1, Z2, Z3, Z4, Z5, Z10, Z11) qui sont plus grands plus fréquents et moins intenses sous un

climat plus chaud et plus humide (Z1, Z2, Z3) ou plus sec (Z4, Z5, Z10, Z11). Aussi de rares et petits incendies de forte intensité se produisent sous un climat chaud et sec (Z6, Z12).

7.1.3 La calibration du microcharbon en domaine marin : un outil nouveau pour l'interprétation de l'activité des feux dans le passé ?

Le travail de calibration a permis de montrer que la concentration en microcharbons préservée dans les sédiments marins n'est pas simplement dépendante du nombre de feux ou de la surface brûlée. En effet, nous avons constaté que de grands feux fréquents de faible intensité peuvent être associés à de très faibles concentrations en microcharbons tandis que de rare petits feux de forte intensité peuvent être associés à des concentrations en microcharbons plus élevées. Si l'intensité des incendies semble se refléter dans les concentrations en microcharbons, il n'est pas possible d'utiliser le microcharbons comme indicateur de l'activité des feux en termes de nombre de feu et de surface brûlée. En revanche nous avons constaté une relation très claire entre l'augmentation des concentrations en microcharbons et l'augmentation de la température et la diminution des précipitations en Méditerranée Occidentale. C'est pourquoi, la quantité de microcharbons en domaine marin semble refléter les conditions de sécheresse au niveau régional suggérant une production de microcharbons amplifiée lorsque la végétation est plus sèche. Il est donc nécessaire de prendre en considération le climat et la végétation pour interpréter les concentrations de microcharbons. Concernant la végétation, il semblerait que la quantité de microcharbons soit plus importante lors de la combustion de la végétation mixte à ouverte exceptée la végétation cultivée.

De plus, nous avons observé une augmentation de l'allongement des particules de microcharbons lors de la combustion préférentielle d'une végétation mixte (arbres et arbustes dans un couvert végétale herbacé) et strictement ouverte (cultures), tandis que des particules de microcharbons plus faiblement allongées sont associées à la combustion d'une végétation fermée et arbustive. Contrairement aux études des microcharbons dans des sédiments lacustres qui observent une augmentation des concentrations en microcharbons lors de l'augmentation de l'activité du feu (nombre de feu, surface brûlée) (Duffin et al., 2008; Tinner et al., 1998), nos résultats font écho aux observation de Whitlock and Larsen, (2002), et suggère qu'il est nécessaire de considérer le régime de feu dans sa globalité (activité du feu dans son contexte climatique et environnemental) lors de l'étude des microcharbons dans les sédiments marins, et qu'il n'est pas possible de considérer le microcharbon en domaine marin comme reflet de l'activité du feu seulement. En outre, contrairement à l'étude de Marlon et al., (2006) qui

indique une relation entre la concentration en microcharbons dans des sédiments lacustres et la taille du bassin hydrographique, notre étude a montré que les concentrations en microcharbons préservés dans les sédiments marins ne dépendent pas de la taille de la zone source de production de microcharbons. Elle ne dépend pas non plus de la taille, du débit, et de la décharge des fleuves bien que cet aspect nécessite une étude plus approfondie. Notre étude montre donc qu'il est possible d'utiliser les microcharbons comme reflet de l'intensité des incendies et des conditions climatiques et de végétation sur les régions continentales adjacentes.

7.1.4 Reconstruction de la biomasse brûlée à l'Holocène en Méditerranée Occidentale

L'analyse des microcharbons dans une carotte sédimentaire marine au large du Portugal (MD95-2042) a été interprétée comme l'enregistrement de la biomasse brûlée dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique (Daniau et al., 2007). L'analyse des microcharbons dans une carotte sédimentaire marine à l'embouchure du Rhône (RHS-KS55) a été interprétée comme l'enregistrement de la biomasse brûlée depuis 8500 ans dans le sud-est de la France (Chap. 4). Cette étude a permis de montrer dans un premier temps la présence de périodes d'incendies sur l'ensemble de l'enregistrement dans le sud-est de la France. Ces augmentations de la biomasse brûlée sont observées, coïncidant avec des réductions de l'activité solaire et des événements froids. Ces derniers ont été assimilés à des conditions synoptiques de type NAO (Frigola et al., 2007; Jalali et al., 2016) et de EA négative (Sicre et al., 2016). Aujourd'hui les grands incendies dans le sud-est de la France sont produits lors de conditions synoptiques de type NAO négative et « Atlantic Ridge » (Ruffault et al., 2017). La position des hautes et basses pressions lors de l'Atlantic Ridge est semblable à l'East Atlantic négative (Josey et al., 2011). En accord avec les observations actuelles, nous suggérons que des conditions synoptiques NAO et EA dans leur mode négatif entraînant humidité hivernale dans le bassin Méditerranéen et vents froids et secs soufflant du nord, pourraient être responsables à la fois de la quantité de biomasse nécessaire à la production de microcharbons, et de son état de sécheresse nécessaire à la propagation des incendies et à la combustion totale de la végétation.

7.1.5 Reconstruction du régime des feux en Méditerranée Occidentale basée sur la calibration du proxy microcharbon

La calibration réalisée lors de ce travail a permis d'associer des concentrations en microcharbons avec des régimes de feux particuliers, c'est-à-dire une activité de feux (nombre de feu, surface brûlée) d'une certaine intensité se produisant sous des climats différents et une végétation dominante particulière. L'étude des paléo-enregistrements des incendies durant l'Holocène en Méditerranée Occidentale a permis de reconstruire la biomasse brûlée se produisant sous des climats et des végétations variées. Par conséquent, en comparant les concentrations en microcharbons, les climats et végétations observés durant l'Holocène et en les comparant avec les observations modernes il est possible de définir une activité de feu durant l'Holocène dans le sud-est de la France et dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique.

Dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique nous avons suggéré que les très faibles concentrations en microcharbons durant le Younger Dryas, reflètent de rares petits feux faiblement intenses dans une végétation semi-désertique et sous un climat très sec. De très faibles concentrations en microcharbons pendant l'intervalle 10-8 ka reflètent de grands feux fréquents faiblement intenses dans une végétation fermée sous un climat humide. Entre 8 et 0 ka la tendance à l'augmentation des concentrations en microcharbons reflètent de grands feux fréquents faiblement intenses dans une végétation plus ouverte de type maquis.

Dans le sud-est de la France nous suggérons que deux types de feu se produisent depuis les derniers 8500 ans. Des concentrations intermédiaires à élevées de microcharbons fortement allongés reflèteraient des feux de surface fréquents, larges et de faible intensité se produisant sous un climat sec dans une végétation ouverte, mixte ou fermée ou sous un climat humide dans une végétation ouverte à mixte. Des concentrations intermédiaires à élevées de microcharbons faiblement allongés reflèteraient des feux de cimes rares et petits de forte intensité sous un climat sec dans une végétation mixte et ouverte. Nous montrons que les concentrations en microcharbons sont toujours plus élevées lors des événements froids et faisons l'hypothèse que les vents froids et secs générés lors de ces événements entraînent une plus grande inflammabilité des plantes et une plus grande surface brûlée.

7.2 Perspectives

7.2.1 Comparaison directe des microcharbons dans les carottes sédimentaires d'interfaces et les données satellitaires

Un des besoins en matière de recherche sur les paléo-incendies est de pouvoir quantifier les relations entre les concentrations en microcharbons dans les sédiments et le régime de feux afin de pouvoir reconstruire le paléo-régime de feux. Jusqu'ici, les études de calibration ont mis à jour des liens entre les concentrations en microcharbons et le nombre de feux ou la surface brûlée. Dans ce travail, nous avons étudié les relations entre concentrations de microcharbons en domaine marin et régime de feux ainsi que d'autres variables environnementales. Nous avons démontré que les concentrations en microcharbons ne dépendaient pas uniquement des paramètres nombre de feu et surface brûlée, mais également de l'intensité du feu, du climat et de la végétation. Toutefois il est nécessaire de pouvoir quantifier la contribution de ces différents facteurs pour pouvoir convertir le signal concentration des paléo-enregistrements de feux en nombre de feu ou surface brûlée. Un moyen pour réaliser cela est d'étudier les relations entre concentrations en microcharbons dans des carottes sédimentaires d'interfaces couvrant la période d'acquisition des données satellitaires. Ainsi les concentrations en microcharbons représentant une année pourraient être comparées aux données environnementales de cette même année. Il était prévu dans ce travail de commencer la réalisation de cet exercice. C'est pourquoi des carottes d'interfaces ont été analysées (PE109-ST4, PE109-ST8, PE109-ST9, PECH7, Golho). Cependant, ces carottes couvraient successivement les périodes 1965-1890, 1882-1942, 1880-1942, 1889-1960, 1960-1993 et 1998-1960. Les données environnementales, comme par exemple celles du régime des feux de la base de données FRY (2001 et 2016), ne couvraient pas une période de temps suffisamment longue pour être directement comparées avec les concentrations en microcharbons. La base de données Prométhée gérée par les services forestiers Français recense les incendies depuis 1973 mais ne couvre que les 15 départements du pourtour Méditerranéen Français. La variabilité temporelle des concentrations de microcharbons de ces carottes n'a pas pu être comparée directement aux variations du régime de feux observées avec les données satellitaires.

Dans ce chapitre nous présentons des données nouvelles de corrélations croisées entre les concentrations en microcharbons dans une carotte longue RHS-KS57, les paramètres de feux et les paramètres climatiques. La carotte RHS-KS57 a été prélevée à l'embouchure du Rhône et les 62 premiers centimètres couvrent la période 1986-2005. Les paramètres de feux (nombre de feu, surface brûlée) ont été tirés de la base de données PROMETHEE. Les paramètres

climatiques (températures, précipitations) viennent de la base de données mondiale « World meteorological organization » (http://climexp.knmi.nl/selectfield_obs2.cgi?id=someone@somewhere) extraite entre les latitudes 42 et 46° Nord et les longitudes 1 et 8° Est correspondant approximativement à la couverture spatiale de la base de données PROMETHEE. Ce travail exploratoire montre que les concentrations en microcharbons dans la carotte RHS-KS57 varient entre 4.15×10^5 nb.g⁻¹ et 1.56×10^6 nb.g⁻¹ (Fig. 7.1). Il montre également que les températures d'été (juin, juillet et août) sont corrélées positivement avec le nombre de feux et la surface brûlée tandis que les précipitations annuelles sont anti-corrélées avec le nombre de feux, et la surface brûlée (Fig. 7.2c et d). Le nombre de feux et la surface brûlée élevés sont associés aux fortes températures et faibles précipitations de l'année en cours (Fig. 7.2a et b). Aussi nous observons une corrélation significativement positive entre les températures d'été et les concentrations en microcharbons avec un décalage de 4 ans (Fig. 7.2f). Une corrélation significativement négative est observée entre les précipitations annuelles et les concentrations en microcharbons avec un décalage de 2 ans (Fig. 7.2e). Si nous n'observons pas de corrélations significatives entre les surfaces brûlées et les concentrations en microcharbons (Fig. 7.2g), nous constatons une corrélation élevée entre le nombre de feu et la concentration en microcharbons avec un décalage de 2 ans (Fig. 7.2h). Cet enregistrement annuel suggère que les variations de concentrations de microcharbons reflètent à quelques années près les changements de fréquences de feux en lien avec des conditions météorologique moyennes plus chaudes et plus sèches. Ces décalages temporels entre les variables environnementales et les concentrations en microcharbons pourraient être utilisés pour étudier le temps de transport des particules de microcharbons entre la zone source et la zone de dépôts de microcharbons. En revanche pour que les résultats soient exploitables il est essentiel de comparer plusieurs carottes sédimentaires d'interface afin d'obtenir des résultats représentatifs.

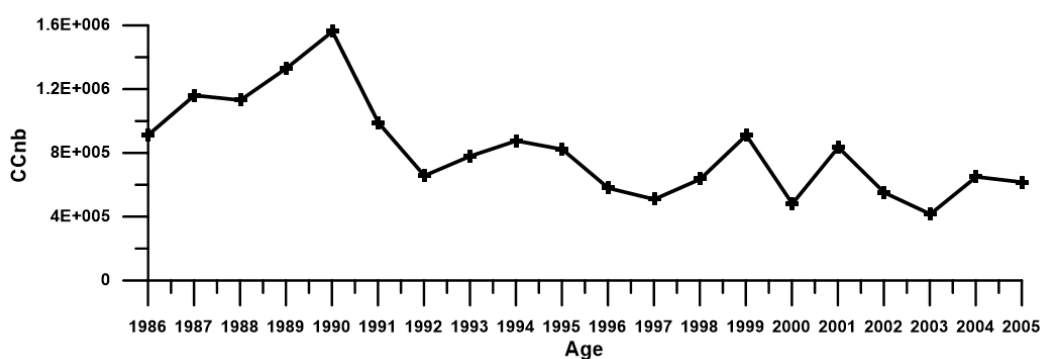


Figure 7-1: Concentration en microcharbons de la carotte RHS-KS57.

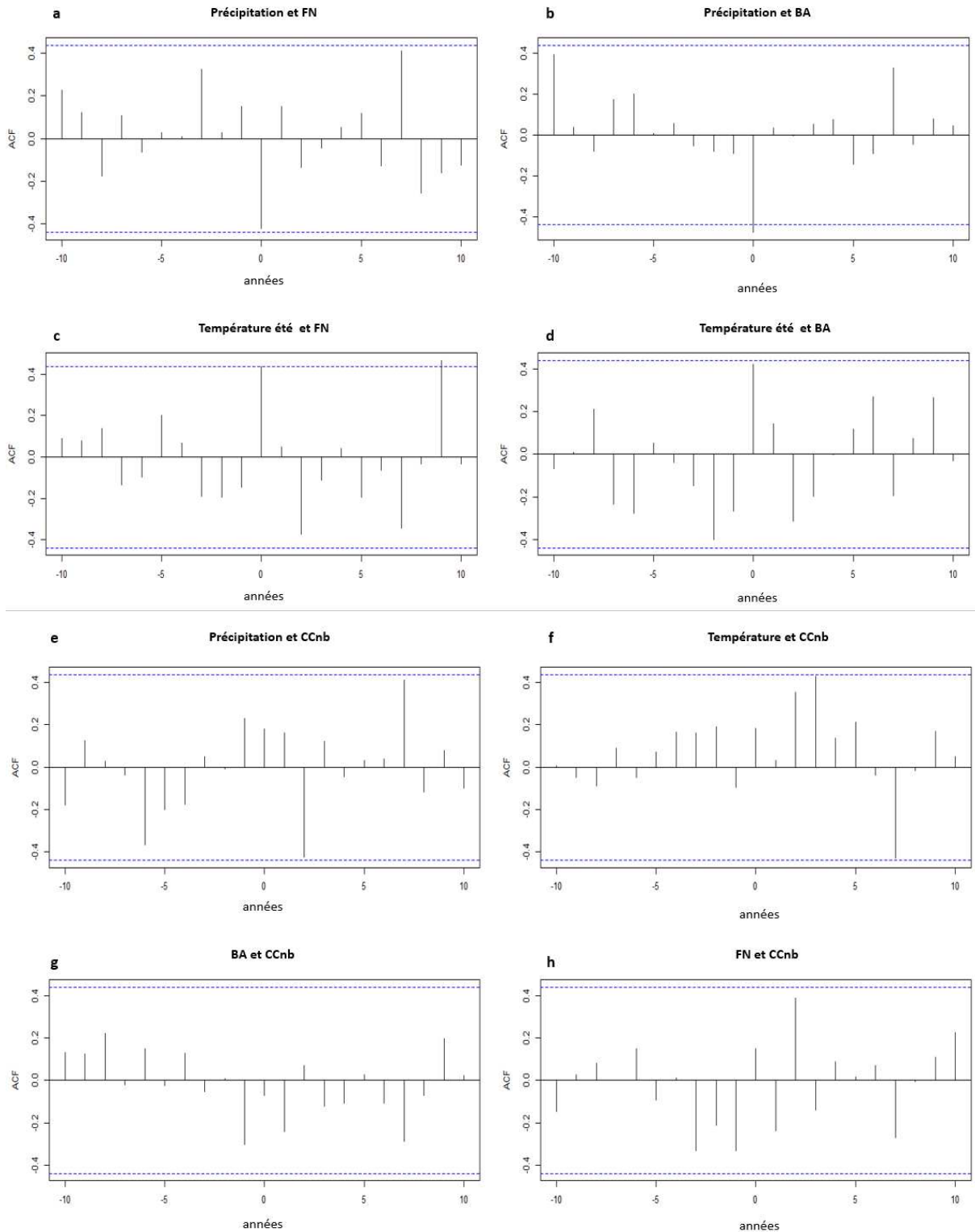


Figure 7-2: Corrélation croisée de différents paramètres avec une estimation des décalages temporels en années : a) Précipitation et FN, b) Précipitation et FN, c) Température d'été et FN, d) Température d'été et BA, e) Précipitation et CCnb, f) Température et CCnb, g) BA et CCnb, h) FN et CCnb

7.2.2 Données d'allongement

Nous avons dans ce travail montré que l'allongement des particules dans les sédiments marins de surface pouvait être un traceur pour déterminer la végétation brûlée. Cependant les comparaisons des valeurs d'allongement des particules de microcharbons de ce travail sont très difficilement comparables aux valeurs d'allongements des particules de microcharbons obtenues par combustion expérimentale en four ou à l'air libre menée ou compilée par les études récentes de Vachula et al. (2021) et Feurdean, (2021). Nous suggérons que les différences dans l'allongement des particules pourraient être causées par :

- Un manque de données dans les études de combustion expérimentale. Les études de combustion expérimentale de la végétation dans l'objectif d'étudier la morphologie et l'allongement des particules doivent être développées à tous les types de végétation. En effet, actuellement aucune étude à notre connaissance n'a été menée sur les espèces végétales méditerranéennes. Nous avons interprété nos données d'allongement par rapport aux résultats des études menées sur une synthèse des espèces de mousse, d'herbe, de graminoides, d'arbustes et d'arbre (Vachula et al., 2021) et d'une végétation de taïga sibérienne (Feurdean, 2021). Il est nécessaire que des études de morphométrie des particules de microcharbons de bois sur les espèces végétales purement méditerranéennes soient intégrées dans les expérimentations.
- Le transport des particules du continent jusqu'au site de dépôts des microcharbons. Nous avons observé que la moyenne de l'allongement dans nos échantillons était plus faible que l'allongement mesuré sur les espèces végétales brûlées. La fragmentation des particules de microcharbons se fait selon les axes de la structure anatomique de la plante et ne modifie pas le ratio longueur sur largeur de la particule (Clark, 1984; Umbanhowar and McGrath, 1998). Cependant il est probable que la fragmentation lors du transport réduise la taille des particules diminuant ainsi le rapport longueur sur largeur, comme l'indique Umbanhowar and McGrath, (1998) qui ont montré que le rapport d'allongement est plus faible lorsque les particules sont plus petites.
- Il est aussi important de considérer que la végétation régionale est composée de différentes espèces en proportion différente. Il serait intéressant de mesurer les allongements moyens des microcharbons issus d'incendies se propageant dans une végétation de forêt, dans une végétation mixte plus ou moins ouverte afin d'obtenir les allongements moyens de charbons de différents types de végétation en place issus d'une combustion en milieu naturel.

7.2.3 Elargissement spatial et développement de la calibration

Les résultats issus de la calibration à petite échelle (Genet et al., 2021) ont permis de valider que l'étude des microcharbons en domaine marin reflète bien les conditions environnementales sur le continent. Ce travail pionnier dans le domaine a permis de constater la possibilité de couvrir une large étendue spatiale couvrant des biomes et des climats différents en étudiant les microcharbons en domaine marin.

La calibration menée à l'échelle de la Péninsule Ibérique a montré des différences significatives de régime de feu entre le Nord et le Sud. Aussi elle a montré que les faibles concentrations de microcharbons faiblement allongés sont associés à une végétation arborée, et les fortes concentrations en microcharbons fortement allongées sont associés à la végétation ouverte. Ce résultat est en accord avec d'autres études sur le microcharbon (Adolf et al., 2018) et montre que la calibration à l'échelle de la Péninsule Ibérique est robuste. Cependant nous avons observé des différences entre les résultats de régimes de feux à l'échelle de la Péninsule Ibérique et à l'échelle de la Méditerranée Occidentale. En effet, les petits feux fréquents de faible intensité observés dans le nord de la Péninsule Ibérique s'avèrent être des grands feux fréquents de faible intensité si l'on observe le régime de feux à l'échelle de la Méditerranée Occidentale. Nous suggérons qu'il est nécessaire de considérer la calibration à l'échelle la plus large pour une interprétation plus précise des paléo-enregistrements des incendies au cours du temps.

Nous avons remarqué lors de l'application de la calibration méditerranéenne sur le paléo-enregistrement des incendies du sud-est de la France l'absence de données de calibrations représentant les conditions humides dans une végétation produisant une concentration intermédiaire de microcharbons faiblement allongés. Basée sur les calibrations et les études de combustion expérimentale de végétation, une quantité faible de microcharbons faiblement allongés pourrait correspondre à la combustion d'une végétation arborée.

Il serait intéressant de réaliser la calibration du microcharbon dans un biome arboré sous un climat chaud et humide pour apporter des connaissances en termes de régimes de feux dans des conditions observées dans les paléo-enregistrements. Il est nécessaire d'élargir la calibration du microcharbon en augmentant la couverture spatiale permettant ainsi de couvrir plus de biomes et de conditions climatiques et de développer d'autres études parallèles afin de fournir une étude globale des incendies modernes par l'analyse des microcharbons dans les sédiments marins de surface.

Lors de ce travail des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$ ont permis d'estimer un âge et valider que les échantillons de surface couvraient les 100 dernières années. En revanche il est essentiel

d'obtenir une plus grande précision dans la datation des échantillons. Pour ce faire il serait intéressant :

- D'analyser uniquement des carottes sédimentaires d'interface ou bien les sommets (10 premiers centimètres de carottes sédimentaires marines). En échantillonnant sur 10 centimètres il serait possible de réaliser des profils de plombs et ainsi obtenir avec précision l'âge de l'échantillon de surface. Une datation des 10 premiers centimètres des carottes permettrait également de savoir si les carottes couvrent la période satellitaire afin de pouvoir comparer directement les valeurs de concentrations en microcharbons et les données satellitaires. L'analyse des carottes sédimentaires d'interfaces semble être un moyen d'étudier en parallèle les observations modernes à partir de l'échantillon de surface mais également de tester les observations modernes sur la période couverte par les données satellitaires. Des missions océanographiques spécialisée dans l'échantillonnage de carottes d'interface devraient être menées. De plus le prélèvement d'échantillons de surfaces pourraient permettre une étude multi-proxy des échantillons (foraminifères, pollens, éléments trace de métaux lourds, etc.). Des études multi-proxy sur les échantillons de sédiments marins de surface (pollen, polluants, granulométrie) pourraient permettre de définir la source des particules de microcharbons et affiner les observations. Aussi ces études multi-proxy permettraient l'avancée des calibrations d'autres proxies (foraminifères, polluants).
- La datation directement sur les microcharbons pourrait être utilisée, cependant des premiers tests réalisés nécessite le piquage d'un grand nombre de microcharbons qui est un travail fastidieux et long, pour atteindre une quantité suffisante de carbone. Le développement de cette méthode sur des échantillons de sédiments marins riches en microcharbons pourrait apporter un outil nouveau de datation.

Le transport des particules a été très peu pris en compte dans ce travail en raison de l'absence de données sur le transport des particules de microcharbons. Il serait intéressant d'établir des transects continent océan. Les pièges à particules éoliens et marins pourraient être de bons outils pour étudier le transport des particules et leur potentiel fragmentations lors du transport. Aussi la comparaison des allongements des particules de microcharbons dans des sédiments marins et dans des pièges à particules éoliens situés près des incendies pourrait permettre l'identification de la zone source des microcharbons.

Notre travail de calibration a montré que les concentrations et l'allongement des microcharbons étaient liés aux régimes de feux, de climat et de végétation. Dans ce travail l'analyse des grains de pollens, n'a pas été réalisée sur la carotte RHS-KS55 d'où la comparaison avec des données

de végétation tirées d'une autre carotte et de la littérature. Il est donc nécessaire de connaître le climat et la végétation passée pour en déduire le paléo-régime de feux. Il est donc important de conduire des études multi-proxy sur une même carotte.

Bibliographie

- Adolf, C., Doyon, F., Klimmek, F., Tinner, W., 2018. Validating a continental European charcoal calibration dataset. *The Holocene* 28, 1642–1652. <https://doi.org/10.1177/0959683618782607>
- Alcara Ariza, F., Asensi Marfil, A., de Bolos y Capdevilla, O., Costa Tales, M., Arco Aguilar, M., Diaz Gonzales, T.E., Diez Garretas, B., Fernandez Prieto, J.A., Fernandez Gonzales, F., Izco Sevillando, J., Loidi Arregui, J., Martinez Parras, J.M., Navarro Andres, F., Ninot I Sugranes, J.M., Peinado Lorca, M., Rivas Martinez, S., Sanchez Mata, D., Valle Guitierrez, C., Vigo I Bonada, J., Wildpret de la Torre, W., 1992. *La vegetacion de España*.
- Aleman, J.C., Blarquez, O., Bentaleb, I., Bonté, P., Brossier, B., Carcaillet, C., Gond, V., Gourlet-Fleury, S., Kpolita, A., Lefèvre, I., Oslisly, R., Power, M.J., Yongo, O., Bremond, L., Favier, C., 2013. Tracking land-cover changes with sedimentary charcoal in the Afrotropics. *The Holocene* 23, 1853–1862. <https://doi.org/10.1177/0959683613508159>
- Alessio, G.A., Peñuelas, J., Llusà, J., Ogaya, R., Estiarte, M., De Lillis, M., 2008. Influence of water and terpenes on flammability in some dominant Mediterranean species. *Int. J. Wildland Fire* 17, 274. <https://doi.org/10.1071/WF07038>
- Ali, A.A., Roiron, P., Guendon, J.-L., Poirier, P., Terral, J.-F., 2005. Holocene vegetation responses to fire events in the inner French Alps (Queyras Massif): data from charcoal and geomorphological analysis of travertine sequences. *The Holocene* 15, 149–155. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl794rr>
- Almeida, P.R., 2003. Feeding ecology of *Liza ramada* (Risso, 1810) (Pisces, Mugilidae) in a southwestern estuary of Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57, 313–323. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00357-8](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00357-8)
- Alves, T., 2003. Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology* 195, 75–108. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00683-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00683-7)
- Amraoui, M., Pereira, M.G., DaCamara, C.C., Calado, T.J., 2015. Atmospheric conditions associated with extreme fire activity in the Western Mediterranean region. *Science of The Total Environment* 524–525, 32–39. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.032>
- Andreae, M.O., Merlet, P., 2001. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles* 15, 955–966. <https://doi.org/10.1029/2000GB001382>
- Archibald, S., Lehmann, C.E.R., Belcher, C.M., Bond, W.J., Bradstock, R.A., Daniau, A.-L., Dexter, K.G., Forrester, E.J., Greve, M., He, T., Higgins, S.I., Hoffmann, W.A., Lamont, B.B., McGlenn, D.J., Moncrieff, G.R., Osborne, C.P., Pausas, J.G., Price, O., Ripley, B.S., Rogers, B.M., Schwilk, D.W., Simon, M.F., Turetsky, M.R., Van der Werf, G.R., Zanne, A.E., 2018. Biological and geophysical feedbacks with fire in the Earth system. *Environ. Res. Lett.* 13, 033003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9ead>
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguët-Covex, C., Poulénard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.025>
- Azuara, J., Combourieu-Nebout, N., Lebreton, V., Mazier, F., Müller, S.D., Dezileau, L., 2015. Late Holocene vegetation changes in relation with climate fluctuations and human activity in Languedoc (southern France). *Clim. Past* 11, 1769–1784. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1769-2015>
- Barriopedro, D., García-Herrera, R., Huth, R., 2008. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking. *J. Geophys. Res.* 113, D14118. <https://doi.org/10.1029/2008JD009789>

- Bassetti, M.-A., Berné, S., Sicre, M.-A., Dennielou, B., Alonso, Y., Buscail, R., Jalali, B., Hebert, B., Menniti, C., 2016. Holocene hydrological changes in the Rhône River (NW Mediterranean) as recorded in the marine mud belt. *Clim. Past* 12, 1539–1553. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1539-2016>
- Batllori, E., Parisien, M.-A., Krawchuk, M.A., Moritz, M.A., 2013. Climate change-induced shifts in fire for Mediterranean ecosystems. *Global Ecology and Biogeography* 22, 1118–1129. <https://doi.org/10.1111/geb.12065>
- Baudena, M., Santana, V.M., Baeza, M.J., Bautista, S., Eppinga, M.B., Hemerik, L., Mayor, A.G., Rodriguez, F., Valdecantos, A., Vallejo, V.R., Vasques, A., Rietkerk, M., 2020. Increased aridity drives post-fire recovery of Mediterranean forests towards open shrublands. *New Phytologist* 225, 1500–1515. <https://doi.org/10.1111/nph.16252>
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics. *Marine Geology* 201, 53–65. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00208-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00208-1)
- Becker, L.W.M., Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Haflidason, H., Kjennbakken, H., Werner, J.P., 2020. Palaeo-productivity record from Norwegian Sea enables North Atlantic Oscillation (NAO) reconstruction for the last 8000 years. *npj Clim Atmos Sci* 3, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-00147-6>
- Beffa, G., Pedrotta, T., Colombaroli, D., Henne, P.D., van Leeuwen, J.F.N., Süssstrunk, P., Kaltenrieder, P., Adolf, C., Vogel, H., Pasta, S., Anselmetti, F.S., Gobet, E., Tinner, W., 2016. Vegetation and fire history of coastal north-eastern Sardinia (Italy) under changing Holocene climates and land use. *Veget Hist Archaeobot* 25, 271–289. <https://doi.org/10.1007/s00334-015-0548-5>
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Berger, J.-F., Shennan, S., Woodbridge, J., Palmisano, A., Mazier, F., Nuninger, L., Guillon, S., Doyen, E., Begeot, C., Andrieu-Ponel, V., Azuara, J., Bevan, A., Fyfe, R., Roberts, C.N., 2019. Holocene land cover and population dynamics in Southern France. *The Holocene* 29, 776–798. <https://doi.org/10.1177/0959683619826698>
- Berné, S., Dennielou, B., 2008. RHOSOS. URL <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/8020040/fr/> (accessed 1.20.22).
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B., Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology* 245, 65–88. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.006>
- Blaauw, M., Christen, J.A., Vazquez, J.E., Goring, S., 2021. clam: Classical Age-Depth Modelling of Cores from Deposits.
- Blackford, J.J., 2000. Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164, 33–42. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00173-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00173-5)
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Bond, W.J., Woodward, F.I., Midgley, G.F., 2005. The global distribution of ecosystems in a world without fire. *New Phytologist* 165, 525–538. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2004.01252.x>

- Boulter, M.C., 1994. An approach to a standard terminology for palynodebris. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 199–216.
- Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., DeFries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J.E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I., Scott, A.C., Swetnam, T.W., van der Werf, G.R., Pyne, S.J., 2009. Fire in the Earth System. *Science* 324, 481–484. <https://doi.org/10.1126/science.1163886>
- Bowman, D.M.J.S., Kolden, C.A., Abatzoglou, J.T., Johnston, F.H., van der Werf, G.R., Flannigan, M., 2020. Vegetation fires in the Anthropocene. *Nat Rev Earth Environ* 1, 500–515. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0085-3>
- Bradshaw, S.D., Dixon, K.W., Hopper, S.D., Lambers, H., Turner, S.R., 2011. Response to Keeley et al.: Fire as an evolutionary pressure shaping plant traits. *Trends in Plant Science* 16, 405. <https://doi.org/10.1016/j.tplants.2011.05.005>
- Bunn, A., Korpela, M., Biondi, F., Campelo, F., Mérian, P., Qeadan, F., Zang, C., Buras, A., Cecile, J., Mudelsee, M., Schulz, M., Stefan, K., David, F., Ronald, V., 2021. dplR: Dendrochronology Program Library in R.
- Calvo, E., Grimalt, J., Jansen, E., 2002. High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 21, 1385–1394. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00096-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00096-8)
- Cardil, A., Molina, D.M., Kobziar, L.N., 2014. Extreme temperature days and their potential impacts on southern Europe. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 3005–3014. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-3005-2014>
- Carmona-Moreno, C., Belward, A., Malingreau, J.-P., Hartley, A., Garcia-Alegre, M., Antonovskiy, M., Buchshtaber, V., Pivovarov, V., 2005. Characterizing interannual variations in global fire calendar using data from Earth observing satellites. *Global Change Biol* 11, 1537–1555. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01003.x>
- Carrión, J.S., 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047–2066. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00010-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00010-0)
- Carvalho, A., Flannigan, M.D., Logan, K.A., Gowman, L.M., Miranda, A.I., Borrego, C., 2010. The impact of spatial resolution on area burned and fire occurrence projections in Portugal under climate change. *Climatic Change* 98, 177–197. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9667-2>
- Castro, B., Casado González, E., Costa Tenorio, M.A., Escribano Bombín, M., García Antón, R., Génova Fuster, M., 1997. Los bosques Ibericos : Una interpretacion geobotanica, GeoPlaneta. ed.
- Chabal, L., 1999. La Botanique, Collection "Archéologiques" dirigée par Alain FERDIÈRE.
- Chabaud, L., Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Rossignol, L., 2014. Land–sea climatic variability in the eastern North Atlantic subtropical region over the last 14,200 years: Atmospheric and oceanic processes at different timescales. *The Holocene* 24, 787–797. <https://doi.org/10.1177/0959683614530439>
- Clark, J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* 30, 67–80. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9)
- Clark, J.S., Hussey, T.C., 1996. Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records: effects of particle size, morphology, and orientation. *The Holocene* 6, 129–144. <https://doi.org/10.1177/095968369600600201>

- Colombaroli, D., Marchetto, A., Tinner, W., 2007. Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy). *J Ecology* 95, 755–770. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2007.01240.x>
- Colombaroli, D., Tinner, W., Van Leeuwen, J., Noti, R., Vescovi, E., Vanni re, B., Magny, M., Schmidt, R., Bugmann, H., 2009. Response of broadleaved evergreen Mediterranean forest vegetation to fire disturbance during the Holocene: insights from the peri-Adriatic region. *Journal of Biogeography* 36, 314–326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2008.01987.x>
- Conedera, M., Tinner, W., Neff, C., Meurer, M., Dickens, A.F., Krebs, P., 2009. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews* 28, 555–576. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.005>
- Couso-Pérez, S., Ca nizo-Outeiri o, A., Campo-Ramos, R., Ares-Maz s, E., G mez-Couso, H., 2018. Remarkable differences in the presence of the acanthocephalan parasite *Echinorhynchus truttae* in brown trout (*Salmo trutta*) captured in two adjacent river basins in Galicia (NW Spain). *Parasitology Open* 4, e5. <https://doi.org/10.1017/pao.2017.24>
- Crawford, A.J., Belcher, C.M., 2014. Charcoal Morphometry for Paleoecological Analysis: The Effects of Fuel Type and Transportation on Morphological Parameters. *Applications in Plant Sciences* 2, 1400004. <https://doi.org/10.3732/apps.1400004>
- Crous-Duran, J., Paulo, J.A., Palma, J.H.N., 2014. Montado in Portugal. High natural and cultural value agroforestry, in: Initial Stakeholder Meeting Report. Montado in Portugal.
- Curt, T., Fr javille, T., Lahaye, S., 2016. Modelling the spatial patterns of ignition causes and fire regime features in southern France: implications for fire prevention policy. *Int. J. Wildland Fire* 25, 785. <https://doi.org/10.1071/WF15205>
- Daniau, A.-L., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Brewer, S., Friedlingstein, P., Harrison-Prentice, T.I., Inoue, J., Izumi, K., Marlon, J.R., Mooney, S., Power, M.J., Stevenson, J., Tinner, W., Andri , M., Atanassova, J., Behling, H., Black, M., Blarquez, O., Brown, K.J., Carcaillet, C., Colhoun, E.A., Colombaroli, D., Davis, B. a. S., D’Costa, D., Dodson, J., Dupont, L., Eshetu, Z., Gavin, D.G., Genies, A., Haberle, S., Hallett, D.J., Hope, G., Horn, S.P., Kassa, T.G., Katamura, F., Kennedy, L.M., Kershaw, P., Krivonogov, S., Long, C., Magri, D., Marinova, E., McKenzie, G.M., Moreno, P.I., Moss, P., Neumann, F.H., Norstr m, E., Paitre, C., Rius, D., Roberts, N., Robinson, G.S., Sasaki, N., Scott, L., Takahara, H., Terwilliger, V., Thevenon, F., Turner, R., Valsecchi, V.G., Vanni re, B., Walsh, M., Williams, N., Zhang, Y., 2012. Predictability of biomass burning in response to climate changes. *Global Biogeochemical Cycles* 26. <https://doi.org/10.1029/2011GB004249>
- Daniau, A.-L., Desprat, S., Aleman, J.C., Bremond, L., Davis, B., Fletcher, W., Marlon, J.R., Marquer, L., Montade, V., Morales-Molino, C., Naughton, F., Rius, D., Urrego, D.H., 2019. Terrestrial plant microfossils in palaeoenvironmental studies, pollen, microcharcoal and phytolith. Towards a comprehensive understanding of vegetation, fire and climate changes over the past one million years. *Revue de Micropal ontologie* 63, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2019.02.001>
- Daniau, A.-L., Goñi, M.F.S., Duprat, J., 2009. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay. *Quat. res.* 71, 385–396. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.007>
- Daniau, A.-L., Harrison, S.P., Bartlein, P.J., 2010. Fire regimes during the Last Glacial. *Quaternary Science Reviews* 29, 2918–2930. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.008>

- Daniau, A.-L., Sanchez Goni, M.F., Martinez, P., Urrego, D.H., Bout-Roumazeilles, V., Desprat, S., Marlon, J.R., 2013. Orbital-scale climate forcing of grassland burning in southern Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 5069–5073. <https://doi.org/10.1073/pnas.1214292110>
- Daniau, A.-L., Sánchez-Goñi, M.F., Beaufort, L., Laggoun-Défarge, F., Loutre, M.-F., Duprat, J., 2007. Dansgaard–Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia. *Quaternary Science Reviews* 26, 1369–1383. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.005>
- de Bar, M.W., Weiss, G., Yildiz, C., Rampen, S.W., Lattaud, J., Bale, N.J., Mienis, F., Brummer, G.-J.A., Schulz, H., Rush, D., Kim, J.-H., Donner, B., Knies, J., Lückge, A., Stuut, J.-B.W., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., 2020. Global temperature calibration of the Long chain Diol Index in marine surface sediments. *Organic Geochemistry* 142, 103983. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2020.103983>
- Dessandier, P.-A., Bonnin, J., Kim, J.-H., Bichon, S., Deflandre, B., Grémare, A., Sinninghe Damsté, J.S., 2016. Impact of organic matter source and quality on living benthic foraminiferal distribution on a river-dominated continental margin: A study of the Portuguese margin: Benthic Foraminifera. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 121, 1689–1714. <https://doi.org/10.1002/2015JG003231>
- Dias, J., 1987. Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. PhD thesis, Univ. Lisbon 384.
- Dias, Jouanneau, J.M., Gonzalez, R., Araújo, M.F., Drago, T., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Vitorino, J., Weber, O., 2002. Present day sedimentary processes on the northern Iberian shelf. *Progress in Oceanography, Benthic processes and dynamics at the NW Iberian Margin: results of the OMEX II Program* 52, 249–259. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00009-5](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00009-5)
- Díaz Barradas, M. c., Zunzunegui, M., Tirado, R., Ain-Lhout, F., García Novo, F., 1999. Plant functional types and ecosystem function in Mediterranean shrubland. *Journal of Vegetation Science* 10, 709–716. <https://doi.org/10.2307/3237085>
- Dormoy, I., Peyron, O., Nebout, N.C., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Clim. Past* 18.
- Droogers, P., Immerzeel, W., 2008. Water Resources Guadalquivir Basin, Spain.
- Duffin, K.I., Gillson, L., Willis, K.J., 2008. Testing the sensitivity of charcoal as an indicator of fire events in savanna environments: quantitative predictions of fire proximity, area and intensity. *The Holocene* 18, 279–291. <https://doi.org/10.1177/0959683607086766>
- Dupont, L., Wyputta, U., 2003. Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews* 22, 157–174. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00032-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00032-X)
- Dupont, L.M., Jahns, S., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 95–122. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00095-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00095-4)
- Dupont, L.M., Zhao, X., Charles, C., Faith, J.T., Braun, D., 2022. Continuous vegetation record of the Greater Cape Floristic Region (South Africa) covering the past 300 000 years (IODP U1479). *Clim. Past* 18, 1–21. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1-2022>
- Elbaz-Poulichet, F., Dezileau, L., Freydier, R., Cossa, D., Sabatier, P., 2011. A 3500-Year Record of Hg and Pb Contamination in a Mediterranean Sedimentary Archive (The Pierre Blanche Lagoon, France). *Environ. Sci. Technol.* 45, 8642–8647. <https://doi.org/10.1021/es2004599>

- Enache, M.D., Cumming, B.F., 2006. The Morphological and Optical Properties of Volcanic Glass: A Tool to Assess Density-induced Vertical Migration of Tephra in Sediment Cores. *J Paleolimnol* 35, 661–667. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3604-9>
- Fanget, A.-S., Bassetti, M.-A., Fontanier, C., Tudryn, A., Berné, S., 2016. Sedimentary archives of climate and sea-level changes during the Holocene in the Rhône prodelta (NW Mediterranean Sea). *Climate of the Past* 12, 2161–2179. <https://doi.org/10.5194/cp-12-2161-2016>
- Fanget, A.-S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Maillet, G.M., Tondut, M., 2014. Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). *Sedimentary Geology* 305, 35–53. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.004>
- Fernández-Delgado, C., Baldó, F., Vilas, C., García-González, D., Cuesta, J.A., González-Ortegón, E., Drake, P., 2007. Effects of the river discharge management on the nursery function of the Guadalquivir river estuary (SW Spain). *Hydrobiologia* 587, 125–136. <https://doi.org/10.1007/s10750-007-0691-9>
- Fernández-Nogueira, D., Corbelle-Rico, E., 2018. Land Use Changes in Iberian Peninsula 1990–2012. *Land* 7, 99. <https://doi.org/10.3390/land7030099>
- Ferreira, V., Graça, M.A.S., Feio, M.J., Mieiro, C., 2004. Water quality in the Mondego river basin: pollution and habitat heterogeneity 12.
- Feurdean, A., 2021. Experimental production of charcoal morphologies to discriminate fuel source and fire type in the Siberian taiga (preprint). *Paleobiogeoscience: Proxy use, Development & Validation*. <https://doi.org/10.5194/bg-2021-1>
- Florescu, G., Brown, K.J., Carter, V.A., Kuneš, P., Veski, S., Feurdean, A., 2019. Holocene rapid climate changes and ice-rafting debris events reflected in high-resolution European charcoal records. *Quaternary Science Reviews* 222, 105877. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105877>
- Foley, J.A., Costa, M.H., Delire, C., Ramankutty, N., Snyder, P., 2003. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. *Frontiers in Ecology and the Environment* 1, 38–44. [https://doi.org/10.1890/1540-9295\(2003\)001\[0038:GSHTEC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1540-9295(2003)001[0038:GSHTEC]2.0.CO;2)
- Forkel, M., Andela, N., Harrison, S.P., Lasslop, G., van Marle, M., Chuvieco, E., Dorigo, W., Forrest, M., Hantson, S., Heil, A., Li, F., Melton, J., Sitch, S., Yue, C., Arneth, A., 2019. Emergent relationships with respect to burned area in global satellite observations and fire-enabled vegetation models. *Biogeosciences* 16, 57–76. <https://doi.org/10.5194/bg-16-57-2019>
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2007. Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography* 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001307>
- Frouin, R., Fiúza, A.F.G., Ambar, I., Boyd, T.J., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *J. Geophys. Res.* 95, 679. <https://doi.org/10.1029/JC095iC01p00679>
- Ganteaume, A., Camia, A., Jappiot, M., San-Miguel-Ayanz, J., Long-Fournel, M., Lampin, C., 2013. A Review of the Main Driving Factors of Forest Fire Ignition Over Europe. *Environmental Management* 51, 651–662. <https://doi.org/10.1007/s00267-012-9961-z>
- Garel, E., Pinto, L., Santos, A., Ferreira, Ó., 2009. Tidal and river discharge forcing upon water and sediment circulation at a rock-bound estuary (Guadiana estuary, Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 84, 269–281. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.07.002>

- Gauquelin, T., Jalut, G., Iglesias, M. (Granada U. (Spain) D. de B.V., Valle, F., 1998. Phytomass and carbon storage in the steppes of Eastern Andalusia, Spain. *Ambio* (Sweden).
- Genet, M., Daniau, A.-L., Mouillot, F., Hanquiez, V., Schmidt, S., David, V., Georget, M., Abrantes, F., Anschutz, P., Bassinot, F., Bonnin, J., Dennielou, B., Eynaud, F., Hodell, D.A., Mulder, T., Naughton, F., Rossignol, L., Tzedakis, P., Sánchez-Goñi, M.F., 2021. Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records: An Iberian case study. *Quaternary Science Reviews* 270, 107148. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107148>
- Genies, A., Muller, S.D., Mercier, L., Bircker, L., Carcaillet, C., 2009. Fires control spatial variability of subalpine vegetation dynamics during the Holocene in the Maurienne valley (French Alps). *Écoscience* 16, 13–22. <https://doi.org/10.2980/16-1-3180>
- Giannakopoulos, C., Le Sager, P., Bindi, M., Moriondo, M., Kostopoulou, E., Goodess, C.M., 2009. Climatic changes and associated impacts in the Mediterranean resulting from a 2 °C global warming. *Global and Planetary Change* 68, 209–224. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.06.001>
- Giglio, L., Randerson, J.T., Werf, G.R. van der, 2013. Analysis of daily, monthly, and annual burned area using the fourth-generation global fire emissions database (GFED4). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118, 317–328. <https://doi.org/10.1002/jgrg.20042>
- Gomes, S.D., Fletcher, W.J., Rodrigues, T., Stone, A., Abrantes, F., Naughton, F., 2020. Time-transgressive Holocene maximum of temperate and Mediterranean forest development across the Iberian Peninsula reflects orbital forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 550, 109739. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109739>
- Gonçalves, A.C., Sousa, A.M.O., 2017. The Fire in the Mediterranean Region: A Case Study of Forest Fires in Portugal, in: Fuerst-Bjelis, B. (Ed.), *Mediterranean Identities - Environment, Society, Culture*. InTech. <https://doi.org/10.5772/intechopen.69410>
- Grolier online atlas [WWW Document], 2021. URL <http://go.grolier.com/atlas> (accessed 8.24.21).
- Groot, J.J., Groot, C.R., 1966. Marine palynology: Possibilities, limitations, problems. *Marine Geology, Marine Palynology* 4, 387–395. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(66\)90007-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(66)90007-7)
- Guerreiro, C., de Stigter, H., Cachão, M., Oliveira, A., Rodrigues, A., 2015. Coccoliths from recent sediments of the central Portuguese margin: Taphonomical and ecological inferences. *Marine Micropaleontology* 114, 55–68. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2014.11.001>
- Guerreiro, C., Rodrigues, A., Duarte, J., Oliveira, A., Taborda, R., 2007. Bottom sediment signature associated with the Oporto, Aveiro and Nazaré submarine canyons (NW of Portugal).
- Guerreiro, S.B., Birkinshaw, S., Kilsby, C., Fowler, H.J., Lewis, E., 2017. Dry getting drier – The future of transnational river basins in Iberia. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 12, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.05.009>
- Habib, D., Eshet, Y., Pelt, R., 1994. Sedimentation of organic particles: Palynology of sedimentary cycles. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524875.017>
- Hahsler, M., Buchta, C., Hornik, K., Murtagh, F., Brusco, M., Stahl, S., Koehn, H.-F., 2021. *seriation: Infrastructure for Ordering Objects Using Seriation*.
- Hall, J.R., 2014. *The total cost of fire in the United States*. National Fire Protection Association Quincy, MA.

- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2000. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis 9.
- Hantson, S., Arneth, A., Harrison, S.P., Kelley, D.I., Prentice, I.C., Rabin, S.S., Archibald, S., Mouillot, F., Arnold, S.R., Artaxo, P., Bachelet, D., Ciais, P., Forrest, M., Friedlingstein, P., Hickler, T., Kaplan, J.O., Kloster, S., Knorr, W., Lasslop, G., Li, F., Mangeon, S., Melton, J.R., Meyn, A., Sitch, S., Spessa, A., 2016. The status and challenge of global fire modelling 19.
- Harrison, S.P., Marlon, J.R., Bartlein, P.J., 2010. Fire in the Earth System, in: Dodson, J. (Ed.), *Changing Climates, Earth Systems and Society, International Year of Planet Earth*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 21–48. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8716-4_3
- Hart, G.F., Pasley, M.A., Gregory, W.A., 1994. Sequence stratigraphy and sedimentation of organic particles. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, Cambridge 337–390.
- Hart, S., Luckai, N., 2013. REVIEW: Charcoal function and management in boreal ecosystems. *Journal of Applied Ecology* 50, 1197–1206. <https://doi.org/10.1111/1365-2664.12136>
- Hawthorne, D., Courtney Mustaphi, C.J., Aleman, J.C., Blarquez, O., Colombaroli, D., Daniau, A.-L., Marlon, J.R., Power, M., Vanni re, B., Han, Y., Hantson, S., Kehrwald, N., Magi, B., Yue, X., Carcaillet, C., Marchant, R., Ogunkoya, A., Githumbi, E.N., Muriuki, R.M., 2018. Global Modern Charcoal Dataset (GMCD): A tool for exploring proxy-fire linkages and spatial patterns of biomass burning. *Quaternary International* 488, 3–17. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.046>
- Heaton, T.J., K hler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., 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, 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- Hennebelle, A., Aleman, J.C., Ali, A.A., Bergeron, Y., Carcaillet, C., Grondin, P., Landry, J., Blarquez, O., 2020. The reconstruction of burned area and fire severity using charcoal from boreal lake sediments. *The Holocene* 30, 1400–1409. <https://doi.org/10.1177/0959683620932979>
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Llave, E., Ercilla, G., Van Rooij, D., 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Mar Lett* 31, 315–341. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0242-2>
- Herring, J.R., 1985. Charcoal fluxes into sediments of the North Pacific Ocean: the Cenozoic record of burning. *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to present* 32, 419–442.
- Heusser, L., Balsam, W.L., 1977. Pollen Distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quat. res.* 7, 45–62. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(77\)90013-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(77)90013-8)
- Higuera, P.E., Sprugel, D.G., Brubaker, L.B., 2005. Reconstructing fire regimes with charcoal from small-hollow sediments: a calibration with tree-ring records of fire. *The Holocene* 15, 238–251. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl789rp>
- Hockaday, W.C., Grannas, A.M., Kim, S., Hatcher, P.G., 2006. Direct molecular evidence for the degradation and mobility of black carbon in soils from ultrahigh-resolution mass spectral analysis of dissolved organic matter from a fire-impacted forest soil. *Organic Geochemistry* 37, 501–510. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.11.003>
- Hoffmann, W.A., Schroeder, W., Jackson, R.B., 2002. Positive feedbacks of fire, climate, and vegetation and the conversion of tropical savanna. *Geophysical Research Letters* 29, 9-1-9-4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015424>

- Hooghiemstra, H., Lézine, A.-M., Leroy, S.A.G., Dupont, L., Marret, F., 2006. Late Quaternary palynology in marine sediments: A synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International* 148, 29–44. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.005>
- 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, 1–53. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(92\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0034-6667(92)90137-6)
- Hurrell, J.W., 2008. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation, in: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 1–35. <https://doi.org/10.1029/134GM01>
- Jalali, B., Sicre, M.-A., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Holocene climate variability in the North-Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Clim. Past* 11.
- Jalali, B., Sicre, M.-A., Kallel, N., Azuara, J., Combourieu-Nebout, N., Bassetti, M.-A., Klein, V., 2017. High-resolution Holocene climate and hydrological variability from two major Mediterranean deltas (Nile and Rhone). *The Holocene* 27, 1158–1168. <https://doi.org/10.1177/0959683616683258>
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International, Rhythms and Causalities of the Anthropisation Dynamic in Europe between 8500 and 2500 cal BP: Sociocultural and/or Climatic Assumptions* 200, 4–18. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.03.012>
- Jensen, K., Lynch, E.A., Calcote, R., Hotchkiss, S.C., 2007. Interpretation of charcoal morphotypes in sediments from Ferry Lake, Wisconsin, USA: do different plant fuel sources produce distinctive charcoal morphotypes? *The Holocene* 17, 907–915. <https://doi.org/10.1177/0959683607082405>
- Jiang, Q., Smith, R.B., Doyle, J., 2003. The nature of the mistral: Observations and modelling of two MAP events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129, 857–875. <https://doi.org/10.1256/qj.02.21>
- Johansen, M.P., Hakonson, T.E., Breshears, D.D., 2001. Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forests with shrublands and grasslands. *Hydrol. Process.* 15, 2953–2965. <https://doi.org/10.1002/hyp.384>
- Josey, S.A., Somot, S., Tsimplis, M., 2011. Impacts of atmospheric modes of variability on Mediterranean Sea surface heat exchange. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JC006685>
- Jouanneau, J.M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J.A., Weber, O., 1998. Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Progress in Oceanography* 42, 233–257. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(98\)00036-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(98)00036-6)
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Drago, T., Rodrigues, A., Oliveira, A., Dias, J.M.A., Garcia, C., Schmidt, S., Reyss, J.L., 2002. Recent sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf. *Progress in Oceanography, Benthic processes and dynamics at the NW Iberian Margin: resultss of the OMEX II Program* 52, 261–275. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00010-1](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00010-1)
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski,

- C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Keeley, J.E., 2009. Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. *Int. J. Wildland Fire* 18, 116. <https://doi.org/10.1071/WF07049>
- Keeley, J.E., Bond, W.J., Bradstock, R.A., Pausas, J.G., Rundel, P.W., 2011. *Fire in Mediterranean Ecosystems: Ecology, Evolution and Management*. Cambridge University Press.
- Keeley, J.E., Fotheringham, C.J., 2000. Role of fire in regeneration from seed., in: Fenner, M. (Ed.), *Seeds: The Ecology of Regeneration in Plant Communities*. CABI, Wallingford, pp. 311–330. <https://doi.org/10.1079/9780851994321.0311>
- Kim, J.-H., Schouten, S., Hopmans, E.C., Donner, B., Sinninghe Damsté, J.S., 2008. Global sediment core-top calibration of the TEX86 paleothermometer in the ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 1154–1173. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.12.010>
- Komárek, M., Ettler, V., Chrástný, V., Mihaljevič, M., 2008. Lead isotopes in environmental sciences: A review. *Environment International* 34, 562–577. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2007.10.005>
- Kondolf, G.M., Gao, Y., Annandale, G.W., Morris, G.L., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., Hotchkiss, R., Peteuil, C., Sumi, T., Wang, H.-W., Wang, Z., Wei, Z., Wu, B., Wu, C., Yang, C.T., 2014. Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earth's Future* 2, 256–280. <https://doi.org/10.1002/2013EF000184>
- Krebs, P., Pezzatti, G.B., Mazzoleni, S., Talbot, L.M., Conedera, M., 2010. Fire regime: history and definition of a key concept in disturbance ecology. *Theory Biosci.* 129, 53–69. <https://doi.org/10.1007/s12064-010-0082-z>
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Martin, Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews* 24, 951–998. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.014>
- Landry, J.-S., Partanen, A.-I., Damon Matthews, H., 2017. Carbon cycle and climate effects of forcing from fire-emitted aerosols. *Environ. Res. Lett.* 12, 025002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa51de>
- Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.013>
- Laurent, P., Mouillot, F., Moreno, M.V., Yue, C., Ciais, P., 2019. Varying relationships between fire radiative power and fire size at a global scale. *Biogeosciences* 16, 275–288. <https://doi.org/10.5194/bg-16-275-2019>
- Laurent, P., Mouillot, F., Yue, C., Ciais, P., Moreno, M.V., Nogueira, J.M.P., 2018. FRY, a global database of fire patch functional traits derived from space-borne burned area products. *Sci Data* 5, 180132. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.132>
- Lavorel, S., Canadell, J., Rambal, S., Terradas, J., 1998. Mediterranean terrestrial ecosystems: research priorities on global change effects. *Global Ecol Biogeography* 7, 157–166. <https://doi.org/10.1046/j.1466-822X.1998.00277.x>
- Le Houerou, H.N., 1973. *Fire and Vegetation in the Mediterranean Basin* 41.

- Lê, S., Josse, J., Husson, F., 2008. FactoMineR : An R Package for Multivariate Analysis. *J. Stat. Soft.* 25. <https://doi.org/10.18637/jss.v025.i01>
- Lebreiro, S.M., Nicholas Mccave, I., Weaver, P.P.E., 1997. Late Quaternary Turbidite Emplacement on the Horseshoe Abyssal Plain (Iberian Margin). *SEPM JSR Vol. 67*. <https://doi.org/10.1306/D4268658-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rödel, R., Sindorf, N., Wisser, D., 2011. High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment* 9, 494–502. <https://doi.org/10.1890/100125>
- Lestienne, M., Jouffroy-Bapicot, I., Leyssenne, D., Sabatier, P., Debret, M., Albertini, P.-J., Colombaroli, D., Didier, J., Hély, C., Vannièrè, B., 2020. Fires and human activities as key factors in the high diversity of Corsican vegetation. *The Holocene* 30, 244–257. <https://doi.org/10.1177/0959683619883025>
- Leunda, M., Gil-Romera, G., Daniau, A.-L., Benito, B.M., González-Sampéris, P., 2020. Holocene fire and vegetation dynamics in the Central Pyrenees (Spain) | Elsevier Enhanced Reader [WWW Document]. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104411>
- Levasseur, G., Vrac, M., Roche, D.M., Paillard, D., 2012. Statistical modelling of a new global potential vegetation distribution. *Environ. Res. Lett.* 7, 044019. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044019>
- Leys, B., Brewer, S.C., McConaghy, S., Mueller, J., McLauchlan, K.K., 2015. Fire history reconstruction in grassland ecosystems: amount of charcoal reflects local area burned. *Environ. Res. Lett.* 10, 114009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/11/114009>
- Liu, Y., Stanturf, J., Goodrick, S., 2010. Trends in global wildfire potential in a changing climate. *Forest Ecology and Management* 259, 685–697. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.002>
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology* 178, 171–195. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00176-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00176-1)
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio–Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198, 289–317. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00120-8)
- Lohman, D.J., Bickford, D., Sodhi, N.S., 2007. Environment: The Burning Issue. *Science* 316, 376–376. <https://doi.org/10.1126/science.1140278>
- Lynch, J.A., Clark, J.S., Stocks, B.J., 2004. Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire: interpreting fire regimes from charcoal records in boreal forests 34, 15.
- Maestro, A., López-Martínez, J., Llave, E., Bohoyo, F., Acosta, J., Hernández-Molina, F.J., Muñoz, A., Jané, G., 2013. Geomorphology of the Iberian Continental Margin. *Geomorphology* 196, 13–35. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.022>
- 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, 1589–1596. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00131-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00131-8)
- Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazielles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.A.,

- Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vanni re, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J.N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J.L., Wirth, S., 2013. North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. *Climate of the Past* 9, 2043–2071. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2043-2013>
- Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vanni re, B., Walter-Simonnet, A.-V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accessa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736–1758. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.014>
- Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S., Haas, J.N., 2006. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600–5300 years ago. *Quaternary Research* 65, 3–19. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.06.009>
- Magny, M., Vanni re, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A.-V., Arnaud, F., 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19, 823–833. <https://doi.org/10.1177/0959683609337360>
- Marlon, J., Bartlein, P.J., Whitlock, C., 2006. Fire-fuel-climate linkages in the northwestern USA during the Holocene. *The Holocene* 16, 1059–1071. <https://doi.org/10.1177/0959683606069396>
- Marlon, J.R., 2020. What the past can say about the present and future of fire. *Quaternary Research* 96, 66–87. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.48>
- Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Carcaillet, C., Gavin, D.G., Harrison, S.P., Higuera, P.E., Joos, F., Power, M.J., Prentice, I.C., 2008. Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia. *Nature Geosci* 1, 697–702. <https://doi.org/10.1038/ngeo313>
- Marlon, J.R., Kelly, R., Daniau, A.-L., Vanni re, B., Power, M.J., Bartlein, P., Higuera, P., Blarquez, O., Brewer, S., Br ucher, T., Feurdean, A., Romera, G.G., Iglesias, V., Maezumi, S.Y., Magi, B., Courtney Mustaphi, C.J., Zhihai, T., 2016. Reconstructions of biomass burning from sediment-charcoal records to improve data–model comparisons. *Biogeosciences* 13, 3225–3244. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3225-2016>
- Marshall, J.D., Lang, B., Crowley, S.F., Weedon, G.P., van Calsteren, P., Fisher, E.H., Holme, R., Holmes, J.A., Jones, R.T., Bedford, A., Brooks, S.J., Bloemendal, J., Kiriakoulakis, K., Ball, J.D., 2007. Terrestrial impact of abrupt changes in the North Atlantic thermohaline circulation: Early Holocene, UK†. *Geology* 35, 639–642. <https://doi.org/10.1130/G23498A.1>
- Marta, P., Bochechas, J., Collares-Pereira, M.J., 2001. Importance of recreational fisheries in the Guadiana River Basin in Portugal. *Fisheries Management and Ecology* 8, 345–354. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2400.2001.00262.x>
- McCracken, K., 2013. The variable nature of the cosmic ray intensity over the past 10,000 years. *AIP Conference Proceedings* 1516, 141. <https://doi.org/10.1063/1.4792558>
- McLauchlan, K.K., Higuera, P.E., Miesel, J., Rogers, B.M., Schweitzer, J., Shuman, J.K., Tepley, A.J., Varner, J.M., Veblen, T.T., Adalsteinsson, S.A., Balch, J.K., Baker, P., Batllori, E., Bigio, E., Brando, P., Cattau, M., Chipman, M.L., Coen, J., Crandall, R., Daniels, L., Enright, N., Gross, W.S., Harvey, B.J., Hatten, J.A., Hermann, S., Hewitt, R.E., Kobziar, L.N., Landesmann, J.B., Loranty, M.M., Maezumi, S.Y., Mearns, L., Moritz, M., Myers, J.A., Pausas, J.G., Pellegrini, A.F.A., Platt, W.J., Roozeboom, J., Safford, H., Santos, F., Scheller, R.M., Sherriff, R.L., Smith, K.G., Smith, M.D., Watts,

- A.C., 2020. Fire as a fundamental ecological process: Research advances and frontiers. *J Ecol* 108, 2047–2069. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13403>
- McRae, R.H.D., Sharples, J.J., Fromm, M., 2015. Linking local wildfire dynamics to pyroCb development. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15, 417–428. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-417-2015>
- Mensing, S.A., Michaelsen, J., Byrne, R., 1999. A 560-Year Record of Santa Ana Fires Reconstructed from Charcoal Deposited in the Santa Barbara Basin, California. *Quat. res.* 51, 295–305. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2035>
- Michelangeli, F., Di Rita, F., Lirer, F., Lubritto, C., Bellucci, L.G., Cascella, A., Bonomo, S., Margaritelli, G., Magri, D., 2022. Vegetation history of SE Sicily from feudal land management to post-war agricultural industrialization. *Review of Palaeobotany and Palynology* 296, 104547. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2021.104547>
- Mil-Homens, M., Vale, C., Raimundo, J., Pereira, P., Brito, P., Caetano, M., 2014. Major factors influencing the elemental composition of surface estuarine sediments: The case of 15 estuaries in Portugal. *Marine Pollution Bulletin* 84, 135–146. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2014.05.026>
- Millspaugh, S.H., Whitlock, C., 1995. A 750-year fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 5, 283–292. <https://doi.org/10.1177/095968369500500303>
- Monaco, A., Ludwig, W., Provansal, M., Picon, B. (Eds.), 2009. *Le golfe du Lion: Un observatoire de l'environnement en Méditerranée*. éditions Quae. <https://doi.org/10.35690/978-2-7592-0312-3>
- Morales-Molino, C., Devaux, L., Georget, M., Hanquiez, V., Sánchez Goñi, M.F., 2020. Modern pollen representation of the vegetation of the Tagus Basin (central Iberian Peninsula). *Review of Palaeobotany and Palynology* 276, 104193. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104193>
- Morales-Molino, C., García-Antón, M., 2014. Vegetation and fire history since the last glacial maximum in an inland area of the western Mediterranean Basin (Northern Iberian Plateau, NW Spain). *Quat. res.* 81, 63–77. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.010>
- Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C., Corte-Real, J., 2006. Potential impact of climate change on fire risk in the Mediterranean area. *Clim. Res.* 31, 85–95. <https://doi.org/10.3354/cr031085>
- Mougenot, D., Vanney, J., 1982. Les rides de contourites plio quaternaires de la pente continentale sud Portugaise.
- Mouillot, F., Field, C.B., 2005. Fire history and the global carbon budget: a 1°× 1° fire history reconstruction for the 20th century. *Global Change Biology* 11, 398–420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00920.x>
- Mouillot, F., Rambal, S., Joffre, R., 2002. Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. *Global Change Biology* 8, 423–437. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2002.00494.x>
- Mouillot, F., Ratte, J.-P., Joffre, R., Mouillot, D., Serge Rambal, and, 2005. Long-term forest dynamic after land abandonment in a fire prone Mediterranean landscape (central Corsica, France). *Landscape Ecol* 20, 101–112. <https://doi.org/10.1007/s10980-004-1297-5>
- Mouillot, F., Schultz, M.G., Yue, C., Cadule, P., Tansey, K., Ciais, P., Chuvieco, E., 2014. Ten years of global burned area products from spaceborne remote sensing—A review: Analysis of user needs and recommendations for future developments. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 26, 64–79. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.05.014>

- Mudie, P.J., 1982. Pollen distribution in recent marine sediments, eastern Canada. *Can. J. Earth Sci.* 19, 729–747. <https://doi.org/10.1139/e82-062>
- Mudie, P.J., McCarthy, F.M.G., 2006. Marine palynology: potentials for onshore—offshore correlation of Pleistocene—Holocene records. *Transactions of the Royal Society of South Africa* 61, 139–157. <https://doi.org/10.1080/00359190609519964>
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A., 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index U37K' based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N–60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1757–1772. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00097-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00097-0)
- Mustaphi, C.J.C., Pisaric, M.F.J., 2014. A classification for macroscopic charcoal morphologies found in Holocene lacustrine sediments. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 38, 734–754. <https://doi.org/10.1177/0309133314548886>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62, 91–114. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.07.006>
- New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I., 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Clim. Res.* 21, 1–25. <https://doi.org/10.3354/cr021001>
- Nichols, G.J., Cripps, J.A., Collinson, M.E., Scott, A.C., 2000. Experiments in waterlogging and sedimentology of charcoal: results and implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Fire and the Palaeoenvironment* 164, 43–56. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00174-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00174-7)
- Noti, R., van Leeuwen, J.F.N., Colombaroli, D., Vescovi, E., Pasta, S., La Mantia, T., Tinner, W., 2009. Mid- and late-Holocene vegetation and fire history at Biviere di Gela, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Veget Hist Archaeobot* 18, 371–387. <https://doi.org/10.1007/s00334-009-0211-0>
- Oliveira, A., Rodrigues, A., Jouanneau, J.M., Weber, O., Alveirinho-Dias, J.M., Vitorino, J., 1999. Suspended particulate matter distribution and composition on the northern Portuguese margin .
- Oliveira, I.B.M., 2002. Littoral problems in the Portuguese west coast.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geosci* 5, 808–812. <https://doi.org/10.1038/ngeo1589>
- Oom, D., Pereira, J.M.C., 2013. Exploratory spatial data analysis of global MODIS active fire data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 21, 326–340. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2012.07.018>
- Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., García-García, L., González-Nuevo, G., Cabanas, J.M., 2013. Coastal dynamics off Northwest Iberia during a stormy winter period. *Ocean Dynamics* 63, 115–129. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0585-x>
- Palmer, T.Y., Northcutt, L.I., 1975. Convection columns above large experimental fires. *Fire Technol* 11, 111–118. <https://doi.org/10.1007/BF02589941>
- Patterson, W.A., Edwards, K.J., Maguire, D.J., 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6, 3–23. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(87\)90012-6](https://doi.org/10.1016/0277-3791(87)90012-6)
- Pausas, J.G., Bradstock, R.A., Keith, D.A., Keeley, J.E., 2004. Plant functional trait in relation to fire in crown-fire ecosystems. *Ecology* 85, 1085–1100. <https://doi.org/10.1890/02-4094>

- Pausas, J.G., Llovet, J., Rodrigo, A., Vallejo, R., 2008. Are wildfires a disaster in the Mediterranean basin? - A review. *Int. J. Wildland Fire* 17, 713. <https://doi.org/10.1071/WF07151>
- Pausas, J.G., Millán, M.M., 2019. Greening and Browning in a Climate Change Hotspot: The Mediterranean Basin. *BioScience* 69, 143–151. <https://doi.org/10.1093/biosci/biy157>
- Pausas, J.G., Paula, S., 2012. Fuel shapes the fire–climate relationship: evidence from Mediterranean ecosystems. *Global Ecology and Biogeography* 21, 1074–1082. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2012.00769.x>
- Pausas, J.G., Vallejo, V.R., 1999. The role of fire in European Mediterranean ecosystems, in: Chuvieco, E. (Ed.), *Remote Sensing of Large Wildfires*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 3–16. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60164-4_2
- Pechony, O., Shindell, D.T., 2010. Driving forces of global wildfires over the past millennium and the forthcoming century. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, 19167–19170. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003669107>
- Pereboom, E.M., Vachula, R.S., Huang, Y., Russell, J., 2020. The morphology of experimentally produced charcoal distinguishes fuel types in the Arctic tundra. *The Holocene* 30, 1091–1096. <https://doi.org/10.1177/0959683620908629>
- Planas, E., Pastor, E., 2013. Wildfire Behaviour and Danger Ratings, in: *Fire Phenomena and the Earth System*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 53–75. <https://doi.org/10.1002/9781118529539.ch4>
- Polunin, O., Walters, M., 1985. *A Guide to the Vegetation of Britain and Europe*. Oxford University Press, New York. 238 pp.
- Portela, L.I., 2008. Sediment transport and morphodynamics of the Douro River estuary. *Geo-Mar Lett* 28, 77–86. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0091-1>
- Poulter, B., MacBean, N., Hartley, A., Khlystova, I., Arino, O., Betts, R., Bontemps, S., Boettcher, M., Brockmann, C., Defourny, P., Hagemann, S., Herold, M., Kirches, G., Lamarche, C., Lederer, D., Ottlé, C., Peters, M., Peylin, P., 2015. Plant functional type classification for earth system models: results from the European Space Agency’s Land Cover Climate Change Initiative. *Geosci. Model Dev.* 8, 2315–2328. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2315-2015>
- Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E., Ballouche, A., Bradshaw, R.H.W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P.I., Prentice, I.C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A.A., Anderson, R.S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K.J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G.Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., Daniau, A.-L., Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M.E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, M.-J., Gavin, D.G., Gobet, E., Haberle, S., Hallett, D.J., Higuera, P., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenrieder, P., Kennedy, L., Kong, Z.C., Larsen, C., Long, C.J., Lynch, J., Lynch, E.A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D.M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P.J.H., Rowe, C., Sanchez Goñi, M.F., Shuman, B.N., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D.H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniére, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J., Zhang, J.H., 2008. Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Clim Dyn* 30, 887–907. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0334-x>
- Power, M.J., Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., 2010. Fire history and the Global Charcoal Database: A new tool for hypothesis testing and data exploration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 52–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.09.014>

- Pugnet, L., Lourenço, L., Rocha, J., 2010. L'ignition des feux de forêt par l'action de la foudre au Portugal de 1996 à 2008.14.
- Quénéa, K., Derenne, S., Rumpel, C., Rouzaud, J.-N., Gustafsson, O., Carcaillet, C., Mariotti, A., Largeau, C., 2006. Black carbon yields and types in forest and cultivated sandy soils (Landes de Gascogne, France) as determined with different methods: Influence of change in land use. *Organic Geochemistry* 37, 1185–1189. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.05.010>
- Quezel, P., Medail, F., 2003. Que faut-il entendre par “forêts méditerranéennes” ? - Notre bibliothèque - Forêt Méditerranéenne. URL <http://www.foret-mediterraneenne.org/fr/catalogue/id-825-que-faut-il-entendre-par-forets-mediterraneennes-> (accessed 1.20.22).
- Radi, T., de Vernal, A., 2008. Dinocysts as proxy of primary productivity in mid–high latitudes of the Northern Hemisphere. *Marine Micropaleontology* 68, 84–114. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.012>
- Rambal, S., Ourcival, J.-M., Joffre, R., Mouillot, F., Nouvellon, Y., Reichstein, M., Rocheteau, A., 2003. Drought controls over conductance and assimilation of a Mediterranean evergreen ecosystem: scaling from leaf to canopy: Scaling drought from leaf to canopy. *Global Change Biology* 9, 1813–1824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2003.00687.x>
- Raymond, F., Ullmann, A., Camberlin, P., Oueslati, B., Drobinski, P., 2018. Atmospheric conditions and weather regimes associated with extreme winter dry spells over the Mediterranean basin. *Clim Dyn* 50, 4437–4453. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3884-6>
- Renssen, H., Mairesse, A., Goosse, H., Mathiot, P., Heiri, O., Roche, D.M., Nisancioglu, K.H., Valdes, P.J., 2015. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci* 8, 946–949. <https://doi.org/10.1038/ngeo2557>
- Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., Fichet, T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geosci* 2, 411–414. <https://doi.org/10.1038/ngeo513>
- Reuter, H.I., Nelson, A., Jarvis, A., 2007. An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data. *International Journal of Geographical Information Science* 21, 983–1008. <https://doi.org/10.1080/13658810601169899>
- Rhodes, A.N., 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene* 8, 113–117. <https://doi.org/10.1191/095968398671104653>
- Richter, T.O., Gaast, S. van der, Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., Stigter, H.C. de, Haas, H.D., Weering, T.C.E. van, 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications* 267, 39–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Rius, D., Vannié, B., Galop, D., 2012. Holocene history of fire, vegetation and land use from the central Pyrenees (France). *Quat. res.* 77, 54–64. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.009>
- Rius, D., Vannié, B., Galop, D., 2009. Fire frequency and landscape management in the northwestern Pyrenean piedmont, France, since the early Neolithic (8000 cal. BP). *The Holocene* 19, 847–859. <https://doi.org/10.1177/0959683609105299>
- Robinne, F.-N., Burns, J., Kant, P., Flannigan, M., Kleine, M., de Groot, B., Wotton, D.M., 2018. Global fire challenges in a warming world. IUFRO.

- Rochoux, M., 2014. Vers une meilleure prévision de la propagation d'incendies de forêt : évaluation de modèles et assimilation de données (These de doctorat). Châtenay-Malabry, Ecole centrale de Paris.
- Rodrigues, M., Trigo, R.M., Vega-García, C., Cardil, A., 2020. Identifying large fire weather typologies in the Iberian Peninsula. *Agricultural and Forest Meteorology* 280, 107789. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107789>
- Rogers, B.M., Balch, J.K., Goetz, S.J., Lehmann, C.E.R., Turetsky, M., 2020. Focus on changing fire regimes: interactions with climate, ecosystems, and society. *Environ. Res. Lett.* 15, 030201. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6d3a>
- Rohling, E.J., Pälike, H., 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975–979. <https://doi.org/10.1038/nature03421>
- Ruffault, J., Curt, T., Moron, V., Trigo, R.M., Mouillot, F., Koutsias, N., Pimont, F., Martin-StPaul, N.K., Barbero, R., Dupuy, J.-L., Russo, A., Belhadj-Kheder, C., 2020. Increased likelihood of heat-induced large wildfires in the Mediterranean Basin. *bioRxiv* 2020.01.09.896878. <https://doi.org/10.1101/2020.01.09.896878>
- Ruffault, J., Moron, V., Trigo, R.M., Curt, T., 2017. Daily synoptic conditions associated with large fire occurrence in Mediterranean France: evidence for a wind-driven fire regime: Daily synoptic conditions associated with large fire occurrence. *Int. J. Climatol.* 37, 524–533. <https://doi.org/10.1002/joc.4680>
- Ruffault, J., Moron, V., Trigo, R.M., Curt, T., 2016. Objective identification of multiple large fire climatologies: an application to a Mediterranean ecosystem. *Environ. Res. Lett.* 11, 075006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/075006>
- Running, S.W., Thornton, P.E., Nemani, R., Glassy, J.M., 2000. Global Terrestrial Gross and Net Primary Productivity from the Earth Observing System, in: Sala, O.E., Jackson, R.B., Mooney, H.A., Howarth, R.W. (Eds.), *Methods in Ecosystem Science*. Springer New York, New York, NY, pp. 44–57. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1224-9_4
- Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Fletcher, W.J., Morales-Molino, C., Naughton, F., Oliveira, D., Urrego, D.H., Zorzi, C., 2018. Pollen from the Deep-Sea: A Breakthrough in the Mystery of the Ice Ages. *Frontiers in Plant Science* 9.
- Sanchez, P.J., 2007. *Fundamentals of simulation modelling*.
- San-miguel-ayanz, J., Durrant, T., Boca, R., Libertá, G., Branco, A., Rigo, D., Ferrari, D., Maianti, P., Vivancos, T.A., Costa, H., Lana, F., Loffler, P., Nujiten, D., Ahlgren, A.C., Leray, T., 2018. *Forest fires in Europe, Middle East and North Africa 2017*. Publications Office. ed.
- Schmidt, S., de Stigter, H.C., van Weering, T.C.E., 2001. Enhanced short-term sediment deposition within the Nazaré Canyon, North-East Atlantic. *Marine Geology* 173, 55–67. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00163-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00163-8)
- Settele, J., Scholes, R., Betts, R.A., Bunn, S., Leadley, P., Nepstad, D., Overpeck, J.T., Taboada, M.A., Fischlin, A., Moreno, J.M., Root, T., Musche, M., Winter, M., 2015. Terrestrial and Inland water systems. *Climate Change 2014 Impacts, Adaptation and Vulnerability: Part A: Global and Sectoral Aspects* 271–360. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.009>
- Shafer, S.L., Bartlein, P.J., Anderson, K.H., Thompson, R.S., 2003. Assessment of Modern Climate Baselines for Paleoclimatic Reconstructions and Model Testing in North America. American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, December 2003.

Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Rind, D., Waple, A., 2001. Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science* 294, 2149–2152. <https://doi.org/10.1126/science.1064363>

Shoshany, M., 2000. Satellite remote sensing of natural Mediterranean vegetation: a review within an ecological context 26.

Sicre, M.-A., Jalali, B., Eiríksson, J., Knudsen, K.-L., Klein, V., Pellichero, V., 2021. Trends and centennial-scale variability of surface water temperatures in the North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 265, 107033. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107033>

Sicre, M.-A., Jalali, B., Martrat, B., Schmidt, S., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Sea surface temperature variability in the North Western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the Common Era. *Earth and Planetary Science Letters* 456, 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.032>

Silva, J.M.N., Moreno, M.V., Le Page, Y., Oom, D., Bistinas, I., Pereira, J.M.C., 2019. Spatiotemporal trends of area burnt in the Iberian Peninsula, 1975–2013. *Reg Environ Change* 19, 515–527. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1415-6>

Smith, D.M., Griffin, J.J., Goldberg, E.D., 1973. Elemental Carbon in Marine Sediments: a Baseline for Burning. *Nature* 241, 268–270. <https://doi.org/10.1038/241268a0>

Sofiev, M., Siljamo, P., Ranta, H., Linkosalo, T., Jaeger, S., Rasmussen, A., Rantio-Lehtimäki, A., Severova, E., Kukkonen, J., 2013. A numerical model of birch pollen emission and dispersion in the atmosphere. Description of the emission module. *Int J Biometeorol* 57, 45–58. <https://doi.org/10.1007/s00484-012-0532-z>

Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., Wilhelms, F., 2012. 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 5967–5971. <https://doi.org/10.1073/pnas.1118965109>

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>

Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric ^{14}C : an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene* 3, 289–305. <https://doi.org/10.1177/095968369300300401>

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

Théry-Parisot, I., 1998. Économie du combustible et paléoécologie en contexte glaciaire et périglaciaire : paléolithique moyen et supérieur du sud de la France (anthracologie, expérimentation, haptonomie) (These de doctorat). Paris 1.

Thevenon, F., Bard, E., Williamson, D., Beaufort, L., 2004. A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213, 83–99. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(04\)00364-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(04)00364-5)

Thevenon, F., Guédron, S., Chiaradia, M., Loizeau, J.-L., Poté, J., 2011. (Pre-) historic changes in natural and anthropogenic heavy metals deposition inferred from two contrasting Swiss Alpine lakes. *Quaternary Science Reviews* 30, 224–233. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.013>

Tierney, J.E., Tingley, M.P., 2015. A TEX86 surface sediment database and extended Bayesian calibration. *Sci Data* 2, 150029. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.29>

- Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gaggeler, H.W., Gedye, S., Jones, R., Sagesser, B., 1998. Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *The Holocene* 8, 31–42. <https://doi.org/10.1191/095968398667205430>
- Tinner, W., Hubschmid, P., Wehrli, M., Ammann, B., Conedera, M., 1999. Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Journal of Ecology* 87, 273–289. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.1999.00346.x>
- Trabaud, L., 1992. *Les feux de forêts : mécanismes, comportement et environnement*, 2e éd. ed. France-sélection, Aubervilliers.
- Trabaud, L., 1983. Evolution après incendie de la structure de quelques phytocénoses méditerranéennes du Bas-Languedoc (Sud de la France). *Ann. For. Sci.* 40, 177–196. <https://doi.org/10.1051/forest:19830204>
- Trigo, R.M., Pereira, J.M.C., Pereira, M.G., Mota, B., Calado, T.J., Dacamara, C.C., Santo, F.E., 2006. Atmospheric conditions associated with the exceptional fire season of 2003 in Portugal. *Int. J. Climatol.* 26, 1741–1757. <https://doi.org/10.1002/joc.1333>
- Trigo, R.M., Sousa, P.M., Pereira, M.G., Rasilla, D., Gouveia, C.M., 2016. Modelling wildfire activity in Iberia with different atmospheric circulation weather types: Modelling wildfire activity in Iberia. *Int. J. Climatol.* 36, 2761–2778. <https://doi.org/10.1002/joc.3749>
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 78–80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
- Tuddenham, M., 2021. Synthèse du Résumé à l'intention des décideurs du Giec 32.
- Turco, M., von Hardenberg, J., AghaKouchak, A., Llasat, M.C., Provenzale, A., Trigo, R.M., 2017. On the key role of droughts in the dynamics of summer fires in Mediterranean Europe. *Scientific Reports* 7, 81. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00116-9>
- Turner, R., Kelly, A., Roberts, N., 2004. A critical assessment and experimental comparison of microscopic charcoal extraction methods, in: *Proceedings of the Third International Meeting of Anthracology*. pp. 265–272.
- Turner, R., Roberts, N., Jones, M.D., 2008. Climatic pacing of Mediterranean fire histories from lake sedimentary microcharcoal. *Global and Planetary Change* 63, 317–324. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.07.002>
- Turon, J.-L., 1984. Le Palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental : évolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Institut de géologie du bassin d'Aquitaine*.
- Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., 2008. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research, Sediment Dynamics in the Gulf of Lions; the Impact of Extreme Events* 28, 2048–2070. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.01.015>
- Umbanhowar, C.E., McGrath, M.J., 1998. Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses. *The Holocene* 8, 341–346. <https://doi.org/10.1191/095968398666496051>
- Usoskin, I., Gallet, Y., Lopes, F., Kovaltsov, G., Hulot, G., 2016. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. *Astronomy and Astrophysics - A&A* 587, A150. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201527295>

- Vachula, R.S., 2021. A meta-analytical approach to understanding the charcoal source area problem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 562, 110111. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110111>
- Vachula, R.S., Sae-Lim, J., Li, R., 2021. A critical appraisal of charcoal morphometry as a paleofire fuel type proxy. *Quaternary Science Reviews* 262, 106979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106979>
- Vale, C., Cortesão, C., Castro, O., Ferreira, A.M., 1993. Suspended-sediment response to pulses in river flow and semidiurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary. *Marine Chemistry* 43, 21–31. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(93\)90213-8](https://doi.org/10.1016/0304-4203(93)90213-8)
- Vale, C., Sundby, B., 1987. Suspended sediment fluctuations in the Tagus estuary on semi-diurnal and fortnightly time scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 25, 495–508. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(87\)90110-7](https://doi.org/10.1016/0272-7714(87)90110-7)
- Van der Weijden, C.H., Pacheco, F.A.L., 2006. Hydrogeochemistry in the Vouga River basin (central Portugal): Pollution and chemical weathering. *Applied Geochemistry* 21, 580–613. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.12.006>
- van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., Boer, W., de Haas, H., 2002. Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. *Progress in Oceanography* 52, 349–371. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00015-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00015-0)
- Vanni ere, B., Colombaroli, D., Chapron, E., Leroux, A., Tinner, W., Magny, M., 2008. Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell’Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 27, 1181–1196. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.011>
- Vanni ere, B., Power, M.J., Roberts, N., Tinner, W., Carrión, J., Magny, M., Bartlein, P., Colombaroli, D., Daniau, A.L., Finsinger, W., Gil-Romera, G., Kaltenrieder, P., Pini, R., Sadori, L., Turner, R., Valsecchi, V., Vescovi, E., 2011. Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500-2500 cal. BP). *The Holocene* 21, 53–73. <https://doi.org/10.1177/0959683610384164>
- Vazquez, A., Moreno, J., 1998. Patterns of Lightning-, and People-Caused Fires in Peninsular Spain. *Int. J. Wildland Fire* 8, 103. <https://doi.org/10.1071/WF9980103>
- Vázquez, A., Pérez, B., Fernández-González, F., Moreno, J.M., 2002. Recent fire regime characteristics and potential natural vegetation relationships in Spain. *Journal of Vegetation Science* 13, 663–676. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2002.tb02094.x>
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gr acia, E., Maestro, A., Sayago, M., 2008. Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology* 249, 128–149. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.014>
- Vella, Claude, Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Bourcier, M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene - ScienceDirect [WWW Document]. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322705002136> (accessed 1.20.22).
- Verardo, D.J., 1997. Charcoal analysis in marine sediments. *Limnology and Oceanography* 42, 192–197. <https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0192>
- Vernal, A. de, Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., Gr osfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.J., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L., Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst

assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new ‘ $n = 677$ ’ data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction: $n = 677$ Circum-Arctic dinoflagellate cyst data base. *J. Quaternary Sci.* 16, 681–698. <https://doi.org/10.1002/jqs.659>

Villacieros-Robineau, N., Zúñiga, D., Barreiro-González, B., Alonso-Pérez, F., Granda, F. de la, Froján, M., Collins, C.A., Barton, E.D., Castro, C.G., 2019. Bottom Boundary Layer and Particle Dynamics in an Upwelling Affected Continental Margin (NW Iberia). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124, 9531–9552. <https://doi.org/10.1029/2019JC015619>

Walker, M., Head, M.J., Lowe, J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2019. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science* 34, 173–186. <https://doi.org/10.1002/jqs.3097>

Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Luterbacher, J., Schmutz, C., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation - Concepts and studies 62.

Ward, D.S., Kloster, S., Mahowald, N.M., Rogers, B.M., Randerson, J.T., Hess, P.G., 2012. The changing radiative forcing of fires: global model estimates for past, present and future. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 10857–10886. <https://doi.org/10.5194/acp-12-10857-2012>

Whitlock, C., Larsen, C., 2002. Charcoal as a Fire Proxy, in: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S., Alverson, K. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 75–97. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_5

Wirth, S.B., Gilli, A., Simonneau, A., Ariztegui, D., Vannièrè, B., Glur, L., Chapron, E., Magny, M., Anselmetti, F.S., 2013. A 2000 year long seasonal record of floods in the southern European Alps. *Geophysical Research Letters* 40, 4025–4029. <https://doi.org/10.1002/grl.50741>

Yang, H., Yan, R., Chen, H., Lee, D.H., Zheng, C., 2007. Characteristics of hemicellulose, cellulose and lignin pyrolysis. *Fuel* 86, 1781–1788. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2006.12.013>

Annexes

Annexe 1 : Paramètres microcharbon mesurés dans les échantillons de sédiments marins de surface

Annexe 1A: Caractéristiques géographiques et physiques et moyens de prélèvements des 278 échantillons de sédiments marins de surface analysés dans ce travail.

| Cruise | Site_name | Latitude | Longitude | Water_depth | ship | PI | cruise_method |
|---------------|------------------|----------|-----------|-------------|--------------------|-------------------|----------------------|
| ALIENOR | MD04-2817 | 42.17 | -9.81 | -2365 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| CADISAR | CADKS15 | 36.39 | -7.52 | -766 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| CADISAR | CADKS21 | 36.41 | -8.29 | -1140 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| CADISAR 2 | CADISAR2-CADKS16 | 36.33 | -7.39 | -813 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| CADISAR 2 | CADISAR2-CADKS17 | 36.33 | -7.38 | -852 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| CADISAR 2 | CADISAR2-CADKS19 | 36.29 | -7.42 | -959 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| CADISAR 2 | CADISAR2-CADKS23 | 36.44 | -7.92 | -737 | Le Suroît | Thierry Mulder | Carottier Küllenberg |
| FAEGAS IV | KS8214 | 37.23 | -9.71 | -2507 | -- | Thierry Mulder | - |
| FAEGAS IV | KS8221 | 37.14 | -9.99 | -3591 | -- | Thierry Mulder | - |
| FORAMPROX-1 | FP-03-Station10 | 37.18 | -9.63 | -1860 | l'Atalante | Pierre Anschutz | multi-corer |
| FORAMPROX-1 | FP-03-Station8 | 38.02 | -9.33 | -980 | l'Atalante | Pierre Anschutz | multi-corer |
| FORAMPROX-1 | FP-03-Station9 | 37.52 | -9.75 | -3000 | l'Atalante | Pierre Anschutz | multi-corer |
| GEOSCIENCE | MD01-2447 | 42.13 | -9.68 | -2080 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| GEPAG | SU81-25 | 40.03 | -9.88 | -1484 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-27 | 40.94 | -9.51 | -1548 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-32 | 42.13 | -9.78 | -2280 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-33 | 42.40 | -9.54 | -1548 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-24 | 39.31 | -10.53 | -2239 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-21 | 38.26 | -9.56 | -1260 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-34 | 42.2967 | -11.1317 | -2270 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GEPAG | SU81-35 | 42.6133 | -11 | -1751 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GINNA-IMAGE-V | MD99-2333 | 38.58 | -9.42 | -97 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |

| | | | | | | | |
|---------------------|-------------------|--------|--------|-------|-----------------|-------------------------------|----------------------|
| GINNA-IMAGE-V | MD99-2337 | 36.87 | -7.72 | -598 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| GINNA-IMAGE-V | MD99-2338 | 36.27 | -7.74 | -950 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| GINNA-IMAGE-V | MD99-2340 | 35.89 | -7.54 | -1182 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| IMAGE | MD95-2042 | 37.75 | -10.17 | -3146 | Marion Dufresne | A-L daniau / M.F sanchez-Goni | Carottier Küllenberg |
| JC089 | SHAK-01-1B | 41.00 | -9.48 | -1299 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | SHAK-03-3B | 37.72 | -10.50 | -3731 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | SHAK-06-4B | 37.57 | -10.15 | -2643 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-07-05B | 37.85 | -10.15 | -3099 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-08-06B | 37.78 | -10.05 | -2613 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-09-07B | 37.83 | -9.82 | -2323 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-10-08B | 37.83 | -9.51 | -1127 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-11-09B | 37.86 | -9.34 | -617 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-12-10B | 37.99 | -9.59 | -1607 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-13-11B | 37.935 | -9.585 | -1442 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-14-12B | 37.836 | -9.719 | -2063 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-11 | 42.14 | -13.14 | -5273 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-16 | 42.15 | -12.70 | -5292 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-17 | 42.14 | -12.63 | -5378 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-18 | 42.14 | -12.52 | -4990 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-20 | 42.15 | -12.30 | -4765 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-21 | 42.15 | -12.17 | -4427 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-24 | 42.13 | -11.96 | -3482 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-29 | 42.15 | -11.47 | -2220 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NORESTLANTE 3 leg 1 | KF-32 | 42.14 | -13.54 | -5277 | Le Suroît | ifremer | Carottier KULLENBERG |
| OMEX II | PE109-97-Station4 | 42.64 | -10.00 | -2144 | Pelagia | Sabine Schmidt | multi-corer |
| OMEX II | PE109-97-Station6 | 42.87 | -11.87 | -2209 | Pelagia | Sabine Schmidt | multi-corer |
| OMEX II | PE109-97-Station8 | 42.64 | -11.19 | -1129 | Pelagia | Sabine Schmidt | multi-corer |

| | | | | | | | |
|-----------|------------------------|-------|--------|-------|------------|-----------------|-------------|
| OMEX II | PE109-97-Station9 | 42.64 | -10.72 | -1680 | Pelagia | Sabine Schmidt | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station3 | 41.14 | -9.61 | -1989 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station4 | 41.13 | -9.37 | -1007 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station5 | 41.14 | -9.34 | -506 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station6 | 41.13 | -9.08 | -110 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station7 | 41.15 | -8.87 | -51 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station11 | 40.13 | -8.97 | -28 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station12 | 40.13 | -9.25 | -108 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station13 | 40.13 | -9.70 | -505 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station14 | 40.13 | -9.83 | -981 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station15 | 40.13 | -9.97 | -1808 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station17 | 38.93 | -9.48 | -48 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station18 | 39.13 | -9.67 | -116 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station20 | 39.26 | -10.00 | -308 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station22 | 39.34 | -10.13 | -1100 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station24 | 38.95 | -9.47 | -70 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station25 | 38.97 | -9.64 | -118 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station27 | 38.61 | -9.36 | -20 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station28 | 38.56 | -9.37 | -94 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station29 | 38.58 | -9.36 | -48 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station30 | 38.65 | -9.47 | -80 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PACEMAKER | Pacemaker-11-Station31 | 38.42 | -9.42 | -479 | Pelagia | Jérôme Bonnin | multi-corer |
| PALEO | PO287-02-Station10 | 41.24 | -8.95 | -66 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station11 | 41.24 | -9.00 | -80 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station12 | 41.21 | -9.05 | -97 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station8 | 41.29 | -9.01 | -88 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station9 | 41.27 | -8.97 | -77 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station15 | 39.74 | -9.25 | -111 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station16 | 39.73 | -9.28 | -120 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |

| | | | | | | | |
|----------------|--------------------|-------|--------|-------|-----------------|-----------------------|----------------------|
| PALEO | PO287-02-Station17 | 39.85 | -9.44 | -134 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station18 | 39.95 | -9.28 | -124 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station19 | 39.85 | -9.23 | -101 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station1 | 38.71 | -9.11 | -13 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station2 | 39.16 | -10.10 | -225 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station26 | 38.56 | -9.36 | -96 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station28 | 38.62 | -9.51 | -105 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station30 | 37.64 | -8.88 | -108 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station31 | 37.66 | -8.88 | -104 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station32 | 37.66 | -8.93 | -134 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station33 | 37.68 | -8.91 | -119 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station35 | 37.71 | -8.89 | -106 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station37 | 37.75 | -8.93 | -128 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station39 | 37.79 | -8.91 | -116 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station40 | 37.69 | -9.22 | -493 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station44 | 39.04 | -10.66 | -1866 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PALEO | PO287-02-Station45 | 39.08 | -10.37 | -1216 | James Cook | Fatima Abrantes | calypso |
| PECH7 | PECH7I | 42.62 | -10.00 | -2241 | Pelagia | Sabine Schmidt | multi-corer |
| PICABIA | MD03-2697 | 42.15 | -9.68 | -2164 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| PRIVILEGE | MD04-2811 | 37.78 | -10.17 | -3162 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| PRIVILEGE | MD04-2812 | 37.78 | -10.18 | -3162 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| PRIVILEGE | MD04-2813 | 37.55 | -10.33 | -2640 | Marion Dufresne | Frederique Eynaud | Carottier Küllenberg |
| PROMIRA | Promira BST2 | 37.73 | -8.77 | 0 | -- | Filipa Naughton | River sampling |
| SAIDA DE CAMPO | Sado river | 38.41 | -8.57 | 0 | -- | Filipa Naughton | River sampling |
| STRATAFORM 1 | STKS 25 | 43.27 | 4.33 | -48 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| STRATAFORM 1 | STKS 26 | 43.28 | 4.34 | -54 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | ESKS-02 | 36.29 | -5.02 | -394 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |

| | | | | | | | |
|---------------------------|---------|-------|--------|-------|--------------|-----------------------|-------------------------|
| MAT 2 | ESKS-03 | 36.21 | -4.96 | -732 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | ESKS-04 | 36.14 | -4.90 | -883 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| POLYMEDE II 04-72 CH26 | KR33 | 36.04 | -3.21 | -1570 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier boite REYNECK |
| POLYMEDE II 04-72 CH26 | KR36 | 35.68 | -4.21 | -1491 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier boite REYNECK |
| BEACHMED | BM KS02 | 42.87 | 3.86 | -100 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS03 | 42.89 | 3.89 | -98 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS04 | 42.93 | 3.93 | -100 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS05 | 43.37 | 4.09 | -53 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS11 | 43.44 | 4.09 | -32 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS12 | 43.44 | 4.02 | -26 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS14 | 43.41 | 4.02 | -38 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS15 | 43.41 | 4.07 | -37 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS17 | 43.37 | 4.23 | -44 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS19 | 43.32 | 4.28 | -48 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM KS21 | 43.34 | 4.41 | -30 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK06 | 43.36 | 4.16 | -48 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK07 | 43.39 | 4.16 | -41 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK08 | 43.40 | 4.11 | -40 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK09 | 43.40 | 4.09 | -41 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK10 | 43.42 | 4.09 | -36 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK16 | 43.36 | 4.20 | -47 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK18 | 43.35 | 4.22 | -48 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| BEACHMED | BM VK20 | 43.34 | 4.23 | -48 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GEPAG | SU81-34 | 42.30 | -11.13 | -2270 | L'Atalante | Franck Bassinot | Box core |
| GMO1 | KGMO_10 | 42.26 | 4.78 | -2078 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO1 | KGMO_11 | 42.70 | 3.79 | -273 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO1 | KGMO_12 | 42.76 | 3.65 | -168 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO1 | KGMO_14 | 42.78 | 3.67 | -257 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |

| | | | | | | | |
|---------------|-------------|-------|-------|-------|------------|-----------------------|---------------------------------------|
| GMO1 | KGMO_15 | 42.77 | 3.67 | -249 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 01 | 41.92 | 4.71 | -2414 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 02 | 41.93 | 4.72 | -2411 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 03 | 41.93 | 4.73 | -2412 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 04 | 41.95 | 4.75 | -2396 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 05 | 41.97 | 4.70 | -2395 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 06 | 41.98 | 4.71 | -2387 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 14 | 42.78 | 3.65 | -181 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 15 | 42.79 | 3.66 | -194 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 31 | 42.80 | 3.72 | -137 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KIGC 32 | 43.28 | 4.33 | -61 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 12 | 42.06 | 5.09 | -2081 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 14 | 42.79 | 4.02 | -261 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 16 | 42.79 | 4.02 | -185 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 18 | 42.79 | 4.02 | -325 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 21 | 42.79 | 4.01 | -411 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 24 | 42.85 | 4.02 | -133 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 25 | 42.85 | 4.03 | -136 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 28 | 42.86 | 4.06 | -134 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2 - CARNAC | KSGC 29 | 42.86 | 4.07 | -113 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO2-Carnac | Gol-Ho1B | 43.01 | 3.30 | -60 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| JC089 | Shak-13-11B | 37.94 | -9.59 | -1442 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| JC089 | Shak-14-12B | 37.84 | -9.72 | -2063 | James Cook | Polychronis Tzedakis | Box core |
| MARION | MAKS0014 | 42.78 | 4.01 | -582 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARION | MAKS0018 | 41.98 | 4.86 | -2334 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARION | MAVK0004 | 42.94 | 3.98 | -92 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Vibro-carottier (TYPE NON PRECISE) |
| MARION | MAVK0005 | 42.98 | 3.98 | -97 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Vibro-carottier (TYPE NON PRECISE) |

| | | | | | | | |
|----------------|----------|-------|------|-----|-----------|-----------------------|--|
| MONTPELSITE 02 | K02 | 43.47 | 3.94 | -23 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | K09-2 | 43.51 | 3.91 | -9 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | K13 | 43.49 | 3.93 | -16 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | K14 | 43.50 | 3.93 | -16 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | K22 | 43.50 | 3.94 | -18 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | K24BIS | 43.49 | 3.94 | -22 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | L05 | 43.49 | 3.93 | -18 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | L07 | 43.50 | 3.92 | -15 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | L09 | 43.51 | 3.91 | -9 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONTPELSITE 02 | L11 | 43.50 | 3.92 | -9 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-DY07 | 43.40 | 4.30 | -25 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-DY24 | 43.31 | 4.86 | -45 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |

| | | | | | | | |
|--------|----------|-------|------|-----|-----------|-----------------------|--|
| RHOSOS | RHS-I05 | 43.47 | 4.09 | -25 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-I13 | 43.23 | 4.49 | -64 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-I26 | 43.29 | 4.85 | -78 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-I59 | 43.28 | 4.85 | -80 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-I60 | 43.28 | 4.83 | -79 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS03 | 43.46 | 4.18 | -5 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS08 | 43.40 | 4.30 | -25 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS10 | 43.38 | 4.41 | -23 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS12 | 43.23 | 4.49 | -65 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS14 | 43.23 | 4.48 | -64 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS15 | 43.23 | 4.47 | -65 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS16 | 43.24 | 4.46 | -67 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |

| | | | | | | | |
|--------|----------|-------|------|------|-----------|-----------------------|--|
| RHOSOS | RHS-KS17 | 43.23 | 4.45 | -68 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS18 | 43.23 | 4.47 | -65 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS19 | 43.23 | 4.50 | -65 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS20 | 43.25 | 4.33 | -70 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS21 | 43.34 | 4.33 | -37 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS27 | 43.27 | 4.85 | -86 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS31 | 43.19 | 4.84 | -103 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS34 | 43.20 | 4.45 | -73 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS35 | 43.20 | 4.49 | -69 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS37 | 43.39 | 4.22 | -38 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS38 | 43.42 | 4.22 | -24 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS39 | 43.38 | 4.51 | -19 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |

| | | | | | | | |
|--------------|----------|-------|------|-------|------------|-----------------------|--|
| RHOSOS | RHS-KS41 | 43.23 | 4.46 | -65 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS42 | 43.09 | 4.52 | -88 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS44 | 43.14 | 4.53 | -79 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS45 | 43.04 | 4.65 | -96 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS46 | 43.01 | 4.67 | -106 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS47 | 43.25 | 4.57 | -59 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS48 | 43.03 | 4.53 | -114 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS50 | 43.32 | 4.92 | -55 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS51 | 43.27 | 4.92 | -79 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS52 | 43.30 | 4.92 | -69 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS53 | 43.27 | 4.60 | -50 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| RHOSOS | RHS-KS54 | 43.25 | 4.58 | -57 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| STRATAFORM 1 | STKS 22 | 43.32 | 4.41 | -38 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| TRANSRHO | KTR 01 | 42.57 | 4.97 | -1776 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |

| | | | | | | | |
|-----------|--------------|-------|------|-------|------------|-----------------------|--|
| TRANSRHO | KTR 03 | 42.82 | 4.72 | -476 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| TRANSRHO | KTR 06 | 42.39 | 4.91 | -1816 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| TRANSRHO | KTR 08 | 42.57 | 5.88 | -2453 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| TRANSRHO | KTR 09 | 42.56 | 4.87 | -1513 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| TRANSRHO | KTR 10 | 42.56 | 4.86 | -1495 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CASANICE | KCA03 | 43.41 | 7.34 | -2046 | Le Noroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CASANICE | KCA04 | 43.54 | 7.54 | -2158 | Le Noroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CASANICE | KCA11-BIS | 43.64 | 7.21 | -2158 | Le Noroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CASANICE | KCA12 | 43.64 | 7.23 | -208 | Le Noroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| GMO1 | PGMO_07 | 43.64 | 7.22 | -77 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MARADJA/2 | ESSCAR8-KS04 | 43.38 | 7.74 | -2171 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MONICYA | KMO08 | 43.61 | 7.26 | -886 | Le Noroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NICASAR | KNI_22 | 43.36 | 7.54 | -1931 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NICASAR | KNI_24 | 43.36 | 7.93 | -2446 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NICASAR | KNI_25 | 43.21 | 7.54 | -2459 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NICASAR | KNI_28 | 43.20 | 7.39 | -2531 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| NICASAR | KNI_31 | 43.53 | 7.18 | -488 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 01 | 42.65 | 9.71 | -479 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 02 | 41.81 | 9.72 | -820 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 03 | 41.81 | 9.72 | -823 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 04 | 41.83 | 9.74 | -826 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 06 | 41.84 | 9.75 | -823 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 07 | 41.77 | 9.75 | -886 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 09 | 41.79 | 9.77 | -905 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 10 | 41.80 | 9.78 | -901 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN | KCOR 11 | 41.90 | 9.85 | -909 | L'Europe | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |

| | | | | | | | |
|-----------|----------|-------|------|-------|-----------|-----------------------|--|
| CORFAN 2 | KCO 54 | 42.55 | 9.68 | -303 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 57 | 42.53 | 9.77 | -571 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 60 | 42.50 | 9.82 | -648 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 63 | 42.44 | 9.82 | -729 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 64 | 42.41 | 9.83 | -782 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 65 | 42.54 | 9.84 | -657 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 68 | 42.57 | 9.83 | -622 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 68 I | 42.57 | 9.83 | -621 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| CORFAN 2 | KCO 69 | 42.64 | 9.98 | -265 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 70 I | 42.66 | 9.88 | -639 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| CORFAN 2 | KCO 71 | 42.57 | 9.80 | -572 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 74 | 42.35 | 9.87 | -868 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 76 | 42.41 | 9.96 | -778 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 77 | 42.41 | 9.77 | -742 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| CORFAN 2 | KCO 78 I | 42.54 | 9.72 | -472 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| NICASAR | KNI_04 | 42.45 | 8.15 | -2736 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | IMDJ28 | 36.91 | 2.67 | -614 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MARADJA/2 | IMDJ30 | 36.92 | 2.68 | -641 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MARADJA/2 | IMDJ32 | 37.07 | 3.94 | -2270 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| MARADJA/2 | IMDJ33 | 36.73 | 5.21 | -67 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |

| | | | | | | | |
|-----------|----------|-------|------|-------|--------------|-----------------------|--|
| MARADJA/2 | KMDJ09 | 37.04 | 3.19 | -2402 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ10 | 36.97 | 3.36 | -2267 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ14 | 37.05 | 3.76 | -2312 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ16 | 37.12 | 3.66 | -2259 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ17 | 37.04 | 3.03 | -2590 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ18 | 37.02 | 3.04 | -2613 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ35 | 37.10 | 5.01 | -2606 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| PRISME | PSM-I32 | 37.18 | 3.34 | -2685 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier d'interface MONOTUBE IFREMER- GM |
| PRISME | PSM-KS28 | 37.17 | 3.33 | -2614 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ22 | 36.48 | 0.47 | -2080 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ23 | 36.50 | 0.26 | -2481 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MARADJA/2 | KMDJ24 | 36.47 | 0.42 | -2328 | Le Suroît | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| PRISME | PSM-KS19 | 36.63 | 0.29 | -2627 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| PRISME | PSM-KS20 | 36.80 | 0.62 | -2647 | L'Atalante | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MOKS_01 | 39.21 | 2.67 | -178 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MOKS_02 | 39.17 | 2.61 | -375 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MOKS_03 | 39.13 | 2.54 | -646 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MOKS_04 | 39.07 | 2.45 | -832 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MSKS_01 | 38.97 | 2.91 | -420 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MSKS_02 | 38.95 | 2.94 | -1188 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MSKS_03 | 38.93 | 2.96 | -1533 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |
| MAT 2 | MSKS_04 | 39.16 | 2.82 | -127 | Jean Charcot | Serge Berné + Ifremer | Carottier KULLENBERG |

Annexe 1B: Concentrations et allongement des particules de microcharbons dans les 278 échantillons analysés et leurs zones associées.

| Site_name | Sample_dep | Ccsurf | CCnb | elongation | ZONE | ZONES | Distance (Km) | Marine geomorphology |
|-----------------------|------------|--------|----------|------------|-------|-------------------------|---------------|----------------------|
| MD01-2447 | 0-0.5 | 2.14 | 4.95E+04 | 2.61 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 73 | slope |
| SU81-33 | 0-1 | 4.14 | 5.08E+04 | 1.70 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 73.26 | slope |
| MD03-2697 | 0-0.5 | 8.79 | 5.50E+04 | 1.69 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 74 | slope |
| SU81-25 | 0-1 | 19.30 | 1.10E+05 | 2.01 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 81.12 | slope |
| MD04-2817 | 0-1 | 4.13 | 5.53E+04 | 1.76 | Zone1 | North Iberian Peninsula | 84.72 | slope |
| SU81-32 | 0-1 | 1.56 | 1.10E+04 | 2.08 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 87.25 | slope |
| PE109-97-Station4 | 2-2.5 | 19.50 | 2.82E+05 | 2.05 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 125.2 | slope |
| PECH7I | 0-0.5 | 20.00 | 2.51E+05 | 2.03 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 126.68 | slope |
| SU81-27 | 0-1 | 3.39 | 5.56E+04 | 1.89 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 139.29 | slope |
| PE109-97-Station9 | 2-2.5 | 14.40 | 1.37E+05 | 1.74 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 175.06 | slope |
| PE109-97-Station8 | 2-2.5 | 3.88 | 6.98E+04 | 2.06 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 209.71 | slope |
| KF-29 | 0-0.5 | 4.44 | 2.26E+04 | 1.79 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 217.54 | slope |
| KF-24 | 0-0.5 | 0.00 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 257.55 | abyssal plain |
| PE109-97-Station6 | 2-2.5 | 1.25 | 2.06E+04 | 1.91 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 270.95 | slope |
| KF-21 | 0-0.5 | 0.00 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 274.04 | abyssal plain |
| KF-20 | 0-0.5 | 0.00 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 285.74 | abyssal plain |
| KF-18 | 0-0.5 | 0.00 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 303.77 | abyssal plain |
| KF-17 | 0-0.5 | 4.86 | 5.45E+04 | 1.62 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 312.83 | abyssal plain |
| KF-11 | 0-0.5 | 11.50 | 9.27E+04 | 1.88 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 354.9 | abyssal plain |
| KF-16 | 0-0.5 | 11.10 | 2.19E+04 | 1.71 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 368.69 | abyssal plain |
| KF-32 | 0-0.5 | 5.25 | 3.82E+04 | 1.83 | Zone1 | South Iberian Peninsula | 387.92 | abyssal plain |
| Pacemaker-11-Station3 | 0-2 | 39.00 | 3.80E+05 | 1.99 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 9.23 | shelf |
| PO287-02-Station10 | 0-1 | 41.80 | 1.64E+05 | 1.96 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 10.06 | shelf |
| PO287-02-Station11 | 0-1 | 11.40 | 5.69E+04 | 2.29 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 25.26 | shelf |
| PO287-02-Station12 | 0-1 | 40.20 | 2.83E+05 | 1.94 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 29.09 | shelf |
| PO287-02-Station8 | 0-1 | 28.70 | 1.01E+05 | 2.08 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 32.04 | shelf |
| Pacemaker-11-Station4 | 0-2 | 61.40 | 5.50E+05 | 1.97 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 33.05 | shelf |

| | | | | | | | | |
|------------------------|-----|--------|----------|------|-------|---------------------------|--------|-------|
| PO287-02-Station9 | 0-1 | 86.50 | 3.40E+05 | 1.96 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 55.35 | shelf |
| Pacemaker-11-Station5 | 0-2 | 0.55 | 2.28E+03 | 1.43 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 70.91 | shelf |
| SU81-24 | 0-1 | 7.23 | 8.38E+04 | 1.69 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 81.76 | slope |
| Pacemaker-11-Station6 | 0-2 | 9.99 | 5.62E+04 | 1.94 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 81.98 | slope |
| Pacemaker-11-Station7 | 0-2 | 1.43 | 1.22E+04 | 1.72 | Zone2 | Iberian Peninsula Douro | 93.91 | slope |
| Pacemaker-11-Station15 | 0-2 | 28.10 | 3.30E+05 | 1.94 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 39.68 | slope |
| Pacemaker-11-Station11 | 0-2 | 0.48 | 6.83E+03 | 1.90 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 40.03 | shelf |
| PO287-02-Station17 | 0-1 | 12.80 | 1.25E+05 | 2.05 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 41.38 | shelf |
| PO287-02-Station18 | 0-1 | 70.00 | 8.42E+05 | 2.18 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 44.92 | shelf |
| PO287-02-Station15 | 0-1 | 18.30 | 1.89E+05 | 1.89 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 57.8 | shelf |
| PO287-02-Station16 | 0-1 | 121.00 | 7.13E+05 | 2.08 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 58.87 | shelf |
| Pacemaker-11-Station12 | 0-2 | 0.41 | 4.77E+03 | 1.84 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 63.25 | shelf |
| SU81-21 | 0-1 | 4.31 | 4.95E+04 | 2.54 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 81.01 | slope |
| Pacemaker-11-Station13 | 0-2 | 171.00 | 1.06E+06 | 2.04 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 95.2 | shelf |
| PO287-02-Station19 | 0-1 | 17.20 | 1.61E+05 | 1.97 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 98.78 | shelf |
| Pacemaker-11-Station14 | 0-2 | 17.40 | 1.55E+05 | 1.77 | Zone3 | Iberian Peninsula Mondego | 109.22 | slope |
| Promira BST2 | NA | 37.60 | 3.56E+05 | 1.84 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 0 | shelf |
| Sado river | 0-1 | 27.20 | 3.31E+05 | 1.86 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 0 | shelf |
| PO287-02-Station32 | 0-1 | 21.80 | 6.00E+04 | 1.69 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 8.93 | shelf |
| PO287-02-Station28 | 0-1 | 81.20 | 6.79E+05 | 1.93 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 10.31 | shelf |
| PO287-02-Station31 | 0-1 | 47.90 | 2.55E+05 | 1.94 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 11.43 | slope |
| PO287-02-Station26 | 0-1 | 72.70 | 5.46E+05 | 2.10 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 11.84 | shelf |
| PO287-02-Station33 | 0-1 | 41.30 | 2.88E+05 | 1.99 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 12.89 | shelf |
| PO287-02-Station35 | 0-1 | 11.00 | 8.89E+04 | 1.80 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 13.27 | shelf |
| PO287-02-Station30 | 0-1 | 16.30 | 1.52E+05 | 1.94 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 14.01 | slope |
| Pacemaker-11-Station31 | 0-2 | 51.80 | 5.78E+05 | 2.02 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 16 | slope |
| PO287-02-Station45 | 0-1 | 12.40 | 1.46E+05 | 1.81 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 28.32 | shelf |
| PO287-02-Station44 | 0-1 | 29.60 | 3.62E+05 | 2.14 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 32.34 | shelf |
| Pacemaker-11-Station30 | 0-2 | 14.50 | 7.52E+04 | 2.56 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 34.66 | shelf |
| PO287-02-Station37 | 0-1 | 12.90 | 8.18E+04 | 1.96 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 38.12 | shelf |
| Pacemaker-11-Station18 | 0-2 | 64.60 | 5.00E+05 | 1.95 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 40.07 | shelf |
| Pacemaker-11-Station22 | 0-2 | 24.60 | 2.11E+05 | 1.92 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 42.4 | shelf |

| | | | | | | | | |
|------------------------|-------|--------|----------|------|-------|-------------------------|--------|---------------|
| PO287-02-Station1 | 0-1 | 43.40 | 3.15E+05 | 2.18 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 44.06 | shelf |
| Pacemaker-11-Station20 | 0-2 | 0.30 | 4.53E+03 | 2.96 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 44.63 | shelf |
| Pacemaker-11-Station25 | 0-2 | 126.00 | 7.49E+05 | 2.03 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 44.94 | shelf |
| MD99-2333 | 0-1 | 101.00 | 8.46E+05 | 1.97 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 46.12 | shelf |
| PO287-02-Station2 | 0-1 | 8.25 | 5.91E+04 | 1.81 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 49.69 | shelf |
| Shak-11-09B | 0-1 | 17.10 | 1.53E+05 | 2.14 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 50.99 | slope |
| Pacemaker-11-Station17 | 0-2 | 5.62 | 3.37E+04 | 1.86 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 54.52 | shelf |
| Pacemaker-11-Station29 | 0-2 | 96.20 | 7.69E+05 | 2.12 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 55.44 | shelf |
| Pacemaker-11-Station28 | 0-2 | 68.50 | 7.93E+05 | 2.24 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 57.98 | shelf |
| FP-03-Station8 | 0-0.5 | 8.24 | 1.25E+05 | 1.83 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 58.16 | slope |
| Pacemaker-11-Station27 | 0-2 | 2.45 | 2.23E+04 | 1.82 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 59.55 | shelf |
| Shak-10-08B | 0-1 | 33.30 | 3.25E+05 | 1.93 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 64.69 | slope |
| SHAK-01-1B | 0-1 | 28.10 | 3.37E+05 | 2.07 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 69.01 | slope |
| Pacemaker-11-Station24 | 0-2 | 6.02 | 3.96E+04 | 1.77 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 78.11 | shelf |
| PO287-02-Station40 | 0-1 | 20.60 | 2.22E+05 | 2.01 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 78.89 | shelf |
| Shak-07-05B | 0-1 | 25.80 | 2.99E+05 | 1.95 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 91.57 | slope |
| FP-03-Station10 | 0-0.5 | 21.40 | 2.32E+05 | 2.19 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 95.43 | slope |
| FP-03-Station9 | 0-0.5 | 57.40 | 6.06E+05 | 2.11 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 96.84 | slope |
| KS8214 | 0-0.5 | 2.08 | 1.12E+04 | 1.76 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 97.84 | slope |
| Shak-12-10B | 0-1 | 16.30 | 2.50E+05 | 2.18 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 108.28 | slope |
| Shak-08-06B | 0-1 | 19.60 | 2.29E+05 | 2.20 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 111.32 | slope |
| Shak-09-07B | 0-1 | 4.62 | 8.06E+04 | 1.83 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 120.75 | slope |
| SHAK-06-4B | 0-1 | 26.60 | 3.58E+05 | 1.93 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 121.22 | slope |
| MD95-2042 | 4--5 | 65.20 | 1.81E+05 | 1.67 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 121.76 | slope |
| MD04-2812 | 0-1 | 39.90 | 4.09E+05 | 2.12 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 121.87 | abyssal plain |
| MD04-2811 | 0-1 | 31.70 | 3.85E+05 | 2.38 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 122.75 | slope |
| KS8221 | 0-0.5 | 0.19 | 5.59E+03 | 2.39 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 124.17 | abyssal plain |
| MD04-2813 | 0-1 | 51.30 | 4.27E+05 | 2.02 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 133.27 | slope |
| PO287-02-Station39 | 0-1 | 47.40 | 3.31E+05 | 1.83 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 142.93 | shelf |
| SHAK-03-3B | 0-1 | 47.50 | 3.80E+05 | 2.04 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 150.83 | abyssal plain |
| SU81-34 | 0-1 | 1.10 | 1.56E+00 | 2.08 | Zone4 | South Iberian Peninsula | 192.17 | slope |
| STKS 25 | 0-2 | 21.30 | 2.02E+05 | 2.21 | Zone4 | South Iberian Peninsula | | |

| | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|----------|------|-------|-------------------------|--------|-------|
| STKS 26 | 0-1 | 20.60 | 1.94E+05 | 2.03 | Zone4 | South Iberian Peninsula | | |
| MD99-2337 | 0-1 | 15.20 | 1.41E+05 | 1.72 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 42.84 | slope |
| Shak-14-12B | 0-1 | 25.01 | 1.63E+01 | 2.18 | Zone5 | SouthIberianPeninsula | 83.09 | |
| CADKS15 | 0-0.5 | 5.32 | 5.97E+04 | 1.89 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 87.39 | slope |
| CADISAR2-CADKS23 | 0-0.5 | 4.46 | 8.26E+04 | 1.89 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 92.72 | slope |
| CADISAR2-CADKS19 | 0-0.5 | 1.78 | 2.23E+04 | 1.90 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 93.66 | slope |
| CADISAR2-CADKS17 | 0-0.5 | 2.38 | 2.79E+04 | 1.88 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 93.69 | slope |
| CADISAR2-CADKS16 | 0-0.5 | 2.13 | 1.10E+04 | 2.68 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 98.05 | slope |
| MD99-2338 | 0-1 | 19.40 | 1.95E+05 | 1.79 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 104.2 | slope |
| Shak-13-11B | 0-1 | 15.31 | 1.71E+01 | 2.14 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 113.26 | |
| CADKS21 | 0-0.5 | 1.16 | 2.17E+04 | 1.89 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 114.77 | slope |
| MD99-2340 | 0-1 | 15.60 | 1.64E+05 | 1.81 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 142.82 | slope |
| SU81-35 | 0-1 | 5.08 | 4.14E+00 | 1.70 | Zone5 | Iberian Peninsula Cadiz | 194.11 | slope |
| ESKS-02 | 0-0.5 | 46.6 | 3.13E+05 | 1.65 | Zone6 | Alboran | NA | |
| ESKS-03 | 0-0.5 | 9.57 | 1.50E+05 | 1.95 | Zone6 | Alboran | | |
| ESKS-04 | 0-0.5 | 13.7 | 1.41E+05 | 1.90 | Zone6 | Alboran | | |
| KR33 | 0-0.5 | 30.1 | 4.08E+05 | 1.70 | Zone6 | Alboran | | |
| KR36 | 0-0.5 | 32 | 4.62E+05 | 1.66 | Zone6 | Alboran | | |
| BM KS02 | 0-0.5 | 0.39 | 1.12E+04 | 1.90 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS03 | 0-0.5 | 3.23 | 1.68E+04 | 1.82 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS04 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS05 | 0-0.5 | 16.6 | 1.81E+05 | 1.92 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS11 | 0-0.5 | 25.1 | 1.81E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS12 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS14 | 0-0.5 | 9.39 | 1.02E+05 | 1.64 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS15 | 0-0.5 | 54.4 | 4.80E+05 | 1.60 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS17 | 0-0.5 | 20.6 | 2.08E+05 | 1.61 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS19 | 0-0.5 | 15.2 | 1.38E+05 | 1.72 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM KS21 | 0-0.5 | 1.94 | 2.20E+04 | 1.92 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK06 | 0-0.5 | 1.7 | 1.12E+04 | 1.32 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK07 | 0-0.5 | 49.6 | 5.06E+05 | 1.61 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK08 | 0-0.5 | 18.7 | 1.92E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |

| | | | | | | | | |
|----------|-------|------|----------|------|-------|--------------|--|--|
| BM VK09 | 0-0.5 | 0.97 | 1.13E+04 | 2.05 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK10 | 0-0.5 | 8.29 | 9.03E+04 | 1.62 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK16 | 0-0.5 | 15.8 | 1.57E+05 | 1.82 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK18 | 0-0.5 | 18.7 | 1.92E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| BM VK20 | 0-0.5 | 24.7 | 2.13E+05 | 1.72 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| Gol-Ho1B | 0-0.5 | 20.1 | 2.41E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K02 | 0-0.5 | 1.01 | 5.59E+03 | 1.43 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K09-2 | 0-0.5 | 9.24 | 1.08E+05 | 1.67 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K13 | 0-0.5 | 30.8 | 1.33E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K14 | 0-0.5 | 10.8 | 7.67E+04 | 1.82 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K22 | 0-0.5 | 9.63 | 8.22E+04 | 1.61 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| K24BIS | 0-0.5 | 10.8 | 7.67E+04 | 1.82 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KGMO_10 | 0-0.5 | 18 | 1.81E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KGMO_11 | 0-0.5 | 21.8 | 1.51E+05 | 1.70 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KGMO_12 | 0-0.5 | 27 | 2.51E+05 | 1.84 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KGMO_14 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KGMO_15 | 0-0.5 | 5.65 | 7.23E+04 | 1.73 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 01 | 0-0.5 | 23.7 | 2.76E+05 | 1.68 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 02 | 0-0.5 | 19.8 | 2.41E+05 | 1.70 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 03 | 0-0.5 | 10.5 | 1.28E+05 | 1.68 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 04 | 0-0.5 | 13 | 9.63E+04 | 1.69 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 05 | 0-0.5 | 27.6 | 3.16E+05 | 1.74 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 06 | 0-0.5 | 22.9 | 2.49E+05 | 1.70 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 14 | 0-0.5 | 16.3 | 1.27E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 15 | 0-0.5 | 79.7 | 6.65E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 31 | 0-0.5 | 10.6 | 1.40E+05 | 1.67 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KIGC 32 | 0-0.5 | 27.5 | 2.69E+05 | 1.67 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 12 | 0-0.5 | 12.9 | 1.91E+05 | 1.74 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 14 | 0-0.5 | 20.1 | 2.12E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 16 | 0-0.5 | 84.7 | 8.77E+05 | 1.69 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 18 | 0-0.5 | 8.05 | 1.33E+05 | 1.56 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 21 | 0-0.5 | 7.05 | 1.24E+05 | 1.82 | Zone7 | Gulf of Lion | | |

| | | | | | | | | |
|----------|-------|------|----------|------|-------|--------------|--|--|
| KSGC 24 | 0-0.5 | 25.2 | 2.61E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 25 | 0-0.5 | 9.49 | 1.46E+05 | 1.62 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 28 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KSGC 29 | 0-0.5 | 18.4 | 1.56E+05 | 1.83 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 01 | 0-0.5 | 105 | 7.50E+05 | 1.64 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 03 | 0-0.5 | 9.52 | 7.90E+04 | 1.40 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 06 | 0-0.5 | 33.2 | 3.38E+05 | 1.54 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 08 | 0-0.5 | 15.6 | 7.09E+04 | 1.54 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 09 | 0-0.5 | 42.5 | 3.54E+05 | 1.60 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| KTR 10 | 0-0.5 | 5.85 | 4.32E+04 | 1.59 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| L05 | 0-0.5 | 17.9 | 4.95E+04 | 1.85 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| L07 | 0-0.5 | 4.66 | 5.20E+04 | 1.73 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| L09 | 0-0.5 | 0.85 | 1.66E+04 | 1.91 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| L11 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| MAKS0014 | 0-0.5 | 26.9 | 2.75E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| MAKS0018 | 0-0.5 | 7.65 | 8.68E+04 | 1.68 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| MAVK0004 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| MAVK0005 | 0-0.5 | 0.98 | 1.64E+04 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-DY07 | 0-0.5 | 39.1 | 3.80E+05 | 1.62 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-DY24 | 0-0.5 | 102 | 1.25E+06 | 1.60 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-I05 | 0-0.5 | 50.3 | 3.89E+05 | 1.76 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-I13 | 0-0.5 | 100 | 8.19E+05 | 1.60 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-I26 | 0-0.5 | 73.8 | 7.54E+05 | 1.64 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-I59 | 0-0.5 | 51.6 | 4.27E+05 | 1.67 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-I60 | 0-0.5 | 118 | 6.83E+05 | 1.68 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS03 | 0-0.5 | 65.9 | 6.21E+05 | 1.70 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS08 | 0-0.5 | 37.5 | 4.31E+05 | 1.55 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS10 | 0-0.5 | 17.6 | 1.86E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS12 | 0-0.5 | 25.3 | 2.58E+05 | 1.67 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS14 | 0-0.5 | 9.74 | 8.46E+04 | 1.68 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS15 | 0-0.5 | 28 | 3.61E+05 | 1.72 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS16 | 0-0.5 | 75.7 | 7.43E+05 | 1.79 | Zone7 | Gulf of Lion | | |

| | | | | | | | | |
|--------------|-------|------|----------|------|-------|--------------|--|--|
| RHS-KS17 | 0-0.5 | 29.4 | 3.06E+05 | 1.70 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS18 | 0-0.5 | 14.2 | 1.74E+05 | 1.75 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS19 | 0-0.5 | 22.1 | 1.54E+05 | 1.69 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS20 | 0-0.5 | 38.8 | 4.50E+05 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS21 | 0-0.5 | 7.9 | 1.01E+05 | 1.72 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS27 | 0-0.5 | 43.1 | 5.64E+05 | 1.71 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS31 | 0-0.5 | 28.5 | 2.64E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS34 | 0-0.5 | 30.7 | 2.49E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS35 | 0-0.5 | 78.7 | 7.35E+05 | 1.54 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS37 | 0-0.5 | 59 | 6.03E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS38 | 0-0.5 | 133 | 1.42E+06 | 1.74 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS39 | 0-0.5 | 19.4 | 1.34E+05 | 1.73 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS41 | 0-0.5 | 97.6 | 1.00E+06 | 1.65 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS42 | 0-0.5 | 1.36 | 2.23E+04 | 1.79 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS44 | 0-0.5 | 21.4 | 3.04E+05 | 1.78 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS45 | 0-0.5 | 1.53 | 1.68E+04 | 1.73 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS46 | 0-0.5 | 16.2 | 1.27E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS47 | 0-0.5 | 37.2 | 3.76E+05 | 1.63 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS48 | 0-0.5 | 50 | 4.48E+05 | 1.61 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS50 | 0-0.5 | 2.72 | 3.91E+04 | 1.57 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS51 | 0-0.5 | 129 | 9.44E+05 | 1.59 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS52 | 0-0.5 | 40 | 3.58E+05 | 1.76 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS53 | 0-0.5 | 4.25 | 3.91E+04 | 1.50 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| RHS-KS54 | 0-0.5 | 25.6 | 2.36E+05 | 1.73 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| Shak-13-11B | 0-0.5 | 7.62 | 4.38E+04 | 2.07 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| Shak-14-12B | 0-0.5 | 31.1 | 2.71E+05 | 1.77 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| STKS 22 | 0-0.5 | 38.4 | 3.60E+05 | 1.80 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| SU81-34 | 0-0.5 | 4.42 | 3.85E+04 | 1.58 | Zone7 | Gulf of Lion | | |
| ESSCAR8-KS04 | 0-0.5 | 31 | 2.21E+05 | 1.71 | Zone8 | South Alp | | |
| KCA03 | 0-0.5 | 22.3 | 1.95E+05 | 1.64 | Zone8 | South Alp | | |
| KCA04 | 0-0.5 | 95.3 | 1.01E+06 | 1.67 | Zone8 | South Alp | | |
| KCA11-BIS | 0-0.5 | 36 | 5.22E+05 | 1.83 | Zone8 | South Alp | | |

| | | | | | | | | |
|----------|-------|------|----------|------|-------|-----------|--|--|
| KCA12 | 0-0.5 | 95.3 | 1.01E+06 | 1.67 | Zone8 | South Alp | | |
| KMO08 | 0-0.5 | 36 | 3.13E+05 | 1.51 | Zone8 | South Alp | | |
| KNI_22 | 0-0.5 | 68.4 | 5.22E+05 | 1.65 | Zone8 | South Alp | | |
| KNI_24 | 0-0.5 | 10.6 | 1.35E+05 | 1.76 | Zone8 | South Alp | | |
| KNI_25 | 0-0.5 | 19.5 | 7.82E+04 | 1.57 | Zone8 | South Alp | | |
| KNI_28 | 0-0.5 | 16.2 | 1.17E+05 | 1.51 | Zone8 | South Alp | | |
| KNI_31 | 0-0.5 | 43 | 2.04E+05 | 1.68 | Zone8 | South Alp | | |
| PGMO_07 | 0-0.5 | 4.65 | 6.54E+04 | 1.80 | Zone8 | South Alp | | |
| KCO 54 | 0-0.5 | 15.5 | 1.49E+05 | 1.68 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 57 | 0-0.5 | 6.99 | 7.02E+04 | 1.71 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 60 | 0-0.5 | 10.1 | 1.75E+05 | 1.67 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 63 | 0-0.5 | 32.1 | 4.06E+05 | 1.67 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 64 | 0-0.5 | 15.4 | 2.18E+05 | 1.63 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 65 | 0-0.5 | 18.5 | 2.26E+05 | 1.77 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 68 | 0-0.5 | 12 | 5.84E+04 | 1.59 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 68 I | 0-0.5 | 55.1 | 5.86E+05 | 1.58 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 69 | 0-0.5 | 2.94 | 2.66E+04 | 4.10 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 70 I | 0-0.5 | 51.3 | 4.24E+05 | 1.72 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 71 | 0-0.5 | 4.64 | 7.80E+04 | 1.59 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 74 | 0-0.5 | 24.3 | 2.36E+05 | 1.75 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 76 | 0-0.5 | 10.2 | 6.64E+04 | 1.68 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 77 | 0-0.5 | 21.4 | 2.76E+05 | 1.73 | Zone9 | Corse | | |
| KCO 78 I | 0-0.5 | 3.09 | 6.02E+04 | 1.50 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 01 | 0-0.5 | 22.8 | 2.74E+05 | 1.73 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 02 | 0-0.5 | 9.06 | 1.28E+05 | 2.19 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 03 | 0-0.5 | 16.4 | 1.96E+05 | 1.74 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 04 | 0-0.5 | 5.44 | 3.80E+04 | 1.80 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 06 | 0-0.5 | 15 | 1.79E+05 | 1.96 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 07 | 0-0.5 | 2.84 | 4.95E+04 | 1.82 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 09 | 0-0.5 | 28 | 3.54E+05 | 1.69 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 10 | 0-0.5 | 15.4 | 1.98E+05 | 1.51 | Zone9 | Corse | | |
| KCOR 11 | 0-0.5 | 11.5 | 1.15E+05 | 1.57 | Zone9 | Corse | | |

| | | | | | | | | |
|----------|-------|------|----------|------|--------|--------------|--|--|
| KNI_04 | 0-0.5 | 4.03 | 3.83E+04 | 1.57 | Zone9 | Corse | | |
| IMDJ28 | 0-0.5 | 3.41 | 5.00E+04 | 1.95 | Zone10 | East algerie | | |
| IMDJ30 | 0-0.5 | 5.8 | 7.86E+04 | 2.21 | Zone10 | East algerie | | |
| IMDJ32 | 0-0.5 | 34 | 2.68E+05 | 1.74 | Zone10 | East algerie | | |
| IMDJ33 | 0-0.5 | 16.6 | 2.37E+05 | 1.55 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ09 | 0-0.5 | 30.6 | 2.53E+05 | 1.55 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ10 | 0-0.5 | 35 | 4.06E+05 | 1.60 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ14 | 0-0.5 | 9.58 | 1.34E+05 | 1.70 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ16 | 0-0.5 | 25.9 | 3.08E+05 | 1.66 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ17 | 0-0.5 | 23.5 | 2.42E+05 | 1.59 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ18 | 0-0.5 | 6.72 | 8.02E+04 | 1.51 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ35 | 0-0.5 | 32.9 | 3.72E+05 | 1.64 | Zone10 | East algerie | | |
| PSM-I32 | 0-0.5 | 16.7 | 1.70E+05 | 1.61 | Zone10 | East algerie | | |
| PSM-KS28 | 0-0.5 | 4.75 | 8.76E+04 | 1.83 | Zone10 | East algerie | | |
| KMDJ22 | 0-0.5 | 40.3 | 2.46E+05 | 1.67 | Zone11 | West algerie | | |
| KMDJ23 | 0-0.5 | 47.5 | 5.67E+05 | 1.65 | Zone11 | West algerie | | |
| KMDJ24 | 0-0.5 | 21.2 | 2.68E+05 | 1.85 | Zone11 | West algerie | | |
| PSM-KS19 | 0-0.5 | 25.3 | 2.75E+05 | 1.58 | Zone11 | West algerie | | |
| PSM-KS20 | 0-0.5 | 2.34 | 4.98E+04 | 1.70 | Zone11 | West algerie | | |
| MOKS_01 | 0-0.5 | 1.14 | 5.64E+03 | 1.32 | Zone12 | Mallorque | | |
| MOKS_02 | 0-0.5 | 0.51 | 5.20E+03 | 3.52 | Zone12 | Mallorque | | |
| MOKS_03 | 0-0.5 | 0.4 | 5.59E+03 | 1.52 | Zone12 | Mallorque | | |
| MOKS_04 | 0-0.5 | 0.22 | 5.18E+03 | 1.50 | Zone12 | Mallorque | | |
| MSKS_01 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone12 | Mallorque | | |
| MSKS_02 | 0-0.5 | 2.07 | 2.77E+04 | 2.19 | Zone12 | Mallorque | | |
| MSKS_03 | 0-0.5 | 2.58 | 3.22E+04 | 1.52 | Zone12 | Mallorque | | |
| MSKS_04 | 0-0.5 | 0 | 0.00E+00 | 0.00 | Zone12 | Mallorque | | |

Annexe 1C: Information sur l'estimation des âges des échantillons de sédiments marins de surface prélevés au large de la Péninsule Ibérique.

| Site_name | Estimated Age (this study)/ Calendar year | Date type | Dated sample depth (cm) | Material dated | Radiocarbon age | Standard error(+/-) | 94.5% (2sigma) calibrated BP age ranges | Calibrated year | Dating reference | Comments | Field23 |
|-------------------|---|-----------|-------------------------|----------------|-----------------|---------------------|---|-----------------|--|---|---------------|
| MD04-2817 | No dating information | | | | | | | | | | |
| CADKS15 | Late Holocene | | | | | | | | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | Estimated age from the comparison with CADKS17. CADKS19.CADKS23 | Late Holocene |
| CADKS21 | Late Holocene | | | | | | | | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | Estimated age from the comparison with CADKS17. CADKS19.CADKS24 | Late Holocene |
| CADISAR 2-CADKS16 | Late Holocene | | | | | | | | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | Estimated age from the comparison with CADKS17. CADKS19.CADKS25 | Late Holocene |
| CADISAR 2-CADKS17 | Late Holocene | C14 | 7 | Gs. ruber alba | 1710 | 35 | 1182-1332 | 1267 | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | | Late Holocene |
| CADISAR 2-CADKS19 | Holocene | C14 | 131 | N.incompta | 30340 | 210 | 33668-34427 | 34019 | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | Holocene assumed age based on the near core CADI2KS20 (1) Ducassou et al.. 2018 | Holocene |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------------------------------|------|-----|------|------|----|---------------|------|--|--|----------------------|
| CADISAR 2- CADKS23 | Late Holocene | C14 | 211 | bulk | 8440 | 40 | 8955- 9195 | 9048 | (1) Ducassou et al..2018 / (2) Hassan (2014) | | Late Holocen e |
| KS8214 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| KS8221 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| FP-03- Station10 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| FP-03- Station8 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| FP-03- Station9 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| MD01- 2447 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| SU81-25 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| SU81-27 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| SU81-32 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| SU81-33 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| SU81-24 | < 20 years | PB00 | | | | | | | (3) Mouret (2009) / (4) Griveaud (2014) / (5) Naughton et al., 2007 | | < 20 years |
| SU81-21 | < 20 years | PB00 | | | | | | | (3) Mouret (2009) / (4) Griveaud (2014) / (5) Naughton et al., 2007 | | < 20 years |

| | | | | | | | | | | | |
|-------------|--------------------------------|------|-------|--|--|--|--|-----|---|---|---------------|
| SU81-34 | < 20 years | PB00 | | | | | | | (3) Mouret (2009) / (4) Griveaud (2014) / (5) Naughton et al., 2007 | | < 20 years |
| SU81-35 | < 350 years | EVNT | 0-1 | | | | | | (13) Desprat et al., 2005 | | < 350 years |
| MD99-2333 | Late Holocene | | | | | | | | | Based on low relative percentage of N.Pachyderma senestre (analysed by Linda Rossignol) | Late Holocene |
| MD99-2337 | Late Holocene | | | | | | | | | (1) Ducassou et al.. 2018 | Late Holocene |
| MD99-2338 | Late Holocene | | | | | | | | | (16) Mulder et al.. 2002 | Late Holocene |
| MD99-2340 | Late Holocene | | | | | | | | | Holocene assumed age based on the near core MD99-2339 (17) Voelker et al. 2006 | Late Holocene |
| MD95-2042 | 18th century (1671) | EVNT | 4-5 | | | | | 179 | (5) Naughton et al.. 2007 | Age model from (18) Chabaud et al. 2014 | < 500 years |
| SHAK-01-1B | No dating information | | | | | | | | | | |
| SHAK-03-3B | No dating information | | | | | | | | | | |
| SHAK-06-4B | More recent than the year 2010 | PB00 | 0-0.5 | | | | | | | year 2010.6 at 0-0.05 | < 10 years |
| Shak-07-05B | No dating information | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|-------------|-----------------------|-----------------|--|--|--|--|--|--|--------------------|--|----------|
| Shak-08-06B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-09-07B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-10-08B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-11-09B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-12-10B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-13-11B | No dating information | | | | | | | | | | |
| Shak-14-12B | No dating information | | | | | | | | | | |
| KF-11 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-16 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-17 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-18 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-20 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-21 | Holocene | Biostratigraphy | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | | Holocene |

| | | | | | | | | | | | |
|-------------------------|-----------------------|-----------------|------|--|--|--|--|-------|--|--|-----------|
| KF-24 | Holocene | Biostratigraphy | 0-50 | | | | | 14500 | (15) Fatela.F 1994 | | Holocene |
| KF-29 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| KF-32 | Holocene | | | | | | | | (15) Fatela.F 1994 | Estimated age from the comparison with KF-24 | Holocene |
| PE109-97-Station4 | Year 1965 | PB00 | 2 | | | | | | (6) Dias et al..2002 | | <100years |
| PE109-97-Station6 | Year 1960 | PB00 | 2 | | | | | | (6) Dias et al..2003 | | <100years |
| PE109-97-Station8 | Year 1942 | PB00 | 2 | | | | | | (6) Dias et al..2004 | | <100years |
| PE109-97-Station9 | Year 1942 | PB00 | 2 | | | | | | (6) Dias et al..2005 | | <100years |
| Pacemaker -11-Station3 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station4 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station5 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station6 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station7 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station11 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11-Station12 | No dating information | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Pacemaker -11- Station13 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station14 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station15 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station17 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station18 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station20 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station22 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station24 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station25 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station27 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station28 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station29 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|------|-------------------|--|--|--|--|--|--|--|---------------|
| Pacemaker -11- Station30 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| Pacemaker -11- Station31 | No dating informati on | | | | | | | | (7) Dessandier (2015) / (8) Dessandier et al 2018 /(9) Dessandier et al., 2015 | | |
| PO287-02- Station10 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station11 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station12 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station8 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station9 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station15 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station16 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station17 | No dating informati on | | | | | | | | | | |
| PO287-02- Station18 | ≈ 2000 | PB00 | 0- 3g/cm -2 | | | | | | (10) Mil_homens et al. 2007 | | < 20 years |
| PO287-02- Station19 | No dating informati on | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----------------------|------|-----------|--|--|--|--|--|---|--|------------|
| PO287-02-Station1 | ≈ 2000 | PB00 | 0-3g/cm-2 | | | | | | (10) Mil_homens et al. 2007 | | < 20 years |
| PO287-02-Station2 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station26 | Year 1969 | PB00 | 18-24cm | | | | | | (11) Abrantes et al..2009 | tsunami attributed to 1969 earthquake 18-24 cm | <100years |
| PO287-02-Station28 | Year 1969 | PB00 | 14-19cm | | | | | | (11) Abrantes et al..2009 | tsunami attributed to 1969 earthquake 18-24 cm | <100years |
| PO287-02-Station30 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station31 | ≈ 2000 | PB00 | 0-3g/cm-2 | | | | | | (11) Abrantes et al..2009/ (10) Mil_homens et al. 2007 | | < 20 years |
| PO287-02-Station32 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station33 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station35 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station37 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station39 | ≈ 2000 | PB00 | 0-3g/cm-2 | | | | | | (11) Abrantes et al..2009 / (10) Mil_homens et al. 2007 | | < 20 years |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----------------------------------|------|-------|-------------|------|----|--|-------|----------------------------|---|---------------|
| PO287-02-Station40 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station44 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PO287-02-Station45 | No dating information | | | | | | | | | | |
| PECH7I | 2004.7 | PB00 | 0-0.5 | | | | | | This study | | < 20 years |
| MD03-2697 | More recent than the 17th century | C14 | 0-1 | G.bulloides | 2000 | 40 | | 1353 | (12) Naughton et al.. 2016 | | < 500 years |
| MD04-2811 | Late Holocene | | | | | | | | | Based on low relative percentage of N.Pachyderma senestre (analysed by Linda Rossignol) | Late Holocene |
| MD04-2812 | Late Holocene | C14 | 272 | | | | | 20208 | (14) Ménabréaz et al..2011 | | Late Holocene |
| MD04-2813 | Late Holocene | | | | | | | | | Based on low relative percentage of N.Pachyderma senestre (analysed by Linda Rossignol) | Late Holocene |
| Promira BST2 | Modern | EVNT | 0-1 | | | | | | | Sample river | Modern |
| Sado river | Modern | EVNT | 0-1 | | | | | | | Sample river | Modern |

Annexe 1D: Information sur l'estimation des âges des échantillons de sédiments marins de surface prélevés en Mer Méditerranée.

| Site_name | datation method | < 20 ans | < 60 ans | 60 < T < 100 | > 100 ans |
|--------------|-----------------|----------|----------|--------------|-----------|
| BM KS02 | | | | | |
| BM KS03 | | | | | |
| BM KS04 | | | | | |
| BM KS05 | Pb210 | | | | x |
| BM KS11 | Pb210 | | | | x |
| BM KS12 | Pb210 | | | x | |
| BM KS14 | | | | | |
| BM KS15 | Pb210 | | | | x |
| BM KS17 | Pb210 | | | | x |
| BM KS19 | Pb210 | | | | |
| BM KS21 | Pb210 | | | | |
| BM VK06 | Pb210 | | x | | |
| BM VK07 | Pb210 | | x | | |
| BM VK08 | Pb210 | | | | |
| BM VK09 | Pb210 | | x | | |
| BM VK10 | Pb210 | | | | |
| BM VK16 | Pb210 | | x | | |
| BM VK18 | Pb210 | | | x | x |
| BM VK20 | Pb210 | | | | |
| ESKS-02 | | | | | |
| ESKS-03 | | | | | |
| ESKS-04 | | | | | |
| ESSCAR8-KS04 | | | | | |
| Gol-Ho1B | 210Pb | | | | |
| IMDJ28 | | | | | |
| IMDJ30 | | | | | |
| IMDJ32 | | | | | |
| IMDJ33 | | | | | |
| K02 | | | | | |
| K09-2 | | | | | |
| K13 | | | | | |
| K14 | | | | | |
| K22 | | | | | |
| K24BIS | | | | | |
| KCA03 | | | | | |
| KCA04 | | | | | |
| KCA11-BIS | | | | | |
| KCA12 | | | | | |
| KCO 54 | | | | | |
| KCO 57 | | | | | |

| | | | | | |
|----------|-------|---|---|---|---|
| KCO 60 | | | | | |
| KCO 63 | | | | | |
| KCO 64 | | | | | |
| KCO 65 | | | | | |
| KCO 68 | | | | | |
| KCO 68 I | | | | | |
| KCO 69 | | | | | |
| KCO 70 I | | | | | |
| KCO 71 | | | | | |
| KCO 74 | | | | | |
| KCO 76 | | | | | |
| KCO 77 | | | | | |
| KCO 78 I | | | | | |
| KCOR 01 | | | | | |
| KCOR 02 | | | | | |
| KCOR 03 | | | | | |
| KCOR 04 | | | | | |
| KCOR 06 | | | | | |
| KCOR 07 | | | | | |
| KCOR 09 | | | | | |
| KCOR 10 | | | | | |
| KCOR 11 | | | | | |
| KGMO_10 | Pb210 | | | x | |
| KGMO_11 | Pb210 | | x | | |
| KGMO_12 | Pb210 | | x | | |
| KGMO_14 | Pb210 | | | | x |
| KGMO_15 | | | | | |
| KIGC 01 | Pb210 | x | | | |
| KIGC 02 | Pb210 | x | | | |
| KIGC 03 | Pb210 | x | x | | |
| KIGC 04 | Pb210 | x | | | |
| KIGC 05 | Pb210 | x | | | |
| KIGC 06 | Pb210 | x | | | |
| KIGC 14 | Pb210 | x | x | | |
| KIGC 15 | Pb210 | | | | x |
| KIGC 31 | Pb210 | x | x | | |
| KIGC 32 | Pb210 | | x | | |
| KMDJ09 | | | | | |
| KMDJ10 | | | | | |
| KMDJ14 | | | | | |
| KMDJ16 | | | | | |
| KMDJ17 | | | | | |
| KMDJ18 | | | | | |
| KMDJ22 | Pb210 | x | x | | |
| KMDJ23 | | | | | |

| | | | | | |
|----------|-------|---|---|--|---|
| KMDJ24 | | | | | |
| KMDJ35 | | | | | |
| KMO08 | | | | | |
| KNI_04 | | | | | |
| KNI_22 | | | | | |
| KNI_24 | | | | | |
| KNI_25 | | | | | |
| KNI_28 | | | | | |
| KNI_31 | | | | | |
| KR33 | | | | | |
| KR36 | | | | | |
| KSGC 12 | Pb210 | | | | x |
| KSGC 14 | | | | | |
| KSGC 16 | Pb210 | | | | x |
| KSGC 18 | Pb210 | | | | x |
| KSGC 21 | | | | | |
| KSGC 24 | | | | | |
| KSGC 25 | | | | | |
| KSGC 28 | Pb210 | | | | x |
| KSGC 29 | Pb210 | | | | x |
| KTR 01 | | | | | |
| KTR 03 | | | | | |
| KTR 06 | | | | | |
| KTR 08 | | | | | |
| KTR 09 | | | | | |
| KTR 10 | | | | | |
| L05 | | | | | |
| L07 | | | | | |
| L09 | | | | | |
| L11 | | | | | |
| MAKS0014 | | | | | |
| MAKS0018 | | | | | |
| MAVK0004 | Pb210 | | | | x |
| MAVK0005 | Pb210 | | x | | |
| MOKS_01 | | | | | |
| MOKS_02 | | | | | |
| MOKS_03 | | | | | |
| MOKS_04 | | | | | |
| MSKS_01 | | | | | |
| MSKS_02 | | | | | |
| MSKS_03 | | | | | |
| MSKS_04 | | | | | |
| PGMO_07 | Pb210 | x | x | | |
| PSM-I32 | | | | | |
| PSM-KS19 | | | | | |

| | | | | | |
|-------------|-------|---|---|---|---|
| PSM-KS20 | | | | | |
| PSM-KS28 | | | | | |
| RHS-DY07 | | | | | |
| RHS-DY24 | | | | | |
| RHS-I05 | Pb210 | | | x | x |
| RHS-I13 | | | | | |
| RHS-I26 | | | | | |
| RHS-I59 | | | | | |
| RHS-I60 | | | | | |
| RHS-KS03 | | | | | |
| RHS-KS08 | Pb210 | | | | x |
| RHS-KS10 | | | | | |
| RHS-KS12 | | | | | |
| RHS-KS14 | | | | | |
| RHS-KS15 | Pb210 | | x | | |
| RHS-KS16 | Pb210 | | x | | |
| RHS-KS17 | | | | | |
| RHS-KS18 | | | | | |
| RHS-KS19 | | | | | |
| RHS-KS20 | Pb210 | | x | | |
| RHS-KS21 | Pb210 | | x | x | |
| RHS-KS27 | Pb210 | | x | | |
| RHS-KS31 | | | | | |
| RHS-KS34 | | | | | |
| RHS-KS35 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS37 | | | | | |
| RHS-KS38 | | | | | |
| RHS-KS39 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS41 | | | | | |
| RHS-KS42 | Pb210 | | | x | |
| RHS-KS44 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS45 | Pb210 | | | | |
| RHS-KS46 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS47 | Pb210 | | | x | |
| RHS-KS48 | Pb210 | x | x | x | |
| RHS-KS50 | Pb210 | | | | x |
| RHS-KS51 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS52 | Pb210 | x | x | | |
| RHS-KS53 | | | | | |
| RHS-KS54 | | | | | |
| Shak-13-11B | | | | | |
| Shak-14-12B | | | | | |
| STKS 22 | Pb210 | | | | x |

Annexe 2 : Exemples non exhaustif des traitements effectués à l'aide du logiciel ArcGis

Traitement préliminaires des bases de données GFED4s et CRU

Fichiers raster des valeurs mensuelles sur la période couverte

- Importation des données mensuelles sur la période couverte
- Calculs des valeurs moyennes mensuelles sur la période couverte
 - Outil spatial analyst
 - Algèbre spatial
 - Calculatrice raster

Fichiers rasters des valeurs moyennes mensuelles sur la période couverte

- Conversion des rasters de données mensuelles vers des fichiers points
 - Outil de conversion
 - A partir d'un raster
 - Raster vers points

Fichiers de forme « points » des valeurs moyennes mensuelles sur la période couverte

Définition et découpage des différentes zones sources de microcharbons

| Europe | Afrique |
|--|---|
| <p style="text-align: center;">Fichiers de forme des bassins hydrographiques</p> <ul style="list-style-type: none"> • Importation du fichier de forme « eu_bas_30s_beta » • Mesure des distances échantillons-côte <ul style="list-style-type: none"> → Outil règle • Sélection des entités constituant la zone définie <ul style="list-style-type: none"> → Sélection des entités • Export des données dans un nouveau fichier de formes <ul style="list-style-type: none"> → Données <ul style="list-style-type: none"> → Exporter des données <p style="text-align: center;">Fichiers de forme « zone » des zones sources</p> | <p style="text-align: center;">Fichiers raster SRTM</p> <ul style="list-style-type: none"> • Importation raster SRTM • Importation d'une carte non géoréférencée • Géo-référencement d'une carte de fleuves * <ul style="list-style-type: none"> → Outil géoréférencement <p style="text-align: center;">Carte de l'Afrique du nord géoréférencée</p> <ul style="list-style-type: none"> • Création d'un fichier de forme « fleuves » <ul style="list-style-type: none"> → Fichier de forme <ul style="list-style-type: none"> → Créer des entités • Basée sur la topographie et la position des fleuves <ul style="list-style-type: none"> → Fichier de forme « fleuves » • Création d'un fichier de forme « Zones » <p style="text-align: center;">Fichiers de forme « zone » des zones sources</p> <p style="text-align: right; font-size: small;">* http://lpe-asso.org/la-ligne-par-pays/algerie/</p> |

Découpe et extraction des données Gfed4s, CRU, FRY

Sans maillage (Chapitre 3)

Fichiers points

- Importation des fichiers points des bases de données FRY, CRU, GFED4s
- Découpe de la base de donnée FRY par zones
 - outil Géotraitement
 - découper par les fichiers de formes « zone »
- Extraction de la table attributaire et traitement sur Excel.
 - Ouvrir la table attributaire
 - Exporter
 - Enregistre en format txt

Fichiers Excel comportant les valeurs de chaque points des fichiers points.

Avec maillage (Chapitre 5)

Fichiers points CRU, FRY, GFED4s

- Importation des fichiers points
- Importation d'un fichier raster de la base de donnée GFED4s de 0.25 degré de résolution qui sera utilisé comme maillage
- Sélection des points des fichiers CRU, FRY et GFED4s au sein de chaque maille.
 - Sélection des entités
- Extraction des données uniquement dans les mailles présentant des incendies.
 - Données
 - Exporter des données

Fichiers Excel comportant les valeurs de chaque points des fichiers points uniquement dans les mailles comportant au minimum un incendie sur la période 2001-2016.

Annexe 3 : Exemples non exhaustif des scripts Rstudio effectués

Construction des boxplots

```
#Téléchargement des package "ggplot2"et "cowplot"
library(ggplot2)
library(cowplot)
# Ouverture des données
variables<-read.csv("C:/Users/mgenet/Desktop/PHD/Charcoal_data.csv",header = TRUE,
sep=";")
#Lecture des données
head(variables)

# Créations des boxplots
A<- ggplot(variables, aes(y=Zones , x=CCnb , fill= Zones))+
  geom_boxplot(width=0.5,colour="black" )+
  xlab("CCnb")+
  theme_classic()+
  theme(legend.position="none")+
  stat_summary(fun.y=mean, colour="black", geom="point",
    pch= 4, shape=18, size=3,show_guide = FALSE)
A

# Rotation de la figure
Ax<-A + coord_flip()
Ax

# Affichage de plusieurs figures dans la même fenetre
plot_grid(Ax, Bx, labels=c("A", "B"), ncol = 2, nrow = 1)
```

Analyses en composante principale

```
#Téléchargement des package "FactoMineR" et "factoextra"
library("FactoMineR")
library("factoextra")
#Téléchargement des donnée
Climat<-read.csv("C:/Users/mgenet/Desktop/PHD/Monthlyclimate.csv",header = TRUE,
sep=";")
#Lecture des données
head(Climat)
#Affichage des valeurs propres : Les valeurs propres mesurent la quantité de variance expliquée par chaque axe principal
fviz_eig(res, addlabels = TRUE, ylim = c(0, 80))
#Ouverture d'une fenêtre
windows()
#Visualisation des individus
res.pca<-PCA(Climat,graph = FALSE)
#Ouverture d'une fenêtre
windows()
#Visualisation des variables sur un cercle de corrélation
fviz_pca_var (res.pca)
```

```

# Cos2: qualité de représentation
head(var$cos2)
Contributions aux composantes principales
head(var$contrib)
# Visualisation sous la forme d'un biplot
fviz_pca_biplot(res,
  # Individus
  geom.ind = "point",
  fill.ind = Climat $zones , col.ind = "white",
  pointshape = 21, pointsize = 2,
  addEllipses = TRUE,
  # Variables
  col.var = "#000000",
)

```

Matrice de corrélations

```

#Téléchargement des package "ggplot2"et "cowplot"
library(ggplot2)
library(cowplot)
# Ouverture des données
variables<-read.csv("C:/Users/mgenet/Desktop/PHD/ Monthlyclimate.csv",header = TRUE,
sep=";")
#Lecture des données
head(variables)
#creation de la matrice de corrélation
M<-cor(variables)
mcor<-cor(M)
mcor
rrcor(M, type=c("black ", "black ",))
corrplot(M, type="upper", order="hclust", method = "number", tl.col="black "tl.srt=45)

```

Clusters

```

library(ggplot2)
library(cowplot)
# Ouverture des données
cluster<-read.csv("C:/Users/mgenet/Desktop/PHD/cluster.csv",header = TRUE, sep=";")

#Lecture des données
head(cluster)
# Créations du cluster
fireregime<- [,3:16]
head(fireregime)
fireregime.cr<- scale(fireregim,center=T, scale =T)
d.fireregim<- dist(fireregime.cr)
cah.ward<-hclust(d.fireregim,method="ward.D2"
plot(cah.ward)
# Créations des cadres
rect.hclust(cah.ward,k=5)

```

Corrélations croisées

```

# Ouverture des données

```

```

data<-read.csv("C:/Users/mgenet/Desktop/PHD/crosscorrelation.csv",header = TRUE,
sep=";")
#Lecture des données
head(data)
ccnb<-data[,1]
ccnb
FN<-data[,2]
FN
BA<-data[,3]
BA
Temperature<-data[,4]
Temperature
Precipitation<-data[,5]
Precipitation
Ouverture d'une fenêtre à 2 ligne et 3 colonnes
# Créations des corrélations croisées
ccfvalues = ccf(Temperature ,FN)
ccfvalues = ccf(Temperature ,BA)
ccfvalues = ccf(Temperature ,ccnb)
ccfvalues = ccf(Precipitation ,FN)
ccfvalues = ccf(Precipitation ,BA)
ccfvalues = ccf(Precipitation ,ccnb)

```

Annexe 4 : Article publié dans Quaternary Science Reviews en 2021



Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records: An Iberian case study

Marion Genet ^{a,*}, Anne-Laure Daniau ^a, Florent Mouillot ^b, Vincent Hanquiez ^a, Sabine Schmidt ^a, Valérie David ^a, Muriel Georget ^a, Fatima Abrantes ^{c,d}, Pierre Anschutz ^a, Franck Bassinot ^e, Jérôme Bonnin ^a, Bernard Dennielou ^f, Frédérique Eynaud ^a, David A. Hodell ^g, Thierry Mulder ^a, Filipa Naughton ^{c,d}, Linda Rossignol ^a, Polychronis Tzedakis ^h, Maria Fernanda Sánchez-Goñi ^{a,i}

^a Univ. Bordeaux, CNRS, EPOC, EPHE, UMR 5805, F-33615 Pessac, France

^b UMR CEFE, Univ. Montpellier, CNRS, EPHE, IRD, Univ. Paul Valéry Montpellier 3, 1919 route de Mende, 34293, Montpellier, CEDEX 5, France

^c Divisão de Geologia e Georecursos Marinhos, Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), Avenida de Brasília 6, Lisboa, 1449-006, Portugal

^d CCMAR, Centro de Ciências do Mar, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, Faro, 8005-139, Portugal

^e Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191, Gif-sur-Yvette, France

^f Ifremer, Unité Géosciences Marines, Centre Bretagne - 29280, Plouzané, France

^g University of Cambridge, Godwin Laboratory for Palaeoclimate Research, Cambridge, United Kingdom

^h Environmental Change Research Centre, Department of Geography, University College London, London, WC1E 6BT, United Kingdom

ⁱ Ecole Pratique des Hautes Etudes (EPHE, PSL University), F-33615, Pessac, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 May 2021

Received in revised form

29 July 2021

Accepted 12 August 2021

Available online xxx

Handling Editor: Giovanni Zanchetta

Keywords:

Microcharcoal

Marine surface sediments

Calibration

Iberian peninsula

Western Europe

Fire regime

Climate

Vegetation

Holocene

ABSTRACT

Marine microcharcoal records provide invaluable information to understand changes in biomass burning and its drivers over multiple glacial and interglacial cycles and to evaluate fire models under warmer climates than today. However, quantitative reconstructions of burnt area, fire intensity and frequency from these records need calibration studies of the current fire-microcharcoal relationship. Here, we present the analysis of microcharcoal concentration and morphology in 102 core-top sediment samples collected in the Iberian margin and the Gulf of Cádiz. We show that microcharcoal concentrations are influenced by the water depth or the distance from the river mouth. At regional scale, the mean microcharcoal concentrations and microcharcoal elongation (length to width ratio) show a marked latitudinal variation in their distribution, primarily controlled by the type of burnt vegetation in the adjacent continent. High microcharcoal concentrations in marine sediments represent rare, large and intense fires in open Mediterranean woodlands. Based on these results, the increasing trend of microcharcoal concentrations recorded since 8 ka in the well-known marine sedimentary core MD95-2042 off the Iberian margin indicates the occurrence of large and infrequent fires of high intensity due to the progressive degradation of the Mediterranean forest and the expansion of shrublands.

© 2021 Published by Elsevier Ltd.

1. Introduction

Major economic cost is attributed today to wildfire management, fire damage losses and human health problems due to fire

emissions (Bowman et al., 2009; Hall, 2014; Lohman et al., 2007; Robinne et al., 2018; Sanchez, 2007). Projected future warmer and drier climate scenarios suggest that these risks and costs are going to increase substantially in certain regions (Liu et al., 2010; Pechony and Shindell, 2010; Settele et al., 2015), in particular in the Mediterranean region (Mouillot et al., 2002; Ruffault et al., 2020). The most important changes in fire risk are linked to the lengthening of the fire season (Moriondo et al., 2006) and to more frequent heat-

* Corresponding author.

E-mail address: marion.genet@u-bordeaux.fr (M. Genet).

induced fire weather (Ruffault et al., 2020) leading to increased frequency of extreme fire events. However, potential changes in the interactions between climate, vegetation and fire are neglected by these models which are based on modern-day statistical relationships. Fire modules embedded in dynamic vegetation models aim at coupling these interactions and feedbacks (Hantson et al., 2016). These process-based models must be tested, not only with modern observations based on global remote sensing (Mouillot et al., 2014) or recent fire history (Mouillot et al., 2005), but also with observations from climate conditions different from today and especially similar to the range of climate variability projected for the next centuries (Hantson et al., 2016).

Terrestrial and marine sedimentary charcoal records provide invaluable information about the past fire regime variability. Charcoal is a carbonaceous material mostly composed of pure carbon formed at temperature between 200 and 600 °C (Conedera et al., 2009) by pyrolysis during the combustion process of vegetation. When extracted from sedimentary records, it can be used to examine past fire regime variability. Charcoal is classified as inertinite, being relatively resistant to chemical and microbial decomposition (Habib et al., 1994; Hart et al., 1994; Hockaday et al., 2006; Quénéa et al., 2006; Verardo, 1997), especially if burial occurs in depositional environments with high sedimentation rates. While few charcoal terrestrial records (lake, mire, bog) go back to the last glacial period (Daniau et al., 2010), marine sedimentary archives in which microscopic charcoal is studied (microcharcoal, ca. 10–200 µm in length; Conedera et al., 2009), provide long and continuous records of fire variability (e.g. Beaufort et al., 2003; Daniau et al., 2007; Mensing et al., 1999; Thevenon et al., 2004).

Marine microcharcoal records can be used to validate models under warmer climates than today. However, they only provide a record of the relative changes of biomass burning. Currently, the data-model comparison is limited by the lack of common physical units between data and model output. Relative changes in biomass burning are not directly comparable to model-simulated carbon emissions or burnt areas, or to other components of fire regime such as fire intensity, frequency, severity, and seasonality (Krebs et al., 2010). Microcharcoal quantities preserved in marine sediments must be calibrated against modern fire data in order to provide robust fire metrics and to benchmark quantitative models (Hantson et al., 2016; Hawthorne et al., 2018). Fire regime characteristics are related to weather and climate, the likelihood of plant flammability and human modification (Archibald et al., 2018). Climate and weather conditions determine the type and amount of vegetation and its fuel moisture status, i.e. the drought state of the vegetation, which is why fire occurrence is higher during the summer months, notably in the Mediterranean basin (Trabaud, 1983).

Previous charcoal calibration studies have been conducted in lake sediments to reconstruct fire regime in different biomes (grassland, savanna, temperate forest and Mediterranean forest). Charcoal with a length >100 µm (Adolf et al., 2018), >150 µm (Duffin et al., 2008) and between 125 and 250 µm (Leys et al., 2015) are defined as macrocharcoal by these authors. These studies showed that macrocharcoal accumulation reflects the area of vegetation that burned locally (local burnt area) (Duffin et al., 2008; Leys et al., 2015) or regionally (Adolf et al., 2018), the number of fires and the fire intensity (Adolf et al., 2018). Studies of microcharcoal (between 10 and 500 µm, Adolf et al. (2018); between 10 and 150 µm, Duffin et al. (2008)) showed that microcharcoal accumulation reflects the number of fires (Adolf et al., 2018), the intensity (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008) and the burnt area (Duffin et al., 2008). Charcoal accumulation in lakes is also controlled by the vegetation surface cover, its biome type and by the fuel amount (Adolf et al., 2018; Marlon et al., 2006). The

controlling factors of charcoal accumulation in marine sedimentary records have not yet been investigated.

Here, we present the first study exploring the modern relationships between microcharcoal concentrations in marine sediments and changes in fire regimes on the adjacent landmasses. Microcharcoal influx (or charcoal accumulation rate), i.e. the number of fragments per unit area per unit time, is widely used for biomass burning reconstructions in lake sediments (Marlon et al., 2016). However, we prefer to use microcharcoal concentration in marine sedimentary sequences because the calculation of microcharcoal influx can be hazardous for different reasons, including: 1) coarse age-depth models which lead to imprecise estimates of the sediment accumulation rates, 2) an artificially biased microcharcoal influx due to sediment stretching during the coring or due to high sedimentation rate events, such as Ice Rafted Debris (IRD) deposits (Daniau et al., 2019).

We focused our study on Iberia, one of the most fire-prone regions in Europe (San-miguel-ayanz et al., 2018; Trabaud, 1983). It is also a key area to explore biome and climate influences on charcoal concentrations, as the western Iberian Peninsula is characterised by a north-south climatic gradient, from temperate and wet in the north, with the dominance of the Atlantic forest biome, to hot and dry in the South, dominated by sclerophyllous evergreen Mediterranean vegetation (Polunin and Walters, 1985). In addition, the Iberian margin has provided long marine microcharcoal and pollen records covering the last climatic cycle, over approx. The past 140,000 years, that show higher biomass burning during the Eemian and the Holocene forested interglacials compared to the last glacial period (Daniau et al., 2007). Within the last glacial period, peaks in microcharcoal concentration have been interpreted as an increase in fire frequency and intensity resulting from a change in fuel amount through the development of open Mediterranean forest and heathland (Ericaceae) in response to the Dansgaard-Oeschger (D-O) warming events (Daniau et al., 2007). However, the interpretation of increases in microcharcoal concentration in terms of fire regime characteristics remains an open question.

Microcharcoal concentrations and morphologies here were quantified in marine core-top sediments to document the spatial distribution of microcharcoal concentrations and the type of burnt vegetation. It is generally assumed that the core-top sediments represent late Holocene time spans covering a few hundred to, at maximum, a few thousand years (Müller et al., 1998). However, prior studies have successfully used spatial calibration of marine surface sediment-based proxies to reconstruct different physical and biological ocean and ice properties, such as glycerol dialkyl glycerol tetraether (GDGT) lipids for temperature (Kim et al., 2008; Tierney and Tingley, 2015), dinocyst assemblages for primary productivity and sea ice cover extent (De Vernal et al., 2001; Radi and de Vernal, 2008), foraminifera assemblages (Kucera et al., 2005) and the Long Chain Diol Index (de Bar et al., 2020) for sea surface temperature. Microcharcoal concentrations and morphologies were compared to land and ocean physical-site characteristics, i.e. watershed size, river discharge, suspended sediment load, water depth, marine geomorphology and ocean currents, to evaluate the influence of the collection, transport and deposition of microcharcoal from the production source area to the ocean floor (Fig. 1). The spatial distribution of microcharcoal concentrations was also compared to present-day environmental parameters on land (climate and vegetation) and fire regime characteristics (number of fires, burnt areas, fire radiative power, fire size, fire return interval, fire frequency), to establish a relationship between microcharcoal production and fire parameters (Fig. 1). To support our comparison of the different datasets, we analysed five interface cores covering the past 100 years to test that mean environmental conditions on

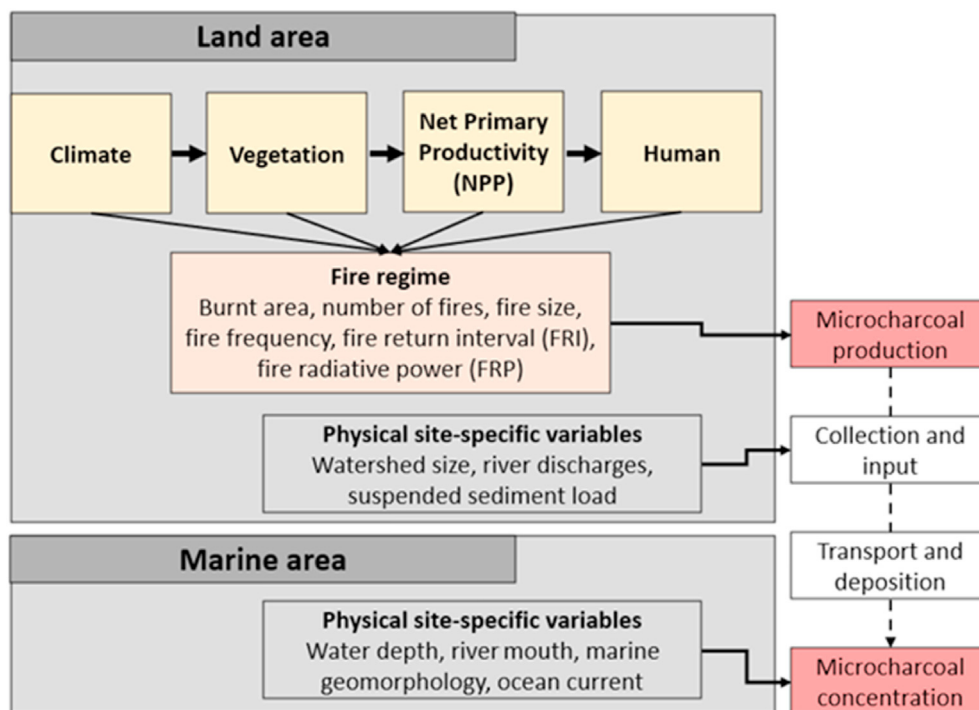


Fig. 1. Variables potentially affecting microcharcoal production on land; the collection, input, transport and deposition of charcoal in the ocean. On land, climate, vegetation, NPP control fire regimes and the production of microcharcoal. Human activities may also affect fire regimes. Physical site-specific variables on land (watershed size, river discharge, suspended sediment load) may impact the charcoal collection and input to the ocean. Physical site-specific variables in the ocean (water depth, distance from the river mouth, marine geomorphology and ocean currents) may impact the transport and deposition of charcoal in the ocean and finally the microcharcoal concentration.

land and in the ocean over the past century do not radically depart from conditions recorded by the instrumental period. Finally, we interpreted the Holocene microcharcoal record from core MD95-2042 (Daniau et al., 2007) in the light of our calibration results.

2. Environmental setting

2.1. Study area and present-day climate, vegetation and fire

The study area encompasses the western Iberian Peninsula and its margin (Fig. 2a) which extends from 37°N to 43°N and includes five major rivers which flow into the Iberian margin (the Minho, Douro, Mondego, Tagus and Sado) and two major rivers which flow into the Gulf of Cádiz (the Guadiana and the Guadalquivir). Other smaller watersheds are drained by the Tambre, Ulla, Lima, Cávado, Ave, Vouga and Mira rivers (Fig. 2b, Table 1). The area is mostly affected by a Mediterranean climate except for the northwestern region which is characterised by an Atlantic climate (Fig. 2a). The region characterised by Atlantic vegetation (Fig. 2a; including here the subatlantic floristic elements defined by Blanco-Castro et al., 1997) is dominated by deciduous oak forests (*Quercus robur*, *Q. pyrenaica* and *Q. petraea*), heath communities (*Erica* and *Calluna*) and *Ulex* whereas, in the Mediterranean vegetation evergreen sclerophyllous forests dominate (Alcara Ariza, 1992; Blanco-Castro et al., 1997).

Specifically, *Q. robur* and *Q. pyrenaica* are dominant trees in the watersheds of the Minho, Tambre and Ulla (Vázquez et al., 2002). The Douro watershed is dominated by *Q. rotundifolia*, *Q. pyrenaica* and *Q. faginea* in its eastern part and by *Pinus pinaster* and eucalypts in its western part (Crous-Duran et al., 2014). The western part of the Tagus and the Sado watersheds are colonised by cork forests (*Q. suber*) and holm oaks (*Q. ilex*) (Crous-Duran et al., 2014). The Tagus is dominated by *Q. rotundifolia*, *Q. pyrenaica*, with *Phillyrea*

angustifolia and *Pistacia terebinthus* in its central part and by *Q. rotundifolia* and *Q. faginea* woodlands associated with *Juniperus communis* and *Pinus halepensis* in its eastern part (Vázquez et al., 2002). Thermophilous elements such as *Pistacia lentiscus* and *Olea sylvestris* form the forests in the low altitudes and warmest zones. Deciduous oak forests (*Q. pyrenaica* and *Q. faginea*) associated with *Taxus baccata* dominate the middle altitudes (700–1000 m above sea level). Two types of brush communities are produced by the degradation of this forest, rockrose shrublands (Cistaceae) in zones with precipitation between 600 and 1000 mm and heathlands (Ericaceae) in wetter zones (Morales-Molino et al., 2020). The Guadiana and Guadalquivir watersheds are dominated by *Q. rotundifolia*. In the centre of the Guadiana basin, *Q. rotundifolia* and *Q. pyrenaica* forests are present. In addition, agricultural areas cover almost 50 % of total area of the Iberian Peninsula (Fernández-Nogueira and Corbelle-Rico, 2018) including pasturelands, cereals, vineyards, and olive crops (Grolier online Atlas 2021).

Although the majority of fires in the Iberian Peninsula are human-induced, many fire ignitions from the north of Portugal are triggered by lightning occurring between June and August when the air and climate conditions favour thunderstorms (Pugnet et al., 2010; Vazquez and Moreno, 1998). Different fire regimes are observed in the western Iberian Peninsula with higher fire occurrence in the northwestern region than in the southwestern region (Fig. 2b) (Laurent et al., 2018). A high frequency of small fires occurs in the deciduous forests of the Atlantic bioclimatic region (Vázquez et al., 2002) with a double peak of fires during early spring and summer (Rodrigues et al., 2020). In this region, fires spread in highly flammable and fuelled forests composed of eucalypts (*Eucalyptus globulus*) and several pine species (e.g. *Pinus pinaster* in Portugal and *Pinus radiata* in Spain) (Gonçalves and Sousa, 2017; Silva et al., 2019). The Mediterranean bioclimatic region dominated by sclerophyllous oak forests is affected by intermediate fire

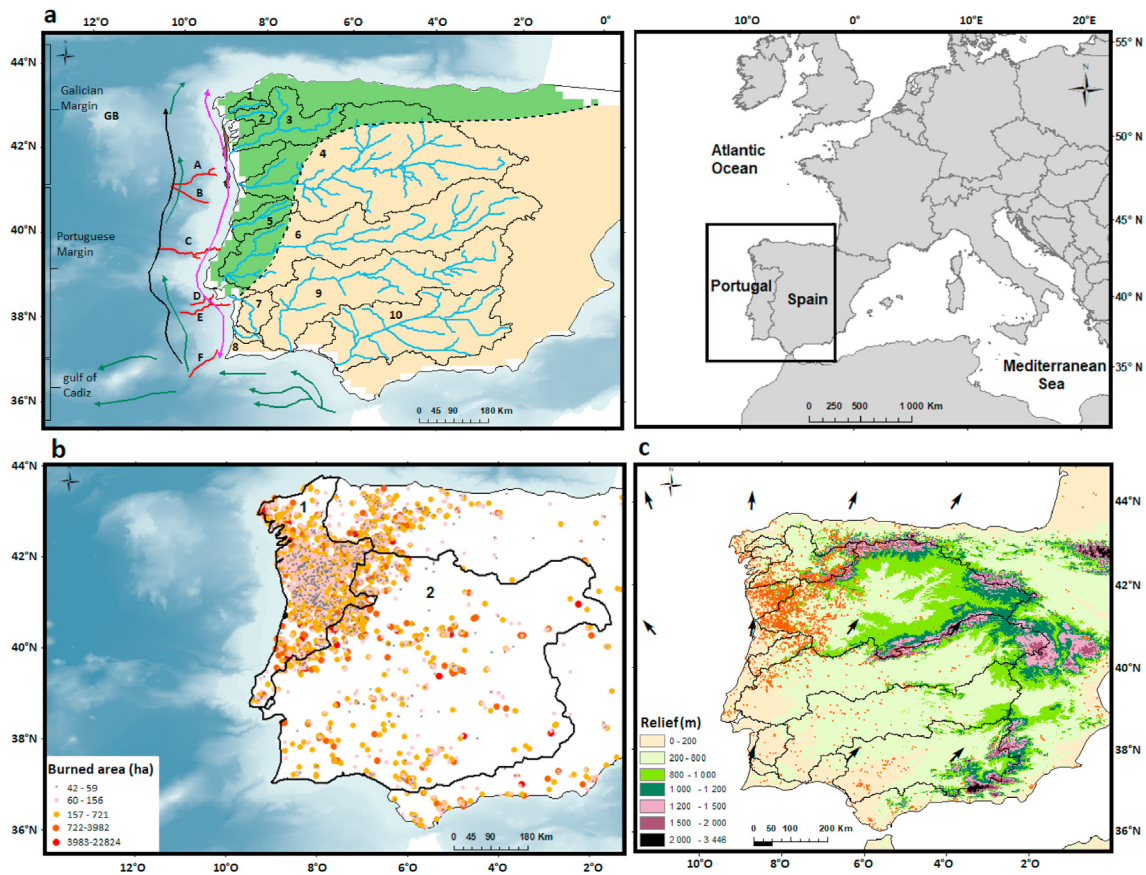


Fig. 2. Study area and environmental context of the Iberian Peninsula. a) The Atlantic (green area) and the Mediterranean (yellow area) vegetation according to Blanco-Castro et al. (1997). The Atlantic vegetation includes here the subatlantic floristic elements defined by Blanco-Castro et al. (1997), rivers (blue lines) and associated hydrographic watersheds (black lines; 1: Tambre, 2: Ulla, 3: Minho, 4: Douro, 5: Mondego, 6: Tagus, 7: Sado, 8: Mira, 9: Guadiana, 10: Guadalquivir). The Galician margin is located between 44°N and 42°N and comprises the Galicia Bank (GB). The Portuguese margin extends between 42°N and 37°N and is cut by six canyons (red lines; A: Porto, B: Aveiro, C: Nazaré, D: Cascais, E: Setubal, F: Sao-Vicente). The Gulf of Cádiz is located between 37°N and 36°N. Ocean currents: the Mediterranean Outflow Water (MOW; green arrows); the Iberian coastal current (ICC; black arrow); the Iberian poleward current (IPC; purple arrow). b) Burnt area (in ha) in the Iberian Peninsula from Laurent et al. (2018); dots represent location of fires between 2001 and 2016; the size of dots represents the size of the burnt areas. Black line outlines the north west (1) and south west (2) pyroregions according to Rodrigues et al. (2020). c) winds at 850 hPa over the Iberian Peninsula from NCEP/NCAR reanalysis between 2001 and 2016 (Kalnay et al., 1996) compared with the topography and the location of fires (orange dots) (Laurent et al., 2018).

Table 1

River and watershed characteristics of the Iberian Peninsula. (1) Oliveira (2002); (2) Mil-Homens et al. (2014); (3) Couso-Pérez et al. (2018); (4) Jouanneau et al. (1998); (5) Van der Weijden and Pacheco (2006); (6) Almeida (2003); (7) Droogers and Immerzeel (2008); (8) Ferreira et al. (2004); (9) Fernández-Delgado et al. (2007); (10) Marta et al. (2001); (11) Portela (2008); (12) Vale and Sundby (1987); (13) Vale et al. (1993); (14) Garel et al. (2009); (15) Guerreiro et al. (2017).

| | Length (km) | Hydrographic watershed (10 ³ km ²) | River discharge (hm ³ per year) | Suspended sediment load (10 ⁶ t years ⁻¹) |
|---------------------|---------------------|---|---|--|
| Major rivers | | | | |
| Minho | 300 ⁽¹⁾ | 17.081 ^{(1) (2)} | 9.460 ⁽²⁾ 10.375 ⁽¹⁾ | N/A |
| Douro | 927 ⁽¹⁾ | 97.682 ^{(1) (2)} | 14.191 ⁽²⁾ 14.800 ⁽¹⁵⁾ | 0.16 ⁽¹¹⁾ |
| Mondego | 227 ⁽⁸⁾ | 6.644 ⁽²⁾ | 2.492 ⁽²⁾ | N/A |
| Tagus | 1000 ⁽⁴⁾ | 80.629 ⁽²⁾ | 9.460 ⁽²⁾ 9.629 ⁽¹⁵⁾ | 0.40 ⁽¹²⁾ |
| Sado | 175 ⁽⁴⁾ | 7.640 ⁽²⁾ | 1.261 ⁽²⁾ | 0.015 ⁽¹³⁾ |
| Guadiana | 810 ⁽¹⁰⁾ | 66.960 ⁽²⁾ | 2.522 ⁽²⁾ 2.680 ⁽¹⁵⁾ | 0.5–1.51 ⁽¹⁴⁾ |
| Guadalquivir | 657 ⁽⁷⁾ | 58.000 ⁽⁷⁾ | 0.132–4.224 ⁽⁹⁾ | N/A |
| Minor rivers | | | | |
| Tambre | 125 ⁽³⁾ | 1.530 ⁽³⁾ | N/A | N/A |
| Ulla | 132 ⁽³⁾ | 2.803 ⁽³⁾ | N/A | N/A |
| Lima | 180 ⁽¹⁾ | 2.480 ^{(1) (2)} | 1.955 ⁽²⁾ | N/A |
| Cávado | 129 ⁽¹¹⁾ | 1.589 ^{(1) (2)} | 1.892 ⁽²⁾ | N/A |
| Ave | 94 ⁽¹⁾ | 1.390 ^{(1) (2)} | 1.261 ⁽²⁾ | N/A |
| Vouga | 141 ⁽⁵⁾ | 3.362 ⁽⁵⁾ | N/A | N/A |
| Mira | 145 ⁽⁶⁾ | 1.576 ⁽⁶⁾ | 0.063 ⁽²⁾ | N/A |

frequency and fire return interval (time between two fires), and medium to large fire sizes (Vázquez et al., 2002) during summer (Rodrigues et al., 2020). Fire frequency is low with a long return interval in the semi-arid, shrubby vegetation.

Fire activity in the Iberian Peninsula is mostly controlled by the length and intensity of the dry season (Turco et al., 2017) with influences of heat wave occurrences (Cardil et al., 2014). In addition it follows an aridity/productivity gradient (Carmona-Moreno et al., 2005; Pausas and Paula, 2012; Vázquez et al., 2002). Fires are more frequent and extensive in wet productive areas with abundant vegetation cover than in dry fuel-limited areas. Seasonal distribution of precipitation is then important. For example, in the deciduous forest of the Atlantic bioclimatic region, spring rains favour fuel accumulation, and very intense summer dry spells favour fuel flammability (Rodrigues et al., 2020; Trigo et al., 2016).

2.2. Geomorphology of the Iberian margin and the Gulf of Cádiz and their terrestrial sediment sources

In the adjacent marine environment, the Iberian margin that extends from 43°N to 37°N and from 13°W to 9°W is divided into three geomorphological units (Maestro et al., 2013) (Fig. 2a). The Galicia continental margin (Fig. 2a) extends from 44°N to 41.5°N with a length of 350 km between the coast and the abyssal plain (Vázquez et al., 2008). Its continental shelf extends to about 70 km off the coast with a water depth that varies between 30 m near the coast and 160–180 m delimiting the shelf break (Dias Jouanneau et al., 2002). Further offshore, located about 120 km off the coastline, a seamount, the Galicia bank, rises up to 700 m below sea level (bsl) (Dias Jouanneau et al., 2002; Maestro et al., 2013).

The Portuguese continental margin (Fig. 2a) extends from 41.5°N to 37°N (Maestro et al., 2013). Its continental shelf width varies between 20 and 50 km (Guerreiro et al., 2015) with a slope of less than one degree up to the shelf break located at about 160–200 m bsl. The continental shelf and slope of the Portuguese margin are cut from the north to the south by the Porto, Aveiro, Nazaré, Cascais, Setubal and Sao Vicente (Saint Vincent) submarine canyons (Fig. 2a). The Setubal canyon, with its two branches, is the only one that is connected with modern rivers, the Tagus and Sado rivers (Alves, 2003; Guerreiro et al., 2007; Lastras et al., 2009; Lebreiro et al., 1997).

The Gulf of Cádiz extends from 6°W to 9°W between the Strait of Gibraltar and the Sao Vicente Cape. The continental shelf is 30–40 km wide with the shelf break at 120 m bsl (Lobo et al., 2001). The continental slope is divided into three parts depending on the water depths (Mougenot and Vanney, 1982), between 130 and 400 m, 400–1200 m and 1200–2000 m. Then the rise extends from 2000 m to 4000 m and the abyssal plain from 4000 m.

The Iberian margin receives sediment inputs mainly from the Douro and Tagus rivers but also from the Minho, Mondego and Sado (Dias Jouanneau et al., 2002; Dias, 1987; Jouanneau et al., 1998, 2002; Oliveira, 2002). Sediments can also be transferred seaward by other minor rivers such as the Tambre, Ulla, Lima, Cavado, Ave, Vouga and Mira (Table 1). The Gulf of Cádiz is situated at the mouths of the major Guadiana and Guadalquivir rivers. Rivers supply a large amount of sediments to the Iberian margin and the Gulf of Cádiz (Table 1), although this amount has probably been reduced by the construction of several dams since 1900 (Lehner et al., 2011) which diminish the delivery of sediment by rivers (Kondolf et al., 2014). It is worth noting, however, that some catastrophic floods released large amounts of sediment, such as the one that occurred in 1979 in the Tagus river, an event during which several years of normal river sediment discharge reached the estuary within a couple of days (Vale and Sundby, 1987).

2.3. Oceanic conditions and processes in the transport of fine sediment

On the Iberian margin, the transport of the suspended particulate matter is controlled by the seasonal hydrodynamic context. From September/October to April/May (winter season), enhanced onshore and slightly northward winds on the Iberian margin trigger downwelling currents, while northerly and northwesterly winds trigger upwelling currents the rest of the year (Dias Jouanneau et al., 2002; van Weering et al., 2002; Villaceros-Robineau et al., 2019). The suspended particulate matter released by rivers is transported to the outer shelf in nepheloid layers detaching from the continental slope (van Weering et al., 2002; Oliveira et al., 1999; Villaceros-Robineau et al., 2019) and then northward during downwelling conditions and temporally trapped in the inner shelf during the upwelling season.

Downwelling currents favour the seaward export of sediments on the inner shelf (Oliveira, 2002; Villaceros-Robineau et al., 2019) called the high resuspension inner shelf area (HIRSA) (Fig. S1). The Inshore Coastal Current (ICC) (inner shelf) (Villaceros-Robineau et al., 2019) and the Iberian Poleward Current (IPC) in the upper 200 m of water depth (Frouin et al., 1990) flow northward leading to the northward transport of suspended material (Villaceros-Robineau et al., 2019) (Fig. 2b). On the Galician margin (Fig. 2a) particles are remobilized in the well-developed bottom nepheloid layer (BNL) (Oliveira et al., 1999; Villaceros-Robineau et al., 2019).

During the upwelling season, the weak energy and well developed surface nepheloid layers permit pelagic vertical sinking (Villaceros-Robineau et al., 2019) and fine sediments are temporally trapped in the Minho, Douro and Tagus mud patches located on the continental shelf in front of the river mouths (Dias Jouanneau et al., 2002; Jouanneau et al., 1998). During this season the ICC flows southward on the inner shelf but the BNL is sufficiently developed offshore, allowing sediments to be exported westward and picked up by the IPC (Villaceros-Robineau et al., 2019). In addition, modelling work conducted by Otero et al. (2013) reported an episode of upwelling favourable winds during the winter season. During this episode, particles were exported southwestward off the Douro and Minho rivers. Particles released at the mouth of the Minho (42°N) did not reach the latitude of the Douro river mouth (41.5°N) and particles released at the mouth of the Douro did not reach the mouth of the Mondego (40.2°N), even when the ICC flowed southward during upwelling conditions.

The canyons incising the Iberian margin act as preferential conduits for transporting sediments from the continental shelf to the deep sea all year long (Fig. 2a). However, the particle remobilisation in canyon heads during the downwelling season amplifies the amount of supplied material (Jouanneau et al., 1998; Lastras et al., 2009; Villaceros-Robineau et al., 2019). The Nazaré canyon acts as a major conduit for the transport of particulate matter to the deep sea as it crosses the continental shelf (Schmidt et al., 2001), depriving the rest of the shelf of sediments down to Lisbon.

Beyond the continental shelf, on the continental slope and at the bottom of the slope, the Eastern Atlantic Central Water (ENACW) flows northward between 100/200 m and 500 m of water depths (Hernández-Molina et al., 2011) (Fig. S1). The intermediate circulation is dominated by the Mediterranean Outflow Water (MOW), which flows northward along the Iberian coast at depths between approx. 500 m and 1500 m (Maestro et al., 2013). The deep circulation is dominated by the North Atlantic Deep Water (NADW) that flows southward beneath 1500 m bsl (Hernández-Molina et al., 2011). In the Gulf of Cádiz the North Atlantic Superficial Water (NASW) and the North Atlantic Central Water (NACW) constitute the superficial oceanic circulation that flows to the southeast on the continental shelf and the upper part of the continental slope, at

respective water depths of 0–300 m for the former and 300–600 m for the latter (Hernández-Molina et al., 2011). Below this, the Mediterranean Outflow Water (MOW) splits into two branches which flow to the west at depths between 400 and 600 m and between 600 and 1400 m. The NADW follows an anti-cyclonic gyre circulation in the Gulf (Hernández-Molina et al., 2011).

3. Material and methods

3.1. Marine surface sediments

The sample dataset includes 100 core-top sediment samples from the ocean floor and two samples collected at the mouths of the Promira and Sado rivers. The 100 samples were collected from several marine sedimentary cores from 13 oceanographic cruises carried out between 1981 and 2013 on the Iberian margin (8°W–13°W/43°N–36°N) (Fig. 3), recovered by various coring methods (mostly box, piston and multicore) (Table S1). Samples were recovered in the most superficial sections of the sedimentary cores, depending upon the availability of sediment. Our dataset contains 23 samples taken at core depths 0–0.5 cm, 50 samples at 0–1 cm, 22 samples at 0–2 cm, 4 samples at 2–2.5 cm and 1 sample at 4–5 cm core depths. 33 samples were collected from cores retrieved in the Galician continental margin, including 21 samples located between 9°W and 13°W and 43°N and 42°N and distributed between the continental slope and the abyssal plain (1129 m and 5378 m bsl). The 12 remaining samples were located off the Douro river between 8°W and 10°W, and on the continental shelf and slope (51 m and 1989 m bsl) between the Porto and Aveiro canyons. 60 samples were collected from cores retrieved in the Portuguese margin including 12 off the Mondego river, north of the Nazaré canyon, between 8°W and 10°W. Their location is limited to the continental shelf and slope (28 m and 1808 m bsl). The 48 remaining samples are located between 8°W and 11°W between the Nazaré and Sao-Vicente canyons on the continental shelf and

slope (13 m and 3731 m bsl). A value of 0 m depth was arbitrarily assigned to the two samples collected at the mouths of the Sado and Mira rivers. We explored the temporal variability in microcharcoal concentrations using five interface cores located in the Galician margin (Fig. 3), the PE109-97-Station4 (10 samples, sampled every 0.5 cm, covering the period 1897–1969), the PE109-97-Station8 (6 samples, every 0.5 cm, 1888–1948), the PE109-97-Station9 (6 samples, every 0.5 cm, 1886–1948), the PE109-97-Station6 (8 samples, every 0.5 cm, 1898–1964) and the Pech71 (8 samples, every 0.5 or 1 cm, 1935–2005).

Our compilation of dating information, when available or obtained by $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurements on the bulk sediment, show that the samples cover from one decade to a few centuries of environmental changes (Table S1; Table S3). Among the 102 samples, two are modern, nine are dated less than 20 years, two less than 60 years, four less than 100 years, one less than 350 years and two samples less than 500 years. 12 samples are estimated to be of the late Holocene age and 10 of the Holocene age. No information regarding dates is available for the remaining 60 samples.

3.2. Microcharcoal concentrates and their quantification by image analysis

The chemical treatment applied to obtain microcharcoal concentrates follows that of Daniau et al. (2007). About 0.2 g of dry bulk sediment was treated with 5 ml of 37 % hydrochloric acid (HCl), to eliminate the calcium carbonates, and 5 ml of 37 % nitric acid (HNO_3) in a water bath at 70 °C for an hour, followed by the addition of 10 ml of 33 % hydrogen peroxide (H_2O_2) to digest the organic matter. Hydrogen peroxide does not bleach charcoal (Herring, 1985; Rhodes, 1998). The samples were transferred to test tubes and centrifuged at 3000 rpm for 7 min with distilled water to clean and remove the supernatant before using 25 ml of 70 % hydrofluoric acid (HF) to eliminate the siliceous material, followed by rinsing with HCl to remove colloidal SiO_2 and silicofluorides formed

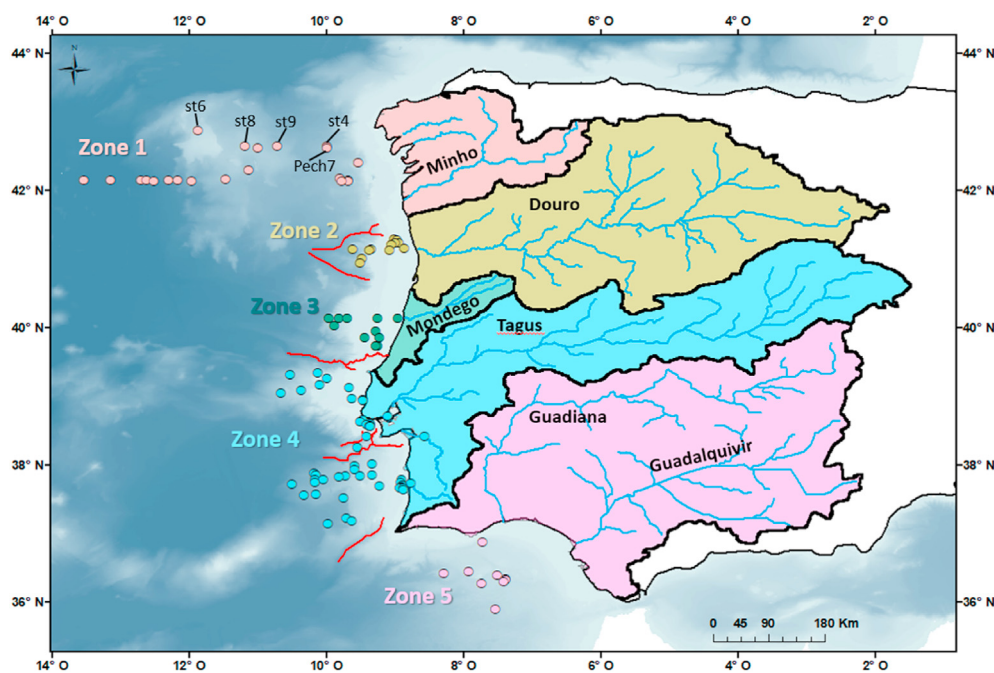


Fig. 3. Location of samples (colour dots) and definition of microcharcoal preferential source areas (coloured areas on land) drained by major rivers. Zone 1 drained by the Tambre, Ulla and Minho rivers; Zone 2 by the Douro; Zone 3 by the Mondego; Zone 4 by the Tagus and Sado; Zone 5 by the Guadiana and the Guadalquivir. Red lines underline the location of the submarine canyons. Interface cores are indicated (Pech71 and the 4 stations of PE109-97). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

during the HF digestion and then distilled water for cleaning the residue. A dilution of 0.1 (distilled water) was applied to the residue and the suspension was then filtered on a membrane of 0.45 μm porosity and 47 mm in diameter. A portion of this membrane was mounted onto a PMMA (Poly Methyl Methacrylate) slide with ethyl acetate. The slides were hand polished with a PRESI polisher (The CUBE) on a very soft flock cloth for 4 min using alumina solution of 400 Angström. The slides were scanned with an automated Leica DM6000M microscope at $\times 500$ magnification in a controlled transmitted light adjustment to detect and measure microcharcoal (length $>10 \mu\text{m}$) as being black, opaque, and angular (Boulter, 1994), using a threshold value in tint, saturation and lightness (TSL) colour space. Petrographic criteria in reflected light were used to secure the identification of microcharcoal in transmitted light. For each sample the microcharcoal concentration was calculated by number of particles per gram dry weight (CCnb in nb/g) as well as by total area of all microcharcoal in one sample per gram dry weight (CCsurf in mm^2/g). This is to avoid the overrepresentation of CCnb as the result of potential fragmentation during production or transport. The shape was also analysed using the elongation, i.e. the particles' length to width ratios.

3.3. Microcharcoal preferential source areas

Particulates of microcharcoal are mainly transported by water and winds (Millsbaugh and Whitlock, 1995; Patterson et al., 1987) before being integrated into the sediments either in lakes or in the marine realm. The specific gravity of dry microcharcoal particles is 0.3–0.6 (Turner et al., 2004) with a length between 10 and 100 μm (Whitlock and Larsen, 2002). Water saturated microcharcoal particles have a specific gravity of 2.2, similar to that of pollen grains (Turner et al., 2004). Thus, microcharcoal transport and sedimentation in the ocean is likely to be similar to that of pollen grains. Pollen studies of deep-sea surface sediments close to river mouths showed that fluvial transport is the dominant delivering process of pollen grains to offshore areas as it is the case in the western Iberian margin (Naughton et al., 2007) while airborne pollen transport prevails in marine sediments located further than 300 km offshore, weakly influenced by rivers (e.g.). Biological and chemical processes in the upper part of the water column, such as agglomeration of dust and other microparticles into faecal pellets and marine snow, increase significantly the settling rates of pollen grains so that they cross the water column with a relatively high speed (estimated at about 100 m/day in the Atlantic water column, Hooghiemstra et al. (1992)) before being deposited on the sea floor in the absence of strong lateral and bottom currents (Mudie and McCarthy, 2006; Turon, 1984).

The latitudinal pollen distribution in marine surface sediments represents the vegetation distribution in the adjacent continent (Dupont and Wypytta, 2003; Heusser and Balsam, 1977; Hooghiemstra et al., 2006; Mudie, 1982). In particular, pollen assemblages from surface marine sediments collected along the Iberian margin clearly distinguish the vegetation formations of the adjacent hydrographic basins of the western Iberian Peninsula (Morales-Molino et al., 2020; Naughton et al., 2007). Thus, microcharcoal preserved in marine core-top sediments is assumed to reflect an integrated image of the recent regional fire regime of the adjacent continent.

Wildfire plumes may raise high into the atmosphere depending on the fire radiative power (Sofiev et al., 2013) and may lift and transport charcoal particles to different distances from the fire. Clark (1988) showed that aeolian charcoal particles of a small length can be transported further away than larger particles. Microscopic charcoal particles (about 5–200 μm in length) are deposited a few hundred metres away from the fire, up to a few

dozen kilometres for a column injection of about 1 km height. The maximum injection height above the Iberian Peninsula is about 1500–2000 m (Sofiev et al., 2013). Our microcharcoal particles with a length between 10 and 125 μm could, therefore, be deposited a few hundred metres away by surface wind from the fire location, up to a few dozen kilometres by high altitude winds. Vachula, 2021 suggests that a source area of 50 km should be considered for all size fractions. Anti-cyclonic circulation patterns associated with warm and dry winds from inland leading to very high values of burnt area occurred during August (Trigo et al., 2016). Dominant winds at 850 hPa (1450 m) blow northward along the coast and northeastward over the centre of the Iberian Peninsula (Fig. 2c). Given the direction of the winds along the coast, some charcoal may potentially travel from each basin to the nearest one to the north (from the Sado to the Tagus, the Tagus to the Mondego, the Mondego to the Douro and, the Douro to the Minho). Inland, charcoal may be transported from the Guadalquivir to the Guadiana and, from the Guadiana to the Tagus hydrographic basin.

The Guadalquivir, Guadiana, Tagus, Sado and the eastern part of the Douro hydrographic basins are located in the pyroregion with sparse fires and low values of burnt area (Trigo et al., 2016). A few number of fires are located along the northern borders of those basins, suggesting that a limited transfer of charcoal may occur, 50 km from the fire source (Vachula et al., 2021). Also, given the relief, it is unlikely that a substantial amount of charcoal would be transported from the Tagus to the Douro. We cannot exclude some contributions from the Tagus to the Mondego, from the Mondego to the Douro and from the Douro to the Minho.

Based on the studies above and on the sediment input and transport of fine particles to the Iberian margin (sections 2.2 and 2.3), we grouped our marine microcharcoal samples in five zones depending on their preferential source areas on land (Fig. 3). Zone 1 includes 21 marine samples located between 44°N and 42°N and their preferential sediment source area associated to the Minho, Tambre, Ulla and Lima watersheds. Zone 2 comprises 12 samples located between the Porto and Aveiro canyons, the associated major Douro watershed and Ave, Vouga and Cávado minor watersheds. Zone 3 includes 11 samples located between 38.5°N and 38.2°N and the hydrographic watershed of the Mondego. We acknowledge that zones 1 and 2 may also be affected by sediments released by the Douro and the Mondego, respectively. Zone 4 groups 48 samples between the Nazaré and Sao-Vicente canyons, associated with the major watersheds of the Tagus and the Sado as well as the Mira and other small watersheds. Most of the fine particles in the whole southern half of the Iberian margin come mainly from the Tagus and Sado rivers, whose particles exported offshore propagate both to the north and the south carried out by ocean currents (Dessandier et al., 2016; Jouanneau et al., 1998). The Tagus, Sado, Mira, Guadiana and Guadalquivir basins belong to the same pyro-region (Fig. 2c) in which the fire regime is similar (Rodrigues et al., 2020). However, we separated watersheds from the rivers which flow into the Iberian margin (Tagus, Sado, Mira) from those which flow into the Gulf of Cádiz (Guadiana, Guadalquivir). Zone 5 includes therefore 8 samples located in the Gulf of Cádiz associated with the Guadiana and Guadalquivir main watersheds and other small watersheds located between 5.5°W and 9°W.

3.4. Explanatory variables, data sources, treatments and analyses

Climate data, temperature and precipitation were extracted from the CRU (Climatic Research Unit) database (Version: CRU CL v. 2.0, grid with spatial resolution: 10 min, period: 1961–1990) of New et al. (2002). The Net Primary Productivity (NPP) data come from the GFED4s (Global Fire Emissions Database that includes

Small fires) (Version: GFED4s, grid with spatial resolution: 0.25°, period: 1997–2015 (Giglio et al., 2013)). Fire regime data were derived from the global database of fire patches (FRY_MCD64) from the MODIS sensors on board the Aqua and Terra satellites (Laurent et al., 2018), i.e. the burnt area in hectares (ha) and the Fire Radiative Power FRP (the energy emitted by fire measured in Watts) for each fire over the period 2001–2016 (Laurent et al., 2019). From this database, we calculated the fire return interval (FRI) by dividing the number of days in one year (using 365 days per year) by the number of fires per year for each zone.

The FRY database also contains the four main vegetation types according to the UNLCCS classification (United Nations Land Cover Classification System) called "burnt species" which burn each year. Based on the conversion carried out in the work of Poulter et al. (2015), the four main burnt species were grouped into four groups "Burnt Tree", "Burnt Shrub", "Burnt Grass" and "Burnt Non-vegetated", and into three categories "Burnt Open vegetation" dominated by grasses and shrubs, "Burnt Mixed vegetation" dominated by trees and shrubs, "Burnt Closed vegetation" dominated by trees (Table S2).

Climate, vegetation and fire data were averaged annually or seasonally (boreal winter season from December–February, DJF; spring from March–May, MAM; summer from June–August, JJA; autumn from September–November, SON) according to microcharcoal preferential source areas (section 3.4), using ArcGIS for Desktop software. We performed a principal component analysis (PCA) using the package FactoMineR (Lê et al., 2008) on the seasonal land climate and vegetation data (Temperature, Precipitation, Net Primary Productivity) to explore environmental patterns on land which could affect fire regimes and charcoal production. Initial exploration of climate data indicated that winter and summer temperature and precipitation differences between the north and the south of the Iberian Peninsula are clearly seen when using mean annual temperature (MAT) and mean annual precipitation (MAP) (MAP and MAT are significantly and positively correlated with seasonal values, Fig. S2 and S3). However, differences in the net primary productivity between the north and the south of the Iberian Peninsula are only evident when using winter and summer seasons, and muted using annual average NPP (Fig. S4). Annual climate data and seasonal NPP were then used to explore relationships with microcharcoal concentrations. The distribution pattern of microcharcoal concentrations and elongation ratio values between zones were explored using boxplots. We used the Student's T-test for the averages and the Kruskal-Wallis test for the medians in order to explore the differences and similarities of microcharcoal concentrations and elongation values between zones (Fig. S7).

Cluster analysis (Fig. S9) was carried out on microcharcoal concentrations and water depths of samples (and elongation ratio values and water depths) using the single linkage (nearest neighbour) algorithm and stratigraphically constrained clustering (Past software, Hammer et al., 2000). Clusters are joined based on the smallest distance between the two groups and only adjacent rows, or groups of rows, are joined during the agglomerative clustering procedure. No additional information was obtained when considering the distance to the coast as it is significantly and positively correlated with the water depths of samples (Fig. S10).

4. Results

4.1. Microcharcoal concentrations and elongation

The concentrations of microcharcoal, CCnb (microcharcoal concentration by number of particles per gram) and CCsurf (microcharcoal concentration by total area of all microcharcoal in

one sample per gram) (Table S3), are positively correlated ($r = 0.92$, $P < 0.001$) (Fig. S5). Thus, CCnb can be used to describe the spatial distribution of microcharcoal concentrations. The CCnb is heterogeneous on the Iberian margin, with concentrations varying between 0 nb/g (4 samples) and 1.1×10^6 nb/g (Fig. 4a). However, the analysis of microcharcoal concentrations within the previously defined areas shows a marked latitudinal variation in their distribution (Fig. 4b). Zones 3 and 4 present the highest mean concentrations (3.3×10^5 nb/g and 3×10^5 nb/g, respectively), followed by zones 2 (1.8×10^5 nb/g), 5 (8.1×10^4 nb/g) and 1 (5.1×10^4 nb/g). Medians of microcharcoal concentration are overall higher in zones 3 and 4 compared to 1, 2 and 5 (Fig. 4b). The mean values of microcharcoal concentration are similar for zones 4 and 3, and for zones 1, 2 and 5, respectively (Student's T-test for the mean; p-value > 0.05) (Fig. S7). Medians of zones 3 and 4 are similar to zone 2 and are significantly different from zones 1 and 5 (Kruskal-Wallis test for the median; p-value < 0.05).

The sediment density and sedimentation rates are not available to calculate influx for each core-top sample. We further explore whether the spatial distribution of microcharcoal concentration is time dependent for samples with an estimated age (Table S1). Zones 3 and 4 present a higher number of microcharcoal per gram per year compared to zones 1 and 5 (Fig. S6), similar to the spatial distribution of microcharcoal concentration per zones (Fig. 4b). We suggest, therefore, that the spatial distribution of microcharcoal concentrations is not dependent on the sedimentation rate.

Microcharcoal up to 125 μm in length were observed. Mean microcharcoal elongation ratios vary between 1.43 and 2.96 (Fig. 4c). There are no differences between mean elongation values between zones (Fig. S7). However, the medians of zones 4 and 1 are significantly different (Fig. S7). In addition, although the mean elongation values of microcharcoal (Fig. 4c) are similar between zones (Fig. S7), the individual elongation ratio values present a high variability, between 1.07 and 10.33 (Fig. 4d). In particular, zones 3 and 4 present the highest number of very elongated particles (ratios between 3 and 10.33).

Results show that the mean microcharcoal concentration increases with decreasing latitudes off the westernmost Iberian margin, and more elongated microcharcoal particles are observed in zones 3 and 4. In addition, a high variability of microcharcoal concentrations is also observed within each zone (Fig. 4a).

The comparison between microcharcoal concentration in marine samples and the different datasets (climate, fire regime and vegetation data) could be biased as the periods of data do not overlap. However, Shafer et al. (2003) showed that spatial variations of climate were larger than temporal variations over the period 1961–2008. Therefore, this temporal mismatch should not influence the results of our comparison, and the relative differences between hydrographic basins in terms of climate, vegetation and fire regimes are likely to have been preserved over the past decades. The distribution of microcharcoal concentrations according to depth in the interface cores located within zone 1 (Fig. 3) is within the range of the modern spatial variability (Fig. S8). This suggests that mean environmental conditions on land and in the ocean over the past 100 years, corresponding to these past century biomass burning records, did not radically depart from conditions recorded by the instrumental period, therefore supporting our comparison of the different datasets.

4.2. Microcharcoal production in the western Iberian Peninsula and concentrations in marine surface sediments

4.2.1. Climate and net primary productivity (NPP)

The principal component analysis yielded two dimensions with eigenvalues of 44.3% and 25.7%, respectively (Fig. 5), 70% of the

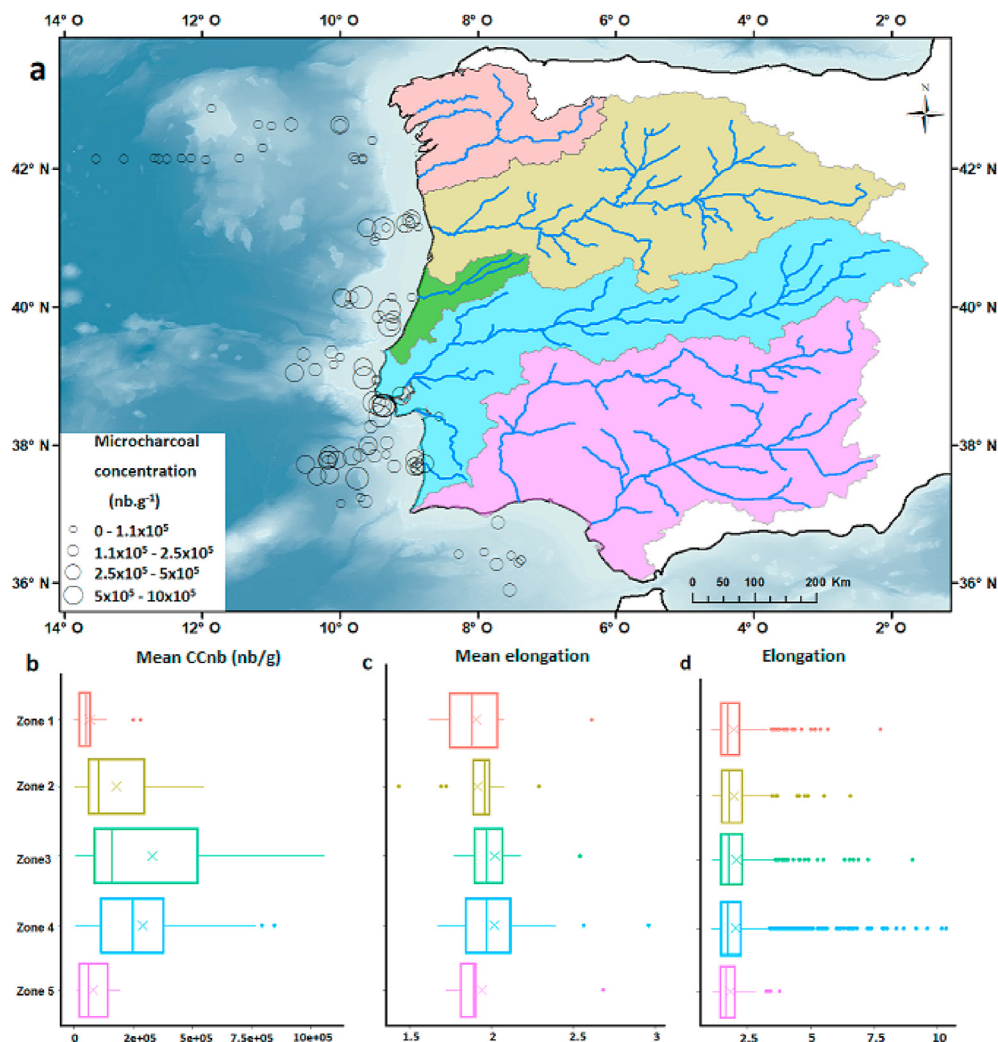


Fig. 4. Spatial distribution of microcharcoal concentrations. a) Microcharcoal concentrations in samples located in the Iberian margin and the Gulf of Cádiz; b) Boxplot of mean microcharcoal concentrations in each zone; c) Boxplot of mean elongation of microcharcoal in each zone; d) Boxplot of individual elongation value of microcharcoal in each zone.

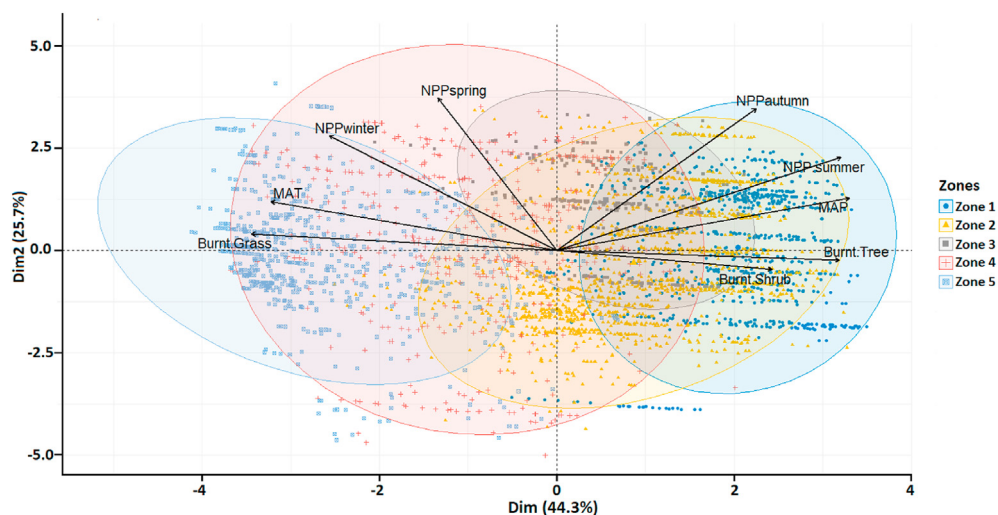


Fig. 5. Results of the PCA of fires and environmental data for each fire between 2001 and 2016 (Laurent et al., 2018). Burnt Grass, Burnt Shrub and Burnt Tree derived from the FRY database (Laurent et al., 2018). Net primary productivity for all seasons: NPP_winter, NPP_spring, NPP_summer, NPP_autumn, Mean Annual Temperature (MAT) and Mean Annual Precipitation (MAP) derived from the GFD4s database (Giglio et al., 2013). Preferential source areas of microcharcoal: zone 1 (blue circle), zone 2 (yellow circle), zone 3 (grey circle), zone 4 (red circle), zone 5 (blue circle). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

variation therefore being explained by the first two eigenvalues. Zones 1 and 2 are projected on the positive PC1 axis, characterising a cold and humid climate with a high NPP in the summer and autumn, while zones 4 and 5 are on the negative PC1 axis, characterising a hot and dry climate with a high NPP in the winter and spring. Zone 3 is less well characterised on the PC1 axis but seems more characterised on the PC2 axis with a wet and warm climate and high annual NPP values. The annual NPP spatial variability, which reflects major vegetation type distribution (Running et al., 2000), is high in the northern region dominated by the temperate forest and low in the southern part occupied by sclerophyllous trees and shrubs.

High microcharcoal concentrations in marine zones 3 and 4 are associated with terrestrial zones characterised by a warm and dry climate, with a low annual NPP but a high winter NPP; whereas low microcharcoal concentrations (zones 1 and 2) are characterised by a cool and wet climate, with a high annual and summer NPP. Although terrestrial zone 5 is characterised by a similar climate and NPP conditions as zone 4, its mean microcharcoal concentration is lower.

4.2.2. Fire regimes

Low microcharcoal concentrations in zones 1 and 2 are associated with a high number of fires (812 and 1584 fires in total over the period 2001–2016, respectively) of small size (593 and 614 ha, respectively) and of low intensity (mean FRP: 66 W) with a short fire return interval (7 and 4 days, respectively) (Fig. 6). However, zone 2 presents a high burnt area (9.72×10^5 ha) while zone 1 presents a low burnt area (2.35×10^5 ha). Those fire types occur in cool and wet climate conditions with a high summer NPP (Fig. 5). In zone 5 a low microcharcoal concentration is associated on land with similar fire regimes characteristics, i.e. a moderate burnt area of 6.73×10^5 ha, a high number of fires (927 fires) of small size (726 ha in average) and of low intensity (mean FRP: 40 W) with a short fire return interval (6 days) (Fig. 6), whereas the climate is hot and dry and the NPP is high in winter (Fig. 5). High microcharcoal concentrations in zones 3 and 4 are associated with a lower number of fires (243 and 503, respectively) and larger fires (972 and 1485 ha, respectively) than in zones 1 and 2 (812 and 1584 fires, and 593 and 614 ha, respectively). However, zone 3 presents a very low burnt area (2.35×10^5 ha) while zone 4 presents a high burnt area (7.47×10^5 ha). In addition, fire intensity is higher (mean FRP: 89 W) and the fire return interval lower (24 and 12 days, respectively), in a hot and dry climate, the NPP being important all year round in zone 3 and only during winter in zone 4.

4.2.3. Burnt species

The low mean microcharcoal concentrations and low mean elongation ratios are associated with the burning of species corresponding to closed (42.3 %) and mixed (39.4 %) vegetation (in zone 1 (Fig. 7) and with the burning of open vegetation at 92.6 %, with 76.4% of it corresponding to managed grass in zone 5 (Table S2). The relatively low mean microcharcoal concentrations and high mean elongation ratio in zone 2 are associated with mixed (43.7 %), open (32.8 %) and closed (23.5 %) vegetation. The high mean microcharcoal concentrations and high mean elongation ratios are associated with the burning of open (37 %), mixed (37.5 %) and closed (25.5 %) vegetation in zone 3, and with the burning of open (67.6 %), closed (17.1 %) and mixed (15.3 %) vegetation in zone 4 (Fig. 7).

4.3. Physical site-specific variables on land and in the ocean and relationships with the collection, transport and deposition of microcharcoal

4.3.1. Size of watershed, river discharges and suspended sediment loads

Low mean microcharcoal concentrations are observed off the coast of watersheds of small (Minho) and large (Douro, Guadiana and Guadalquivir) size rivers, of low (Guadiana and Guadalquivir) and high (Douro) river discharges, and of low (Minho) and high (Douro, Guadiana and Guadalquivir) suspended sediment loads (Table 1). High mean microcharcoal concentrations are observed off watersheds of small (Sado and Mondego) and large (Tagus) size rivers, of low (Mondego, Sado) and high (Tagus) river discharges, and of low (Sado, Mondego) and high (Tagus) suspended sediment loads.

4.3.2. Water depth, marine geomorphology and ocean currents

The hierarchical grouping (clustering) considering microcharcoal concentrations and water depth of samples highlights seven groups (Fig. 8a and Fig. S9a). Four groups (group 1 with 10 samples, group 2 with 9 samples, group 3 with 12 samples and group 4 with 10 samples) are located on the shelf between 0 and 506 mbsl (Fig. 8b). Group 5 (40 samples between 598 and -2280 m bsl) and group 6 (11 samples between 2323 and 3162 m bsl) are located on the upper and bottom of the slope, respectively. Group 7 (10 samples, between 3557 and 5357 m bsl) corresponds to the abyssal plain.

Mean microcharcoal concentration values of groups 1, 2 and 3 are significantly similar, and different from group 5 (Student T-test

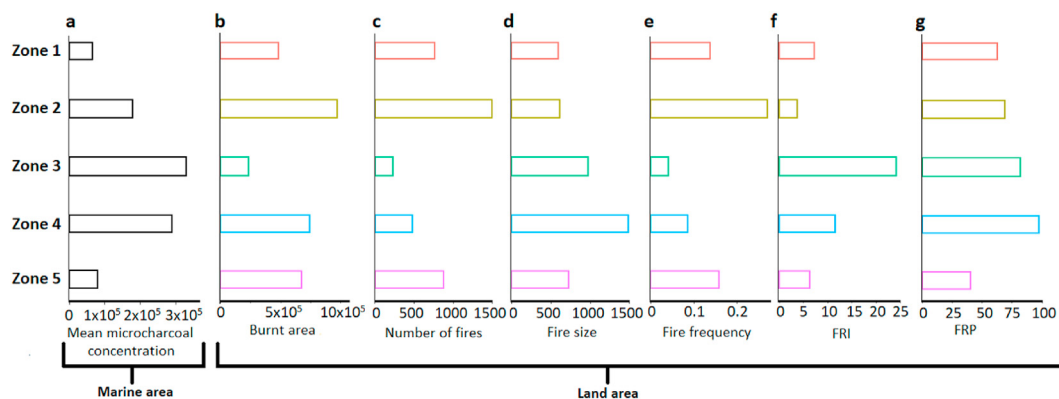


Fig. 6. Microcharcoal concentrations versus fire regimes on the Iberian Peninsula over the period 2001–2016 (FRY database) (Laurent et al., 2018), for each zone. a) mean microcharcoal concentration in marine zones (CCnb); b) to g) correspond to total burnt area (in ha), total number of fires, mean fire size (in ha), fire frequency, mean Fire Return Interval (FRI, in days), mean Fire Radiative Power (FRP, in Watts).

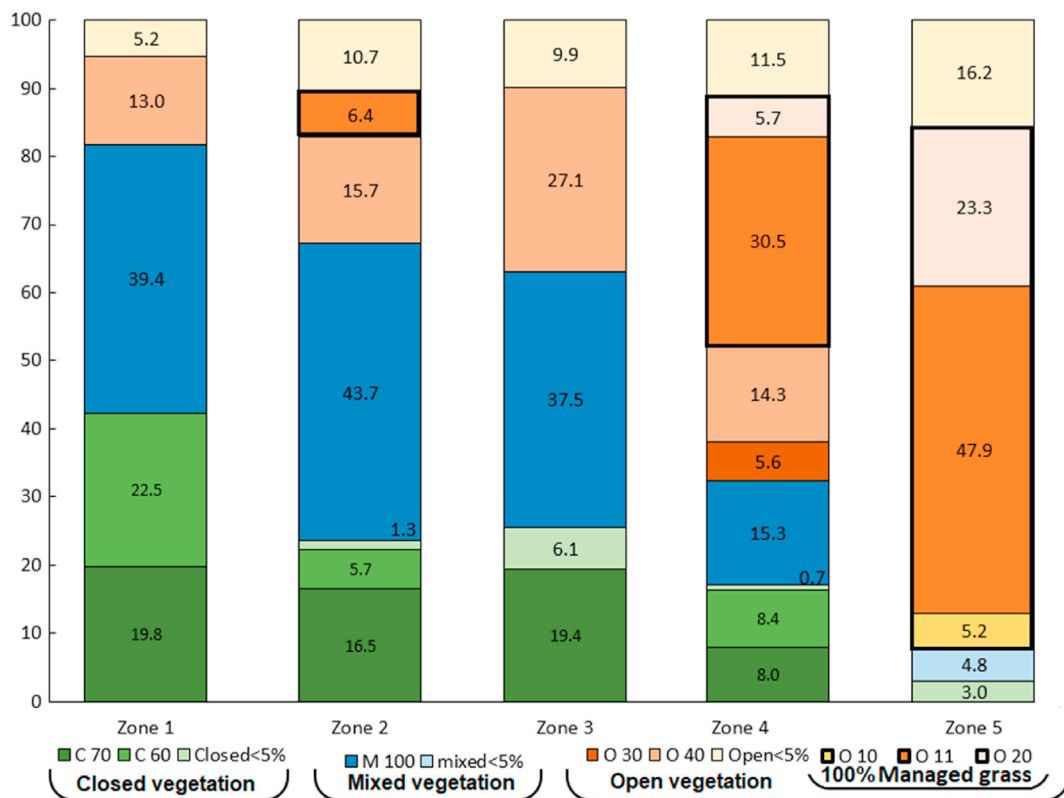


Fig. 7. Burnt species from the FRY database (Laurent et al., 2018) classified following the United Nations Land Cover Classification System (UNILCSS). Green colours correspond to closed vegetation: C60 (tree cover, broadleaf, deciduous, closed to open (>15%)), C70 (tree cover, needleleaf, evergreen, closed to open (>15%)), closed<5% (sum of burnt species percentages from the closed vegetation present <5%). Blue colours correspond to the mixed vegetation: M100 (mosaic tree and shrub (>50%)/herbaceous cover (<50%)), mixed<5% (sum of burnt species percentages from the mixed vegetation present <5%). Orange colours correspond to the open vegetation: O10 (cropland, rainfed), O11 (herbaceous cover), O20 (cropland, irrigated or post-flooding), O30 (mosaic cropland (>50%) nat. veg. (tree, shrub, herb.) (<50%)), O40 (mosaic nat. veg. (tree, shrub, herb.) (>50%)/cropland (<50%)), open<5% (sum of burnt species percentages present in the open vegetation <5%). Numbers in the rectangles correspond to percentages of the different burnt vegetation type. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

for the mean; p-value >0.05) (Fig. 8a, Fig. S12a). Mean microcharcoal concentrations of groups 5, 6 and 7 are different. Group 4 share common features with other groups. The clustering considering microcharcoal elongation values and water depths of samples highlight six groups with similar means and medians (Figs. S11 and S12).

As a general pattern, the mean microcharcoal concentrations decrease from the shelf (groups 1 to 4) to the upper slope (group 5), increase from the upper slope to the bottom of the slope (group 6) and decrease again from the slope to the abyssal plain (group 7). The increase of mean microcharcoal concentrations along the slope is observed. 20 samples located between the Setubal and the Sao-Vicente canyons on a gentle and regular continental slope are spatially well distributed from the upper to the bottom of the slope at different water depths ranging from 506 to 3731 m bsl (Fig. 8b, black polygon, groups 5 and 6). This zone presents a sufficient number of samples to explore the influence of water depth on microcharcoal concentrations within a specific depositional area. Mean microcharcoal concentrations and water depths (negative values) are negatively correlated ($r = -0.63$, $P < 0.01$, Fig. 8c).

5. Discussion

5.1. Microcharcoal in marine sediments as a tracer of fire regimes

The results presented above suggest that differences between groups of mean microcharcoal concentrations depend on large-scale environmental variations on the adjacent landmasses (at a

sub-continental scale) which affect the production of charcoal (Fig. 1). Mean microcharcoal concentrations in the marine realm can be either high or low depending upon the watershed size, the river discharge and the suspended sediment load. The study of Marlon et al. (2006) indicated that charcoal influx in lake sediments increases with watershed size due to a higher burnable area. In contrast, our results suggest that physical site-specific variables on land, i.e. the watershed size, river discharge and suspended sediment load do not impact the capture and transport of microcharcoal within the watershed and microcharcoal input to the ocean. In addition, studies on North Pacific marine sediments showed that the distribution pattern of charcoal concentrations was similar to the distribution pattern of charcoal accumulation, suggesting that the distribution pattern of charcoal concentration is not an artefact produced by varying degrees of sediment dilution (Herring, 1985; Smith et al., 1973).

Our study, in contrast to previous studies of microcharcoal in terrestrial (Duffin et al., 2008; Tinner et al., 1998) and marine areas (Mensing et al., 1999), indicates an opposite relationship between microcharcoal concentration and the number of fires and no relation with the burnt areas. This finding in our marine sediments is consistent with the study of Whitlock and Larsen (2002), which suggests that temporal increases in microcharcoal abundances in lakes reflect a change in fire regime, rather than a strict change in the number of fires or area burned, when fires suddenly affect previously high biomass fire-free areas instead of low biomass fire-prone areas. High values of fire size, FRI and FRP in zones 3 and 4 are associated with high mean microcharcoal concentrations in the

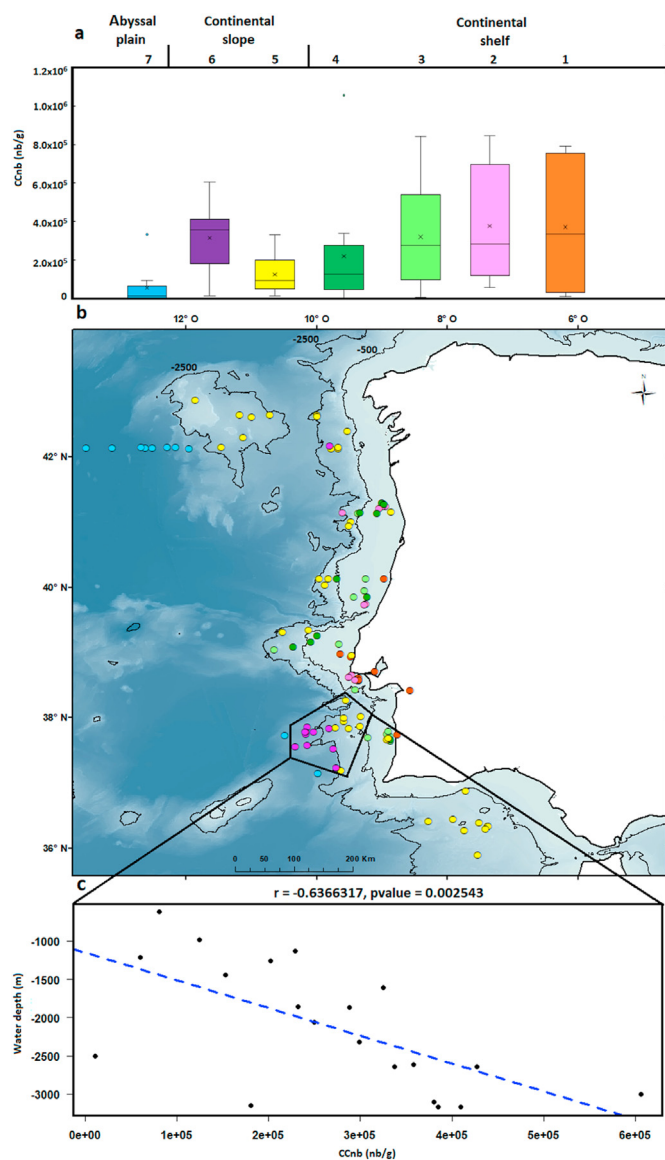


Fig. 8. Relationships between microcharcoal concentration and water depth. a) Boxplots representing the variability of microcharcoal concentration in seven groups defined by clustering analysis: samples located on the continental shelf (orange, pink, light green and dark green boxplots); samples located on the continental slope (yellow and purple boxplots); samples located in the abyssal plain (blue boxplot). b) Location of clusters. c) Scatter plot of microcharcoal concentrations and water depths for samples located in black polygon (Fig. 8b) and associated correlation coefficient. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

marine domain, while low values of these parameters in zones 1, 2 and 5 are associated with low mean microcharcoal concentrations (Fig. 6). Our results are in line with other studies suggesting that increases in microcharcoal concentration could be related with large fires of high intensity (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Lynch et al., 2004). High-intensity fires consume more vegetation and thicker elements than leaves, such as twigs and branches (Higuera et al., 2005), producing more charcoals than low-intensity fires (Adolf et al., 2018; Duffin et al., 2008; Lynch et al., 2004). High fuel amount has also been suggested to explain high charcoal concentration in North American lakes and in marine surface sediments off the Pacific coast (Marlon et al., 2006; Smith et al., 1973). We hypothesise, therefore, that large infrequent fires of

high intensity during dry summers produced the observed high amount of microscopic charcoal in zones 3 and 4.

Experimental analyses of length-to-width ratio of charcoal produced by the burning of "grass", "tree" and "shrub" species from North America, the United Kingdom and Arctic tundra showed that charcoal from "grass" has a greater elongation ratio than charcoal derived from "tree" and "shrub" (Umbanhowar and McGrath, 1998; Crawford and Belcher, 2014; Pereboom et al., 2020). Different elongation ratios are reported for grass and tree charcoal by these studies. For wood, a mean elongation ratio is about 2.13 ± 0.13 in muffle furnace or 2.23 ± 0.1 in open burn according to Umbanhowar and McGrath (1998) and about 1.97 according to Crawford and Belcher (2014). For grass, Crawford and Belcher (2014) observed a ratio of about 3.7, smaller than the ones observed by Umbanhowar and McGrath (1998) (3.62 ± 0.15 in muffle furnace and 4.83 ± 0.27 in open burn), whereas Pereboom et al. (2020) reported a mean ratio of about 6.77. Our mean elongation ratios (between 1.43 and 2.96; Fig. 4c) in marine sediment samples are smaller compared to the ones from the experimental analyses. Smaller ratios may be linked to a higher breakage of charcoal particles due to the long transport by rivers.

However, boxplots of individual elongation values of microcharcoal show that zone 4 in particular presents a large amount of very elongated particles (outliers with an elongation ratio between 3 and 10) (Fig. 4d). Those values are close to the values obtained from experimental grass charcoal. In addition, Umbanhowar and McGrath (1998) reported that the elongation ratio is lower for particles trapped by a $125 \mu\text{m}$ versus a $250 \mu\text{m}$ sieve. Therefore, it is possible that our microcharcoal particles below $125 \mu\text{m}$ in length present globally smaller elongation ratios.

It is also likely that our samples consist of microcharcoal produced by different types of burnt vegetation and different species. Using relative changes in the mean elongation ratio therefore seems more relevant than using a threshold ratio to discriminate grass versus tree burnt-type vegetation between the different zones (Crawford and Belcher, 2014).

We suggest, therefore, that high microcharcoal concentrations in zones 3 and 4, marked by a large amount of elongated particles, reflect large and high intensity fires of low frequency spreading in open evergreen sclerophyllous Mediterranean forests (Fig. 1a), with an understorey composed of grasses. The low mean microcharcoal concentrations with a weak quantity of elongated particles in zones 1 and 5 would reflect small and low intensity fires of high frequency, spreading either in closed deciduous Atlantic forest for zone 1 (Figs. 1a and 7) or in open vegetation dominated by managed grass for zone 5 (Fig. 7). Although zones 2 and 3 present a similar proportion of burnt vegetation type, zone 2 is marked by a lower mean microcharcoal concentration and a weaker quantity of elongated particles compared to zones 3 and 4. This finding is in accordance with small and low intensity fires of high frequency (Fig. 6) occurring in the closed deciduous Atlantic forest (Fig. 1a). Mean microcharcoal concentrations and morphologies in marine sediments from the Iberian margin are then primarily controlled by the burnt vegetation type.

We suggest that the burning of open and mixed vegetation in zones 3 and 4 dominated by sclerophyllous vegetation produces more microcharcoal particles than the burning of closed vegetation in the northwestern Iberian Peninsula dominated by temperate trees. This is in agreement with the findings of Adolf et al. (2018) whose study showed higher microcharcoal accumulation in Mediterranean lake sediments than in lakes from temperate and boreal biome regions.

Our results suggest therefore high production of microcharcoal during the burning of open and mixed vegetation by intense fires under dry climate conditions (zones 3 and 4). However, similar

climate conditions in zone 5 are associated with frequent and small low intensity fires that occur in vegetation dominated by managed grasses. The low microcharcoal concentration is likely to be associated with the burning of this single type of vegetation, mostly post-harvest residues, as residence times of fire and fire intensities in grassland ecosystems are typically low (Johansen et al., 2001). Low microcharcoal concentration is also observed under wet climate conditions associated with small fires of low intensity in closed and mixed vegetation, limiting the amount of charcoal production (zones 1 and 2).

Based on 102 samples, our study further shows that microcharcoal concentration slightly decreases from the shelf to the upper slope (Fig. 8), then increases from the upper to the bottom slope, and decreases again in the abyssal plain. The distribution of microcharcoal particles in the ocean floor is independent of their shape (Fig. S11 and S12b), suggesting an homogeneous oceanic transport and deposition. The high variances within groups 1 to 4 reveal the large heterogeneity in the distribution of microcharcoal concentrations on the continental shelf (0–506 m bsl). This great heterogeneity may be due, as for the deposition of fine particles, to a high hydrodynamic environment with the action of the IPC and ICC ocean currents (Frouin et al., 1990; Villaceros-Robineau et al., 2019) and to the reworking of sediments during storms (Oliveira, 2002; van Weering et al., 2002). Naughton et al. (2007) observed a decreasing trend in pollen concentration from the shelf to the slope along the Iberian margin based on 10 surface samples. Our results suggest that microcharcoal transport in the marine realm is similar to that of pollen up to the upper slope. The increase of microcharcoal concentration along the slope is likely to be related to ocean sedimentation processes. The waves and hydrology effects on the shelf and on the upper slope during downwelling seasons (winter) lead to the remobilisation of fine particles inside bottom nepheloid layers, which accumulate in higher quantities in the middle and lower slopes in the northern part of the Iberian Peninsula (Dias Jouanneau et al., 2002; van Weering et al., 2002). In the south (in particular at the mouth of the Tagus) the remobilisation of fine particles inside bottom nepheloid layers during winter leads to the transport of sediments to the deep sea through canyons (Jouanneau et al., 1998).

The extremely low microcharcoal concentration in the abyssal plain (Group 7, between 3557 m and 3731 m bsl) (Fig. 8a) may be linked to a reduced transport and input of particles at locations far from the coast or to the settling/trapping of microcharcoal particles in sediments on the shelf and slope. This result is consistent with the one from Herring (1985) in the North Pacific, showing higher charcoal concentrations near land masses compared to open ocean sites at comparable latitudes, tentatively explained by river inputs and/or turbidite redeposition from shelf sediments. It is worth noting that microcharcoal concentration values from samples from the Gulf of Cádiz located at similar depths as the MOW are within the variability of group 5, suggesting that the MOW does not influence the deposition of microcharcoal in the Gulf of Cádiz.

5.2. Changes in southwestern iberia biomass burning during the Holocene

We used our present-day spatial relationships between microcharcoal concentration and environmental factors to infer changes in southwestern Iberia biomass burning during the Holocene from the microcharcoal record of core MD95-2042 located on the Portuguese margin off Lisbon (Daniau et al., 2007). Previous interpretation of this paleofire record suggested that low biomass burning associated with elongated particles during the cold phases of the last glacial period, Greenland Stadials (GS) and Heinrich Stadials (HS), were driven by a limited fuel grass environment, i.e.

semi-desert vegetation composed of *Artemisia*, Chenopodiaceae and *Ephedra* (Daniau et al., 2007). During Greenland Interstadials (GI), the expansion of Mediterranean forests and heathlands (Ericaceae) increased fuel availability, leading to the increase in biomass burning (Daniau et al., 2007).

A long-term increase in microcharcoal concentrations (or influx) has been observed over the last 16,000 years (Fig. 9h). It is punctuated by a sharp trough between 12.9 and 11.8 kyr corresponding to the Younger Dryas (YD) and relatively low values between 10 and 8 kyr, both periods characterised by a high elongation ratio (Fig. 9g) (Daniau et al., 2007). From these data we infer the progressive increase of biomass burning during the deglaciation and the interglacial interrupted by two periods of burning decrease during the cold and dry YD and the warm and wet climatic optimum in the Iberian Peninsula (Chabaud et al., 2014; Gomes et al., 2020).

At present, the burning of open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation in the Tagus and Sado watersheds produces higher microcharcoal concentration values (higher biomass burning) than in the closed Atlantic forests (Minho watershed) or in the mixed Atlantic and Mediterranean vegetation (Douro watershed) regions. Relatively high elongated particles are produced during the burning of open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation (Tagus and Sado watersheds), of mixed Atlantic

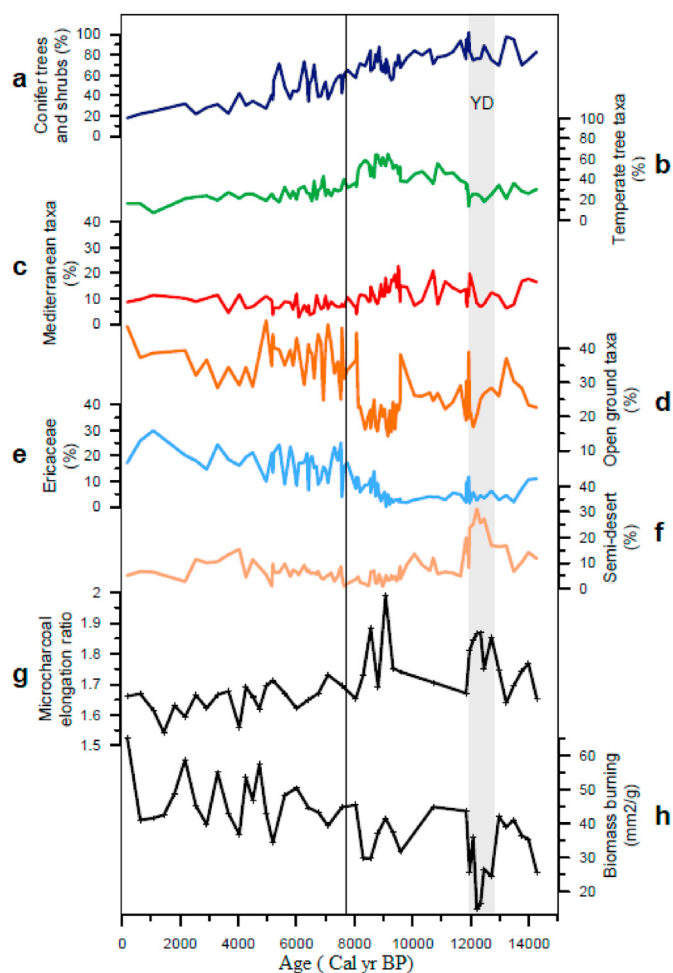


Fig. 9. Comparison between vegetation (a) to (f) and biomass burning (g) changes during the Holocene in the southwestern Iberian Peninsula recorded in the deep-sea core MD95-2042. Pollen percentages of (a) conifer trees and shrubs, (b) Temperate tree taxa, (c) Mediterranean taxa, (d) Open ground taxa, (e) Ericaceae, (f) Semi-desert (Chabaud et al., 2014), (g) Microcharcoal elongation ratio, (h) Microcharcoal concentrations (mm^2/g) (Daniau et al., 2007).

and Mediterranean vegetation (Douro watershed) and of open vegetation (Guadalquivir and Guadiana watersheds). Low elongation ratio characterised the Atlantic bioclimatic region dominated by deciduous forests and shrublands (Ericaceae) (Minho and Douro watersheds).

The sharp decrease of biomass burning, associated with elongated particles during the YD, and the relatively weak biomass burning between 10 and 8 kyr, suggest frequent small fires of low intensity occurring in open vegetation or in mixed Atlantic and evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetations. The increase in microcharcoal concentrations during the past 8 kyr could have been driven by infrequent large fires of high intensity spreading into open evergreen sclerophyllous Mediterranean vegetation. However, the relatively low values of the elongation ratio suggest the burning of Atlantic vegetation and shrublands.

The comparison with pollen-based vegetation changes detected in the same core (Chabaud et al., 2014) confirms that the sharp decrease in biomass burning, associated with elongated particles during the YD, is associated with the expansion of semi-desert vegetation (Fig. 9f). The YD is characterised by cold and dry climate conditions in the area (Chabaud et al., 2014), potentially reducing fire hazards due to fire weather (less heat waves) or reducing fuel build-up associated with a fuel-limited environment of semi-desert vegetation (Gauquelin et al., 1998). Between 10 and 8 kyr, the relatively low biomass burning is associated with low percentages of open ground taxa (Fig. 9d) and with the development of evergreen sclerophyllous Mediterranean and temperate forests (Chabaud et al., 2014), a relatively closed Mediterranean forest rich in deciduous trees that are not fire-prone species (Fig. 9b and c). The new increase of biomass burning since 8 ka is associated with the expansion of open vegetation, mainly marked by the rise of Ericaceae-dominated shrublands (Fig. 9e) and open ground taxa and by the reduction of forest elements, i.e. a decrease in Mediterranean, temperate and conifer trees and shrubs (Fig. 9a), corresponding to the development of a maquis. Intense fires in Ericaceae shrublands produce high charcoal concentrations (Blackford, 2000). Ericaceae burning would also explain the relatively low values of the elongation ratio during this period, as observed in the Atlantic bioclimatic region at present. Our interpretation of biomass burning increase since 8 ka is in accordance with present-day plant and fire ecology. The opening of forests under disturbance, including fires, led to the expansion of shrubland/maquis communities including Ericaceae (Baudena et al., 2020; Le Houerou, 1973; Morales-Molino et al., 2020; Naughton et al., 2007).

6. Conclusion

Microscopic charcoal particles (between 10 and 125 μm -length) were analysed in 102 marine core-top sediment samples collected on the Iberian margin and the Gulf of Cádiz. Microcharcoal concentrations and morphologies (elongation) were quantified and compared to present-day satellite remote sensing fire patch information, climate and vegetation data, and physical site-specific variables on land and in the ocean, in order to better understand how microcharcoal concentrations represent fire regimes on land. Results show an increasing trend of microcharcoal concentrations from the north to the south of the Iberian margin, independent of the spatial pattern in the number of fires and the burnt areas. The spatial distribution of microcharcoal concentrations and morphologies may reflect patterns of fire size, fire radiative power, burnt vegetation type, climate, and NPP on land. We infer that increases of microcharcoal concentrations with a large amount of elongated particles are associated with rare and large summer fires of high intensity, fuelled during previous winters, spreading into open (shrub) vegetation under a hot and dry climate. Our results suggest

that fires in open Mediterranean woodlands in the south of the Iberian Peninsula produce more microcharcoal than fires spreading in closed temperate forests in the north. No relationship was observed between the spatial distribution of concentrations and the physical site-specific variables on land (size of watershed, river discharges and suspended sediment loads). In the ocean, microcharcoal concentrations are highly variable on the continental shelf, increase along the slope and are low in the abyssal plain. The application of these results in the interpretation of a Holocene paleofire record from the Iberian margin, confirmed by the pollen-based vegetation record obtained from the same sample set, suggests that small and recurrent fires of low intensity were spreading in closed vegetation between 10–8 ka. In addition, large and rare fires of high intensity developed since 8 ka, contemporaneous with the degradation of the Mediterranean forest and the expansion of open (Ericaceae-dominated shrubland) vegetation.

Declaration of competing interest

The authors have no competing interests to declare.

Acknowledgements

This work was supported by the French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) programme LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement) CAMPFIRE project; by the ANR BRAISE project, grant ANR-19-CE01-0001-01 of the French Agence Nationale de la Recherche; and by the ESA FIRECCI project. M. Genet is supported by a doctoral fellowship from the University of Bordeaux. We gratefully acknowledge I. Billy, O. Ther and L. Devaux for their technical help, and M. Rasolonjatovonirina for the initial burnt species data compilation. We thank EPOC and LSCE laboratories for giving us access to their repositories of marine sediments. We thank IFREMER for access to sediment cores curated at CREAM (Centre de Ressources en Echantillons et Archives Marins) seabed sediment and rock samples repository. Particular thanks go to the staff from Unité de Recherche Géosciences Marines and from SISMER (French National Oceanographic Data Centre).

The authors are grateful to the chief scientists, coring and logistic teams of the CADISAR 1, CADISAR 2, FAEGAS 4, FORAMPROX-1, CEPAG, IMAGES V LEG5, JC089, OMEX 2, PACEMAKER, PALEO, PECH7, MD134-PICABIA, MD123-GEOSCIENCES 1, MD140-PRIVILEGE, MD141-ALIENOR 1, MD101-IMAGES 1 and NORESTLANTE 3 leg 1 oceanographic cruises.

We thank Richard Vachula and two anonymous reviewers for their valuable comments.

Author contributions

M.G. and A.-L.D. designed research; M.G. performed research; F.M., V.H., S.S., V.D., M.G., F.A., P.A., F.B., J.B., B.D., F.E., D.A.H., T.M., F.N., L.R., P.T., M.F.S.G. contributed data, analytic advices and sediments; M.G. and A.-L.D. led the writing of the paper. All authors edited the paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107148>.

References

- Adolf, C., Wunderle, S., Colombaroli, D., Weber, H., Gobet, E., Heiri, O., Leeuwen, J.F.N., van Bigler, C., Connor, S.E., Galka, M., Mantia, T.L., Makhortykh, S., Svitavská-Svobodová, H., Vannièrè, B., Tinner, W., 2018. The

