



HAL
open science

L'influence du climat et des activités humaines sur l'histoire holocène de la végétation du nord-ouest de la Méditerranée

Julien Azuara

► **To cite this version:**

Julien Azuara. L'influence du climat et des activités humaines sur l'histoire holocène de la végétation du nord-ouest de la Méditerranée. Paléontologie. Museum national d'histoire naturelle - MNHN PARIS, 2017. Français. NNT : 2017MNHN0012 . tel-02052002

HAL Id: tel-02052002

<https://theses.hal.science/tel-02052002>

Submitted on 28 Feb 2019

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.



MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Ecole Doctorale Sciences de la Nature et de l'Homme – ED 227

Année 2017

bibliothèque

N°attribué par la

□□□□□□□□□□□□□□

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DU MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

Spécialité : Quaternaire et Préhistoire

Présentée et soutenue publiquement par

Julien Azuara

Le 18 décembre 2017

**L'influence du climat et des activités humaines sur
l'histoire holocène de la végétation du nord-ouest de
la Méditerranée**

Sous la direction de : **Combourieu-Nebout Nathalie, Directrice de
Recherche CNRS; Lebreton Vincent, Maître de conférences HDR MNHN; et
Mazier Florence, Chargée de recherche CNRS**

JURY :

Mme. Combourieu-Nebout Nathalie	Directrice de Recherche, Muséum national d'histoire naturelle, Paris (075)	Directrice de thèse
M. Lebreton Vincent	Maître de conférences HDR, Muséum national d'histoire naturelle, Paris (075)	Directeur de thèse
Mme. Mazier, Florence	Chargée de recherche, Université Jean Jaurès, Toulouse (031)	Directrice de thèse
M. Roberts, Neil	Professor, Plymouth University, Plymouth	Rapporteur
Mme. González-Sampériz, Penelope	Tenure scientist, Pyrenean Institute of Ecology, Zaragoza	Rapporteur
Mme. Ruas, Marie-Pierre	Directrice de Recherche, Muséum national d'histoire naturelle, Paris (075)	Examinatrice
M. Lespez, Laurent	Professeur, Université de Paris Est Créteil, Meudon (092)	Président du jury
M. Dezileau, Laurent	Maître de conférences HDR, Université de Montpellier 2, Montpellier (034)	Examineur

[...]

Trempe, dans l'encre bleue du golfe du Lion,
Trempe, trempe ta plume, ô mon vieux tabellion,
Et, de ta plus belle écriture,
Note ce qu'il faudrait qu'il advînt de mon corps,
Lorsque mon âme et lui ne seront plus d'accord
Que sur un seul point : la rupture.

[...]

Juste au bord de la mer, à deux pas des flots bleus,
Creusez, si c'est possible, un petit trou moelleux,
Une bonne petite niche,
Auprès de mes amis d'enfance, les dauphins,
Le long de cette grève où le sable est si fin,
Sur la plage de la Corniche.
C'est une plage où, même à ses moments furieux,
Neptune ne se prend jamais trop au sérieux,
Où, quand un bateau fait naufrage,
Le capitaine crie : "Je suis le maître à bord !
Sauve qui peut ! Le vin et le pastis d'abord !
Chacun sa bonbonne et courage !"

[...]

Supplique pour être enterré à la plage de Sète, George Brassens

Remerciements

Ce travail de thèse n'aurait jamais vu le jour sans Nathalie COMBOURIEU-NEBOUT et Vincent LEBRETON qui m'ont véritablement construit ce sujet « sur mesure ». D'abord en master, puis au cours de ce doctorat, ils m'ont accompagné dans mon cheminement pour me former, m'aiguiller mais aussi m'encourager à prendre des initiatives et développer ma propre recherche. Je tiens à les remercier, pour cela bien sûr, mais aussi et surtout pour leur soutien quotidien au cours de ces trois ans de travail, leurs conseils toujours précieux, leur disponibilité, leur investissement et bien sûr pour leur constante bonne humeur au laboratoire comme sur le terrain qui a participé à faire de ce travail un véritable plaisir. Je voudrais également remercier Florence MAZIER pour son accueil toujours chaleureux au laboratoire Géode à Toulouse ainsi que chez elle, pour ses avis éclairés, son franc-parler et sa patience, notamment dans ma formation aux SIG. Je n'oublie pas les excellents moments passés ensemble sur le terrain à Lodève, ni la journée dans les Pyrénées pour prélever une carotte dans une tourbière, ni le fait qu'elle m'a permis de partir trois semaines en Sicile à la découverte d'une flore extraordinaire, un grand merci pour ces grands bols d'airs et de nature qui ont participé à donner du sens à mon travail !

Je remercie aussi chaleureusement les membres de mon comité de thèse, Marie-Pierre RUAS, Laurent DEZILEAU, Odile PEYRON et Nicolas VIOVY dont l'aide a largement dépassé le cadre des deux réunions obligatoires fixées par l'école doctorale. Leurs critiques toujours constructives ont permis de faire avancer ce travail. De plus, ils ont été disponibles en toutes circonstances pendant ces trois ans pour répondre à mes questions et m'ont notamment apporté une aide précieuse en m'aiguillant dans la bibliographie concernant des domaines qui m'étaient moins familiers.

Je remercie le laboratoire HNHP pour son accueil, merci notamment au directeur Christophe FALGUERES et à mon chef d'équipe Jean-Jacques BAHAIN. J'ai eu la chance d'effectuer mon travail de thèse dans de très bonnes conditions et j'ai eu l'opportunité de participer à de nombreux colloques très enrichissants pour ma formation. Merci à Medhi, Axel LE DOZE et Maeva LAFITTE qui ont successivement occupé le poste de technicien au cours de ma thèse et qui m'ont aidé dans le traitement de mes échantillons. J'ai une pensée toute particulière pour mes collègues doctorants en palynologie (maintenant docteurs) Ronan ORAIN qui a été d'une patience à toute épreuve lors de ma formation à la reconnaissance des grains de pollen et Sabhi JAOUADI dont la conversation et les kilos de makrouts ont été respectivement une source d'enrichissement spirituelle et nutritionnelle.

J'aimerais aussi exprimer ma gratitude à toutes les personnes que j'ai rencontrées sur le terrain au cours de ce travail et qui ont fait de ces missions des moments spéciaux : Laurent MARQUER et son bâton Paolo, Carole CUGNY et son sens de l'orientation hors pair, Michelle FARRELL qui m'a invité en Sicile, Graciella GIL-ROMERA et son optimisme inoxydable, Helen SHAW et sa passion pour les ruminants à cornes, ainsi que Laura SADORI et ses recettes de pâtes délicieuses. Dans cette liste j'ai volontairement omis Nicolas DE MUNNIK qui était à mes côtés à chaque mission et que je voudrais remercier tout spécialement pour avoir partagé avec moi ses trésors de connaissances sur la flore méditerranéenne. J'ai beaucoup appris sur la botanique de terrain à ses côtés et malgré ce qu'il en dira, les quelques tortillas que j'ai eu le privilège de lui cuisiner sont une bien maigre rétribution pour ses services.

Un grand merci à tous mes amis pour leur soutien au cours de ces trois ans. Merci à Corentin, Pauline, Franck, Gabriella, Anaïs, Nicolas qui ont égayé mes repas à la cantine. Merci à Felix L. et Laure pour leur accueil toujours sympathique à l'Herbier. Merci à Amaury, Chloé, Jérémy, Alicia, Myriam, Felix S., Anna, Mathieu, Cécile, Auxence et Valentin grâce à qui Paris paraît un peu moins grand. Merci à Théo, Hélène P., Jean-Loup, Alice et Quentin toujours disponibles pour des retrouvailles rafraichissantes à Lyon. Une pensée pour Gaelle et Hélène C. que j'aurais aimé avoir le temps de voir plus souvent. Enfin, merci tout spécialement à Alexandre Genin qui m'a accueilli à plusieurs reprises chez lui lors de mes déplacements à Montpellier, merci à lui pour son aide sur le terrain, pour avoir partagé son expérience en écologie avec moi et surtout pour les conversations à bâton rompu très stimulantes autour d'une bière.

Je n'en serais très probablement pas là sans Marc PHILLIPE qui lorsque j'étais enfant m'a transmis avec sa passion contagieuse le virus des sciences naturelles et particulièrement celui de la botanique. Il a depuis suivi mon parcours et a toujours été disponible pour répondre à mes questions, me donner des conseils et m'encourager.

Il faut aussi que je remercie mes parents et mes beaux-parents pour leur soutien sans faille et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci à ma maman pour son aide précieuse et à mon papa pour sa curiosité insatiable. Pour finir, je remercie de tout mon cœur Julie qui m'a supporté pendant trois ans, qui m'a aidé, m'a soutenu dans les moments difficiles et m'a encouragé, merci pour les longues séances de répétition la veille de partir en colloque et les innombrables relectures. Je remercie aussi ma petite Inès qui a épargné mon sommeil au cours de cette troisième année et qui m'a permis de garder le moral en toute circonstance grâce à son sourire et ses rires.

Résumé

Les influences respectives de l'anthropisation et de la variabilité climatique sur l'histoire de la végétation méditerranéenne sont difficiles à différencier et peuvent être variables d'une région à une autre. Ce travail de recherche a pour objectif de mieux caractériser l'influence des populations humaines et de la variabilité climatique sur la mise en place des environnements du nord-ouest de la Méditerranée (i) en apportant une contribution inédite à l'étude de l'histoire de la végétation de cette région et (ii) en développant de nouveaux outils de traitement des données paléo-environnementales.

Pour cela, deux nouvelles séquences polliniques à haute résolution temporelle situées dans le Languedoc (France) et dans la région de Murcie (Espagne) ont été acquises. Elles couvrent respectivement les 7800 et 6500 dernières années. Dans le Languedoc, la végétation est dominée par des taxons plutôt mésophiles pendant la majeure partie de la séquence, notamment le hêtre qui forme des forêts à basse latitude en zone méditerranéenne. Ce dernier régresse sous l'effet d'une aridification croissante du climat, combinée à des crises d'aridités centennales. D'un autre côté, la végétation sclérophylle méditerranéenne s'installe progressivement depuis le Néolithique en lien avec une anthropisation croissante. Dans la région de Murcie, l'impact du climat sur la végétation est plus équivoque, c'est l'impact de l'Homme qui est le plus nettement visible. Les formations arbusitives et pionnières montrent clairement des phases de développement et de régression liées aux variations de l'anthropisation du territoire.

D'autre part, un travail de calibration du signal pollinique par rapport à la végétation a été initié. Le modèle de transport des grains de pollen, REVEALS, a été adapté aux environnements de dépôts côtiers tels que ceux étudiés dans cette thèse. De plus, des données en vue de la quantification de la production pollinique de douze des principaux taxons méditerranéens ont été collectées et traitées.

Pour finir, l'analyse spectrale de séries temporelles paléoclimatiques a permis de caractériser l'influence de l'activité solaire, de la circulation thermohaline atlantique et de la variabilité climatique tropicale sur le climat du nord-ouest de la Méditerranée. La variabilité spatiale du signal climatique à l'holocène en Méditerranée a également été discutée grâce à une remise en contexte des résultats de cette thèse à l'échelle de l'ensemble du bassin Méditerranéen.

Abstract

Holocene climate fluctuations and human activities since the Neolithic have shaped present-day Mediterranean environments. Separating anthropogenic effects from climatic impacts to better understand Mediterranean paleoenvironmental changes over the last several millennia remains a challenging issue. This work aims to characterize the influence of human activities and past climate variability over the development of north western Mediterranean environments by (i) providing new data about the vegetation history of this region and (ii) developing new tools for paleoenvironmental data processing.

Two high-resolution pollen sequences from Languedoc (France) and the Murcia region (Spain) are presented, covering the last 7800 and 6500 years, respectively. In Languedoc, the past vegetation is dominated by mesophilous forests during most of the sequence, in particular beech forests growing at low altitude within the Mediterranean area. However, recurrent abrupt climate changes, the late Holocene aridity trend, and human deforestation caused beech forests to decline. On the other hand, evergreen Mediterranean vegetation has developed gradually since the Neolithic due to the increasing human impact. In the Murcia region, the influence of past climate variability on the environment is less obvious. Changes in human activities are clearly driving most of the observed vegetation changes. Shrubs and pioneer plants show spread and decline phases alternatively in relation to archeological and historical records.

Work to adapt pollen based land-cover reconstruction methods developed in northern Europe to the Mediterranean area was also initiated. REVEALS model of pollen dispersal and deposition was adapted to coastal sedimentary basins such as those studied in this PhD. However, to apply such pollen based land-cover reconstruction methods, pollen productivity estimates are needed. Thus, the data necessary to quantify the pollen productivity of 12 Mediterranean plant taxa were collected and processed.

Finally, spectral analysis of paleoclimate time series using wavelets allowed us to characterize the influence of solar variability, the Atlantic thermohaline circulation, and tropical climate variability on the past climate of the north-western Mediterranean. The spatial variability of past climate changes in the Mediterranean is also highlighted by comparing our results obtained for the north western Mediterranean with paleoclimate data from the whole Mediterranean basin.

Table des matières

Introduction	21
Informations préliminaires	25
Chapitre I Le nord-ouest de la Méditerranée.....	27
1. Contexte géographique.....	27
2. Contexte climatique.....	30
a. Données météorologiques.....	31
b. Circulation atmosphérique	31
c. Circulation thermohaline	33
3. Contexte géologique.....	34
a. Le Languedoc	34
b. Le sud-est de l'Espagne	36
4. Végétation du Languedoc et de la région de Murcie	38
a. Le Languedoc (Rameau et al. 2008).....	38
b. La région de Murcie	42
Chapitre II : Matériel et Méthodes.....	47
1. Carottes lagunaires	47
a. Palavas	47
b. Mar Menor	50
2. Echantillons actuels et les relevés de végétation.....	53
3. Analyses palynologiques.....	53
4. Méthodes de reconstruction de la végétation passée.....	54
a. Méthode des analogues modernes	55
b. Calibration de la relation pollen-végétation.....	56
5. Intérêt et utilisation des ondelettes pour les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques.....	65

a. Principes généraux.....	65
b. Prétraitement des données paleoenvironnementales.....	69
c. Significativité.....	69
d. Ondelettes croisées.....	69
e. Propagation de l'incertitude des modèles d'âges dans les analyses par ondelettes...	70
f. Séries temporelles analysées	72
Chapitre III : Résultats	75
1. Résultats des analyses polliniques.....	75
a. La séquence de Palavas	75
b. La séquence de Mar Menor.....	80
2. Calibration de la relation pollen/végétation méditerranéenne dans la région de Lodève	
84	
a. Quantification de la production pollinique.....	84
b. Adaptation du modèle REVEALS aux contextes lagunaires.....	90
Chapitre IV : Impact des activités humaines versus impact du climat sur la végétation de	
Méditerranée occidentale à l'holocène : première approche.....	105
1. Changements de végétation en relation avec les variations climatiques et les activités	
humaines à l'holocène supérieur dans le Languedoc (Azulara et al. 2015, Climate of the	
Past)	105
2. Des forêts de hêtre à basse altitude en zone méditerranéenne dans le sud de la France	
au cours de l'holocène.....	124
3. Interprétation des changements de végétations observés dans la séquence de Mar	
Menor	166
a. Influence du contexte sédimentaire sur l'enregistrement pollinique.....	166
b. Impact du climat sur la végétation	169
c. Impact des activités humaines sur la végétation.....	172
4. Comparaison de l'histoire de la végétation à Palavas et Mar Menor.....	188
a. Comparaison générale	188

b. Impact des activités humaines sur la végétation méditerranéenne : exemple de la période romaine à Palavas et Mar Menor.....	189
Chapitre V : Caractérisation de la variabilité climatique holocène en Méditerranée	193
1. La variabilité climatique holocène en Méditerranée : contribution de l'analyse par ondelettes de plusieurs séquences et plusieurs proxies du Nord-Ouest de la Méditerranée	194
2. Comparaison de la variabilité climatique entre la Méditerranée occidentale et orientale (Jalali et al. 2017, The Holocene).....	248
Conclusion.....	263
Perspectives	267
Bibliographie	269

Liste des Figures

Figure I-1 : Carte de la Méditerranée	28
Figure I-2 : Vue satellite des étangs palavasiens et de ses alentours	29
Figure I-3 : Vue satellite de la lagune de Mar Menor et ses alentours.....	30
Figure I-4 : Circulation atmosphérique et thermohaline en Méditerranée occidentale. MAW : Modified Atlantic Waters, LIW : Levantine Intermediate Waters, WMDW : Western Mediterranean Deep Waters.....	32
Figure I-5 : Schéma structural de la région de Palavas (réalisé à partir de la carte géologique de France au 10 ⁶ ème)	35
Figure I-6 : Carte géologique simplifiée du sud-est de l'Espagne (redessinée d'après Peinado et al. 1992).....	37
Figure I-7: Distribution des principales essences forestières dans le département de l'Hérault par zone de dominance (redessinée grâce aux données de l'inventaire national forestier IFN1, Azuara et al., Journal of Vegetation Science, en révision).	39
Figure I-8 : Carte de répartition des étages de végétation dans la région de Murcie.	42
Figure II-1 : Position des deux carottes (PB06 et EG08) dans le système lagunaire de Palavas	47
Figure II-2 : Modèle d'âge et stratigraphie simplifiée de la carotte PB06. Les événements de tempêtes sont marqués en rouge et les niveaux argilo-limoneux en gris.	48
Figure II-3 : Corrélation stratigraphique entre la première partie de la carotte PB06 et la carotte EG08. Les événements de tempêtes sont marqués en rouges et les niveaux argilo-limoneux en gris.	49
Figure II-4 : Position de la carotte MM2 dans le système lagunaire de Mar Menor	50
Figure II-5 : Modèle d'âge et stratigraphie simplifiée de la carotte MM2. Les événements de tempêtes sont marqués en rouge et les niveaux argilo-limoneux en gris.	52
Figure II-6 : Position des 24 sites étudiés et échantillonnés dans le cadre de la calibration de la production pollinique des taxons méditerranéens.	53

Figure II-7 : Carte de gauche : extrait de la carte d'occupation des sols OCSSOL 2006 pour la région de Lodève. Carte de droite : Positionnement aléatoire des sites étudiés à partir de la carte d'occupation des sols en excluant les espaces anthropiques. (Figure par F. Mazier)	59
Figure II-8 : Exemple de relevé au quadra dans un des sites échantillonnés.	60
Figure II-9 : Disposition des cadrats de 1x1m pour les relevés de végétation dans les 10 m autour du point de prélèvement (en rouge).	61
Figure II-10 : Exemple d'un relevé de végétation entre 10 et 100 m autour d'un point d'échantillonnage.	62
Figure II-11 : Méthodes de caractérisation de la composition des communautés végétales (dessin C. Cugny).....	63
Figure II-12 : Exemple de la carte de végétation entre 100 et 1500m autour du point de prélèvement L08 (point rouge), obtenu par synthèse des données IFN1, OCCSOL L-R 2006, RPG 2012, des photographies aériennes. Chaque couleur représente une communauté végétale différente renseignée par relevés de terrain ou extraite de l'IFN1.....	64
Figure II-13 : Tracés de l'ondelette mère de type Morlet (a) et de deux exemples d'ondelettes filles (b) et (c) dérivées de cette ondelette mère par translation et mise à l'échelle. Les courbes noires représentent les parties réelles des fonctions et les courbes rouges représentent les parties imaginaires.....	66
Figure II-14 : Exemple d'analyse par ondelettes. (a) Exemple théorique d'une série temporelle présentant des cyclicités non stationnaires. Entre 1000 et 500 ans cal BP la cyclicité possède une période de 100 ans et entre 500 et 0 ans cal BP la cyclicité possède une période de 250 ans. (b) Scalogramme de la série temporelle non-stationnaire. La valeur du module est représentée par un code couleur avec en bleu les valeurs les plus basses et en rouge les valeurs les plus hautes. Deux maxima locaux de module sont visibles autour d'une période de 100 ans entre 1000 et 500 ans cal BP et autour d'une période de 250 ans entre 500 et 0 ans cal BP. La zone ombrée en blanc correspond au cône d'influence et les lignes noires continues au seuil de significativité de 0.95 (voir paragraphes ci-dessous).	68
Figure II-15 : Module de la transformée en ondelette d'une série temporelle paléoenvironnementales obtenue à partir de biomarqueurs (ACL, Jalali et al. 2017) en fonction de la période pour t=2000 ans cal BP. Cette courbe correspond à une « tranche » de scalogramme pour un instant donné. La zone grisée correspond à la dispersion des valeurs de la transformée due aux incertitudes du modèle d'âge. Les zones vertes correspondent aux	

incertitudes quant à la position des cyclicités significatives, les intervalles indiqués au-dessus de ces zones vertes correspondent à leurs bornes.	71
Figure III-1 : Diagramme total de la séquence de Palavas (partie 1).....	76
Figure III-2 : Diagramme total de la séquence de Palavas (partie 2).....	77
Figure III-3 : Spectre actuel simplifié de la lagune de Mar Menor.....	81
Figure III-4 : Diagramme total de la séquence de Mar Menor (partie 1).....	82
Figure III-5 : Diagramme total de la séquence de Mar Menor (partie 2).....	83
Figure III-6 : Diagramme simplifié des spectres de surface de la région de Lodève.....	89
Figure IV-1 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence de Mar Menor. A gauche la stratigraphie est représentée de manière simplifiée, en gris sont représentés les niveaux argilo-limoneux et en rouge les niveaux sableux de tempêtes.....	167
Figure IV-2 : Carte des principaux reliefs du sud-est de la péninsule Ibérique et distribution des principales séquences polliniques de la région comparées avec celle de Mar Menor (●).	168
Figure IV-3 : Carte des principaux reliefs de la région de Murcie (italique) et sites archéologiques mentionnés dans le texte. Les points bleus correspondent à l’inventaire des sites de la période Argar (première partie de l’Âge du Bronze). Les ronds les plus larges représentent les sites majeurs dont 1-La Bastida, 2-Lorca, 3-las Viboras de Bajil, 4-Cobatillas (Eiroa 2004).....	173
Figure IV-4 : Comparaison des données polliniques de Mar Menor avec la concentration en plomb dans la carotte MM2 (données fournies par L. Dezileau), et avec les données polliniques et de microcharbons de la séquence de Baza (Carrion et al. 2007) pour la période Argar.....	176
Figure IV-5 : Comparaison des données polliniques de Mar Menor avec la concentration en plomb dans les sédiments de la lagune et avec les principaux événements historiques qui affectent la région pour les périodes protohistoriques, antiques et pour le début du Moyen-Âge.	179
Figure IV-6 : Distribution des sites archéologiques romains à l’époque républicaine (a) et impériale (b) dans la région de Mar Menor (Orejas et Sanchez-Palencia, 2002).	181

Figure IV-7 : Comparaison des données polliniques de la séquence de Mar Menor avec la concentration en plomb des sédiments de la lagune et avec les données démographiques pour les villes de Murcie et Carthagène depuis le Moyen-Âge jusqu'à la période contemporaine.	184
Figure IV-8 : Comparaison des principaux taxons des séquences de Palavas et Mar Menor. A.d.F./Âge du Fer, I./Période Ibérique, Ant./Antiquité, M.A./Moyen Âge, M./Période Moderne, */Période Contemporaine	190

Liste des Tables

Table III-1 : Zonation du diagramme de la séquence de Palavas.....	79
Table III-2 : Zonation du diagramme de la séquence de Mar Menor.....	84
Table III-3 : Description des communautés végétales définies lors de la cartographie de la végétation dans la zone des 100-1500m autour des sites étudiés.....	85
Table IV: Names, positions, chronological frameworks and references of the sites used to map <i>Fagus sylvatica</i> past dynamic in south-eastern France throughout the Holocene.	155
Table V: Archeological sites with <i>Fagus</i> charcoals occurrences	158
Table VI: Detailed description of PB06 pollen diagram.....	163
Table VII: Number, position, altitude and frequency of nearest modern analogues.....	165

Introduction

La Méditerranée fait partie des 34 points chauds de biodiversité répertoriés par l'organisation *Conservation International* (Mittermeier et al. 2004), tout en étant une zone densément peuplée depuis plusieurs milliers d'années. A ce titre, elle constitue un espace privilégié pour étudier les interactions passées entre l'Homme, son environnement et le climat. La Méditerranée est aussi le siège d'une crise environnementale de grande ampleur. Elle figure parmi les régions du globe les plus sensibles au changement climatique en cours (Giorgi 2006). De plus, depuis le milieu du 20^{ème} siècle, l'explosion démographique, l'urbanisation croissante, l'essor du tourisme de masse et le développement de l'agriculture intensive font de la protection de l'environnement dans cette partie du monde un véritable défi (Thiébaud et Moatti 2016). Dans ce contexte, comprendre comment les écosystèmes méditerranéens réagissent aux variations du climat ainsi qu'aux contraintes anthropiques apparaît comme une nécessité pour mieux saisir les enjeux d'une telle crise. Dès lors, les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques deviennent particulièrement cruciales pour appréhender les dynamiques écologiques à court, moyen et long terme.

Les paysages actuels de la Méditerranée commencent à se mettre en place il y a 12 000 ans, dès la fin de la dernière glaciation (Huntley and Webb III 2012). Tout au long de la période appelée holocène, les écosystèmes arides et froids qui dominaient jusqu'alors le pourtour méditerranéen régressent peu à peu tandis que la végétation actuelle s'installe progressivement depuis des aires refuges (e.g. Gliemeroth 1995, Brewer et al. 2002, Magri et al. 2006, Giesecke et al. 2017). Au milieu de l'holocène, les arbres plutôt mésophiles, à feuilles décidues, dominent assez largement les forêts méditerranéennes, notamment dans le nord-ouest de la Méditerranée. Cependant, à partir d'environ 5000 ans cal BP, ces forêts caducifoliées commencent à reculer à basse et moyenne altitude au profit de la végétation sclérophylle qui domine aujourd'hui cette région (e.g. Reille and Pons 1992, Jalut et al. 2000, Carrion et al. 2003, Sadori et al. 2011).

Pendant longtemps, le climat de la période holocène était considéré comme relativement stable et l'installation progressive de la végétation sclérophylle du nord-ouest de la Méditerranée était interprétée comme le résultat quasi exclusif d'une anthropisation croissante (e.g. Vernet 1973, Planchais and Duzer 1978, Triat-Laval 1979, Planchais 1982, Bernard and Reille 1987, Reille and Pons 1992, Pons and Quézel 1998, Quézel 1999, Quézel and Médail 2003). Toutefois, l'étude des proxies paléoclimatiques de cette région a permis de mettre en évidence une histoire climatique très complexe, notamment caractérisée par une aridification progressive au cours

des derniers milliers d'années (e.g. deMenocal et al. 2000, Magny et al. 2002, 2012, Zazo et al. 2005, Roberts et al. 2011). Dès lors, sous l'influence de ces nouvelles données la communauté scientifique a été amenée à fortement nuancer le paradigme d'une végétation actuelle exclusivement façonnée par les activités humaines passées et présentes. De plus, la mise en évidence des changements climatiques rapides (Rapid Climate Changes, RCCs) dans un nombre de plus en plus important de séquences paléoclimatiques holocènes, complexifie encore un peu l'interprétation de ces changements de végétation (e.g. Combourieu-Nebout et al. 2009, Fletcher et al. 2012, Sadori et al. 2014, Jimenez-Moreno et al. 2015, Sicre et al. 2016, Smith et al. 2016). En effet, les changements climatiques à l'échelle décennale ou centennale agissent sur la végétation à des échelles de temps semblables à celles des activités humaines.

L'étude des changements de végétation à une échelle sub-continentale (rive nord de la Méditerranée, Méditerranée centrale, péninsule ibérique, ...) grâce à la comparaison de multiples séquences polliniques a amené certains auteurs à considérer le climat comme le principal responsable de l'installation de la végétation sclérophylle du nord-ouest de la Méditerranée (e.g. Jalut et al. 2000, Jalut et al. 2009, Pérez-Obiol et al. 2010, Sadori et al. 2011). Pour autant, à plus petite échelle la situation apparaît beaucoup plus complexe. Certaines séquences polliniques montrent bien un rôle très important de la variabilité climatique sur la dynamique passée de végétation (e.g. Carrion et al. 2003, Di Rita et Magri 2009, Sadori et al. 2014, Jimenez-Moreno et al. 2015). Cependant, d'autres montrent au contraire un contrôle très fort des changements environnementaux par les activités humaines (e.g. Carrion et Van Geel 1999, Carrion et al. 2007, Miras et al. 2007, Colombaroli et al. 2008, Tinner et al. 2009, Henne et al. 2015). Ainsi, s'il apparaît clairement que les facteurs climatiques et anthropiques doivent être tous les deux pris en compte pour expliquer l'histoire holocène des environnements méditerranéens (Beaulieu et al. 2005), leur influence respective doit être examinée au cas par cas en fonction du contexte de la région étudiée et reste encore très parcellaire à l'échelle régionale.

Dans ce contexte, la palynologie qui permet de suivre ces changements de la végétation au cours du temps constitue un outil de choix pour tenter de comprendre les facteurs climatiques et/ou anthropiques contrôlant ces processus, tout particulièrement lorsqu'elle est combinée avec d'autres marqueurs paléoclimatiques et paléoenvironnementaux. Cette thèse a donc pour objectifs :

- d'enrichir le corpus des études polliniques visant à différencier à petite échelle mais de façon précise l'influence des sociétés de celle du climat sur l'histoire de la végétation du nord-ouest de la Méditerranée,
- de tester et/ou développer des méthodes de traitement des données pour aller plus loin dans l'interprétation des séquences polliniques,
- de mieux comprendre les causes et les mécanismes de la variabilité climatique holocène, notamment à l'échelle centennale, préambule indispensable à une bonne compréhension des changements environnementaux de cette période.

Pour répondre à ces questions, cette thèse propose l'analyse palynologique à haute résolution de deux séquences de lagunes côtières du nord-ouest de la Méditerranée. La première séquence provient du système lagunaire de Palavas dans la région de Montpellier, dans le sud-est de la France. De nombreuses séquences polliniques y ont déjà été étudiées mais leurs cadres chronologiques restent souvent problématiques ; les dates radiocarbone utilisées n'étant ni calibrées ni corrigées en fonction des âges réservoir (Planchais 1973, 1982, 1987, Aloisi et al. 1978, Triat-Laval 1979, Planchais et Parra Vegara 1984, Puertas 1998). La nouvelle séquence de Palavas proposée dans cette thèse permet de réactualiser et d'enrichir la connaissance de l'histoire de la végétation du Languedoc. La deuxième séquence provient de la lagune de Mar Menor dans la région de Murcie, dans le sud-est de l'Espagne. Le seul enregistrement pollinique de cette région situé en zone littorale est issu d'un contexte archéologique et est discontinu (Fuentes et al. 2005) et les autres séquences polliniques disponibles sont toutes situées dans les montagnes de l'arrière-pays (Carrion et al. 2001a et b, 2004, Carrion 2002b). La nouvelle séquence de Mar Menor vient compléter le registre pollinique régional en reconstituant l'histoire de la végétation côtière.

Pour progresser dans la compréhension de l'histoire de la végétation du nord-ouest de la Méditerranée, plusieurs approches sont proposées pour relier spectres polliniques et environnements correspondants. La technique des analogues modernes (Guiot et al. 1990) qui compare quantitativement des spectres polliniques fossiles avec des spectres polliniques actuels, a été utilisée pour affiner la signification écologique des changements de végétations observés dans le sud de la France. Une autre approche, plus fine, permet de corriger les spectres obtenus grâce à des modèles de transport et de dépôt des grains de pollen pour reconstituer de manière quantitative le couvert végétal. Ces modèles permettent d'obtenir une image plus juste et plus quantitative de la composition de la végétation passée et d'aller plus loin dans l'interprétation de ces données tant en termes d'écologie que d'impact anthropique ou encore

climatique. Le modèle REVEALS de transport et de dépôt du pollen a ainsi été développé en Europe du nord pour les lacs et les tourbières (Sugita et al. 2007) mais n'est pas applicable à des contextes côtiers tels que ceux étudiés dans cette thèse. Pour cette raison, une adaptation de ce modèle est développée et combinée avec un travail de calibration de ce modèle pour la végétation méditerranéenne.

Enfin, pour mieux caractériser et surtout comprendre la variabilité climatique holocène en Méditerranée, un important travail d'étude de données paléoclimatiques est présenté en utilisant plusieurs approches. Les données de nombreux proxies seront comparées dans le domaine de leurs fréquences à l'aide d'un outil d'analyses spectrales très polyvalents, les ondelettes, pour discuter de manière plus directe les forçages et les mécanismes à l'origine de la variabilité climatique holocène. Pour finir, une comparaison des données paléoclimatiques et paléoenvironnementales du golfe du Lion et du delta du Nil (Jalali et al. 2017) permettra d'aborder les mécanismes de couplage climatique entre Méditerranée occidentale et orientale.

Après avoir présenté en détail le contexte et le cadre de cette étude, ce volume présentera les méthodes utilisées puis les résultats obtenus au cours de ce travail. La discussion comportera ensuite deux volets qui aborderont respectivement (i) la discrimination entre l'impact anthropique et l'impact climatique sur la végétation du Languedoc et de la région de Murcie, (ii) les causes de la variabilité climatique holocène ainsi que son impact sur les environnements méditerranéens.

Informations préliminaires

Ce travail de thèse est le fruit de collaborations multiples et s'inscrit dans le cadre des grands programmes Mistrals-PaleoMex et PAGES-Landcover-6k.

Les carottes lagunaires qui constituent le matériel de base de cette thèse ont été collectées sous la direction de L. Dezileau et pour partie dans le cadre de Mistrals-PaleoMex. J'ai réalisé le traitement chimique d'extraction pollinique et l'ensemble des comptages des échantillons lagunaires présentés dans cette thèse ainsi que leur interprétation et la rédaction des articles discutant ces données. L'analyse des échantillons polliniques *via* la technique des analogues modernes a été réalisée par O. Peyron. Les données sédimentologiques, géochimiques et le cadre chronologique des carottes ont été produits par L. Dezileau, P. Sabatier et O. Raji (Sabatier et al. 2010, 2012 ; Dezileau et al. 2011, 2016).

Les données de calibration polliniques ont été collectées au cours de missions financées par Mistrals-PaleoMex. L'organisation de la première campagne de terrain visant à calibrer la productivité pollinique des taxons méditerranéens a été conduite par F. Mazier et a été effectuée avec la collaboration, N. Combourieu-Nebout, C. Cugny, N. DeMunnik, V. Lebreton, L. Marquer et moi-même. V. Lebreton et N. Combourieu-Nebout ont réalisé le traitement chimique et l'analyse palynologique des échantillons actuels collectés lors de cette mission. J'ai organisé la seconde mission, et collecté des données de végétation complémentaires avec N. DeMunnik et A. Genin. J'ai mené la préparation et le traitement des données de végétation avec l'aide et sous le contrôle de F. Mazier qui a repris aujourd'hui la suite des traitements de la calibration relation pollen/végétation. J'ai mené moi-même le travail d'adaptation du modèle de transport de pollen REVEALS aux contextes sédimentaires côtiers.

Les séries temporelles traitées dans le chapitre V-1 (étude de la variabilité climatique) ont été fournies par L. Dezileau, P. Sabatier, B. Jalali, M. A. Sicre, M. A. Bassetti et J. Frigola. J'ai développé une suite de petits programmes informatiques afin d'analyser ces données à l'aide des ondelettes. J'ai notamment développé (i) un programme permettant de ré-échantillonner une série temporelle à pas de temps constant, (ii) un programme permettant l'extraction des résultats d'analyses par ondelettes et la recherche automatique de maxima locaux, (iii) un programme permettant « d'harmoniser plusieurs séries temporelles » afin de comparer leur contenu fréquentiel, (iv) un programme permettant de filtrer une série temporelle grâce aux ondelettes, (v) un programme permettant de réaliser de manière statistique des analyses de corrélations croisées entre des signaux filtrés et enfin (vi) un programme permettant de réaliser

des analyses multiples en ondelettes croisées. De plus, j'ai également développé un nouvel algorithme permettant de propager l'incertitude des modèles d'âges dans les analyses en ondelettes et écrit le programme informatique correspondant.

La comparaison des signaux climatiques contenus dans différentes séquences polliniques de Méditerranée est un travail réalisé en collaboration avec S. Jaouadi, N. Combourieu-Nebout et V. Lebreton. J'ai écrit un programme informatique permettant de comptabiliser à partir d'une base de données le nombre d'événements climatiques détectés par siècle.

Enfin, le travail de comparaison des données paléoclimatiques du golfe du Lion et du delta du Nil a été réalisé en collaboration avec B. Jalali, M. A. Sicre et N. Combourieu-Nebout. J'ai fourni des données sur le golfe du Lion et participé à la rédaction de l'article.

Certaines parties de ce travail sont présentées directement sous forme d'articles en anglais déjà soumis ou à soumettre. Pour permettre une bonne compréhension de ces articles, les deux premiers chapitres de ce manuscrit détaillent le contexte général de l'étude ainsi que les méthodes utilisées. Le troisième chapitre s'attache à exposer l'ensemble des résultats bruts obtenus au cours de ce travail de recherche. Afin d'assurer une cohérence au manuscrit, chacun des articles est précédé d'un résumé comportant les résultats majeurs et étoffé des points de discussions les plus importants. Toutefois, les résultats de Mar Menor ainsi que la discussion sur les événements arides en Méditerranée occidentale, pas encore écrits sous la forme d'articles, sont présentés dans un format plus « classique » dans des sous-parties rédigées en français.

Chapitre I Le nord-ouest de la Méditerranée

1. Contexte géographique

Enclavée entre l'Europe, l'Afrique et le Moyen-Orient, la Mer Méditerranée se situe à la jonction entre les latitudes subtropicales et tempérées entre 30° et 45° de latitude nord (Figure I-1). Cette mer presque complètement fermée, se divise en deux grands bassins est et ouest. La Méditerranée orientale communique avec la mer Noire *via* les détroits du Bosphore et des Dardanelles et, depuis la construction du canal de Suez, avec la mer Rouge. Elle est alimentée en eau douce par le Nil, un des fleuves majeurs qui draine le continent africain. La Méditerranée occidentale est délimitée au nord par le sud de la France, à l'est par la péninsule Italienne, au sud par les côtes du Maghreb et à l'ouest par la péninsule Ibérique. Elle est reliée à la Méditerranée orientale par le canal de Sicile et le détroit de Messine, et à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Plusieurs îles importantes émergent, comme l'archipel des Baléares, la Corse, la Sardaigne et la Sicile divisant cette partie de la Méditerranée en plusieurs sous-bassins profonds : mer des Baléares (1000-2000 m), bassin Liguro-provençal (2000-3000 m) et mer Tyrrhénienne (>4000 m) auxquels s'ajoutent au sud-ouest la mer d'Alboran entre l'Espagne et les côtes marocaines et algériennes (Figure I-1). Deux grands fleuves contribuent de manière importante aux apports d'eau douce : le Rhône, qui draine une grande partie de l'est de la France et finit sa course dans le golfe du Lion, et l'Ebre, qui traverse l'Espagne d'Ouest en Est depuis la Cantabrie et se jette en Mer des Baléares. Les côtes de la Méditerranée occidentale, à l'image de l'ensemble du bassin méditerranéen, sont particulièrement montagneuses. Les principaux reliefs sont le Massif Central, les Alpes, les Apennins, l'Atlas tellien, le Rif, les cordillères Bétiques, le système Ibérique et enfin les Pyrénées (Figure I-1).

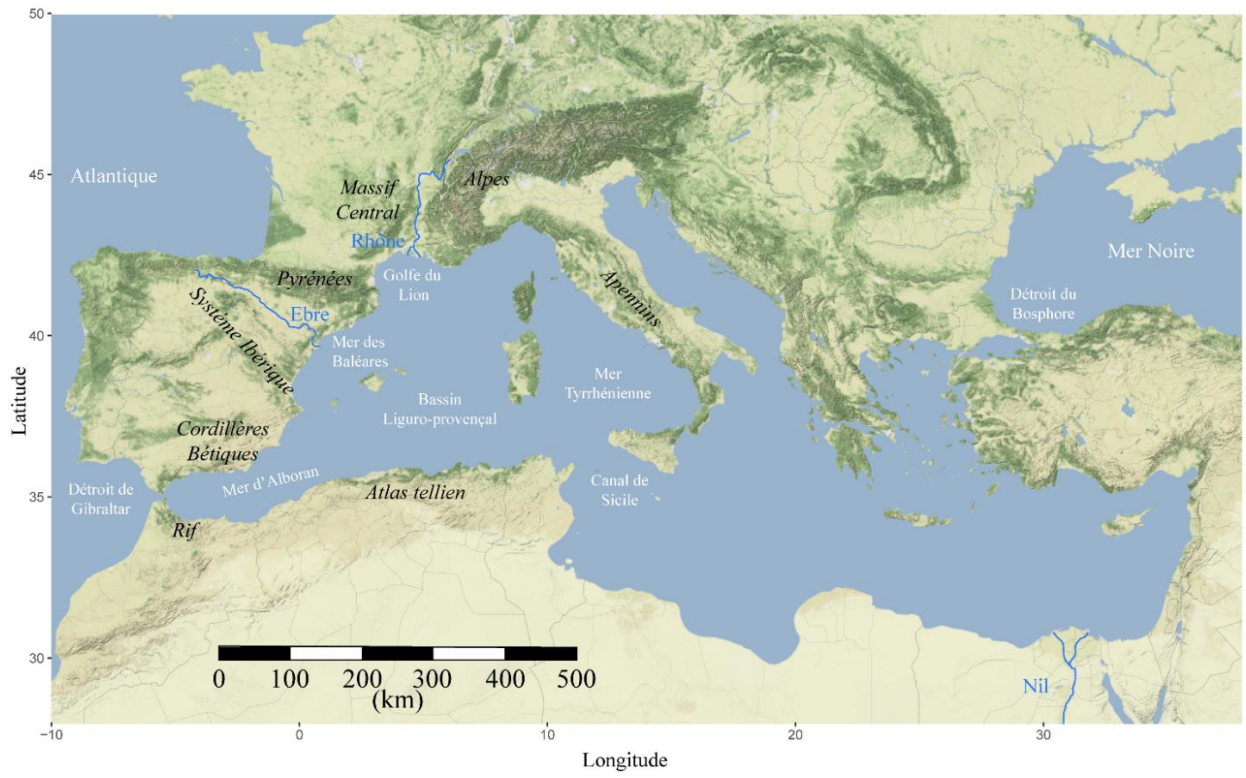


Figure I-1 : Carte de la Méditerranée

Le littoral du nord-ouest de la Méditerranée est caractérisé par trois grands types de contextes naturels, (i) les zones littorales accidentées correspondant souvent à des massifs cristallins et métamorphiques côtiers comme le massif des Maures en Provence ou le cap Creus en Catalogne, (ii) des plaines deltaïques notamment les très vastes delta du Rhône et de l'Ebre et enfin (iii) une multitude d'étroites plaines littorales coincées entre un arrière-pays plutôt montagneux et une côte souvent bordée de vastes lagunes saumâtres, séparées de la mer par de longs cordons sableux. C'est dans ce dernier contexte que s'inscrivent les recherches de cette thèse qui développeront les résultats acquis sur deux séquences naturelles situées respectivement dans le Languedoc en France et dans la région de Murcie en Espagne :

- La séquence Languedocienne a été prélevée dans le système lagunaire de Palavas, dans l'étang de Pierre Blanche, au sud de Montpellier (Figure I-2). Ce système lagunaire d'une vingtaine de kilomètres de long et d'une largeur allant jusqu'à 3,5 km est constitué de plusieurs étangs saumâtres peu profonds (maximum 1m) communicant entre eux mais isolés de la mer par une barrière de sable large de 150 m. Ce système lagunaire borde une plaine côtière délimitée à l'est par le delta du Rhône et au nord par un arrière-pays accidenté et de plus en plus montagneux en s'enfonçant dans les terres. A une cinquantaine de kilomètres au nord se trouve la bordure sud du Massif Central.

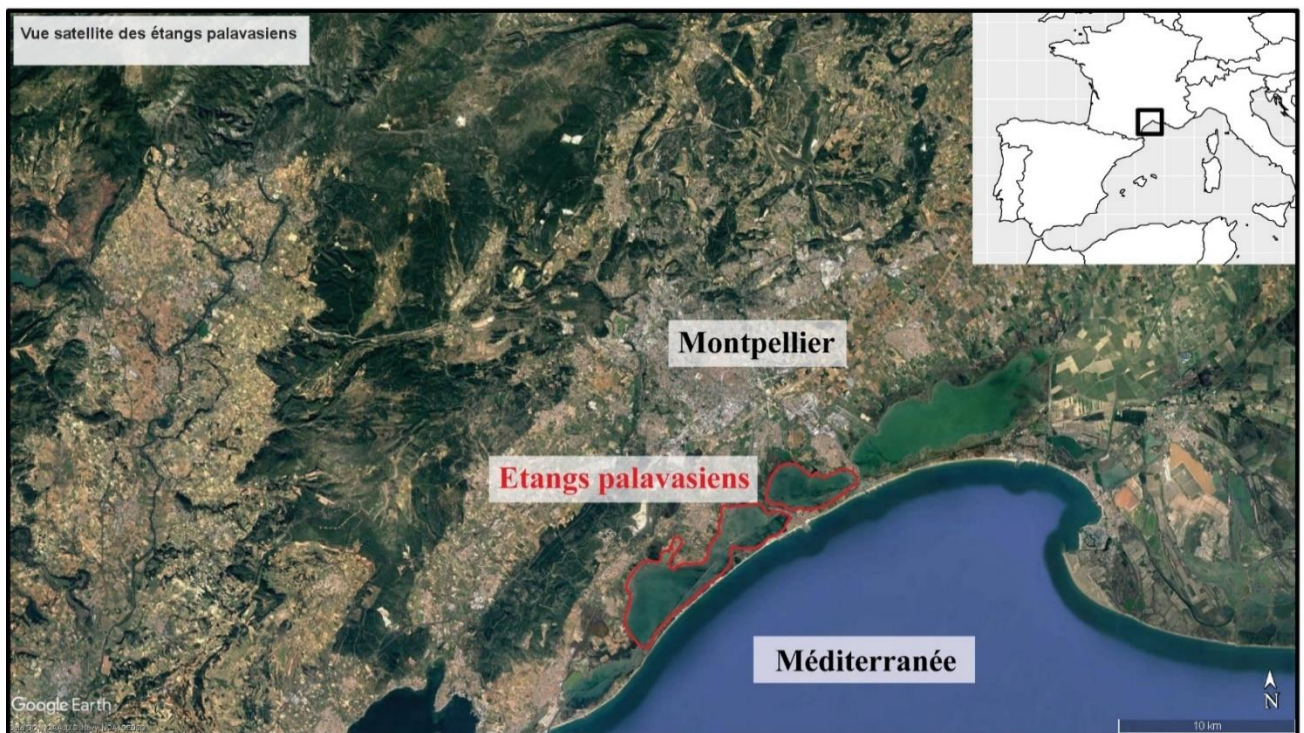


Figure I-2 : Vue satellite des étangs palavasiens et de ses alentours

- La séquence de la région de Murcie provient de l'immense lagune côtière de « Mar Menor » qui signifie littéralement « petite mer » (Figure I-3). Mar Menor est la plus grande lagune salée d'Europe. Elle occupe environ 135 km² avec une profondeur moyenne de 3.6 m et est séparée de la mer par une barrière de sable, « La Manga », de 20 km de long et d'une largeur comprise entre 30 et 500 m, percée de cinq canaux naturels appelés « Golas ». Cette lagune est située à la limite d'une vaste plaine côtière, le « Campo de Cartagena », également délimitée au sud par des massifs côtiers dont le massif minier de « Cartagena-La Unión » et au nord-ouest par deux massifs appartenant aux Cordillères Bétiques, la « Sierra de Carrascoy » et la « Sierra Espuña ».



Figure I-3 : Vue satellite de la lagune de Mar Menor et ses alentours

2. Contexte climatique

Le climat actuel de la Méditerranée occidentale est de type méditerranéen. Il est caractérisé par d'importants contrastes saisonniers entre d'une part des hivers doux et humides et d'autre part des été chauds et secs. Les précipitations sont maximales en automne et minimales en été. Ce climat de base se décline en plusieurs variantes le long de deux principaux gradients, un gradient de latitude du nord vers le sud de la Méditerranée occidentale, et un gradient d'altitude entre la côte et l'arrière-pays.

a. Données météorologiques

Dans le sud de la France, les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 500 et 800 mm en plaine. Au mois de Juillet, les précipitations mensuelles sont de l'ordre de 20 mm tandis qu'en automne des cumuls de précipitations, compris entre 200 et 600 mm en moins de 24 h, peuvent être enregistrés lors d'épisodes de pluie intenses, les épisodes cévenols. La température moyenne annuelle se situe autour de 14°C, avec des moyennes mensuelles comprises entre 23°C en juillet et 7°C en janvier. Avec l'altitude les contrastes saisonniers s'atténuent, les précipitations estivales sont plus importantes tandis que les températures hivernales sont un peu plus basses (données Météo France).

Le sud-est de l'Espagne est une région plus aride. En plaine, les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre seulement 250 et 330 mm. Les massifs des cordillères bétiques agissent comme un bouclier contre les perturbations venues de l'ouest. Ainsi les précipitations annuelles peuvent dépasser les 400 mm dans les montagnes ou au contraire tomber sous la barre des 190 mm dans les zones côtières les plus arides. La température moyenne annuelle se situe entre 16 et 17°C, avec une température moyenne autour de 27°C en juillet et de 10°C en janvier (Carrion 2002a).

b. Circulation atmosphérique

Le climat de l'Ouest du bassin Méditerranéen est particulièrement lié à la circulation atmosphérique générale sur l'Atlantique Nord et l'Europe (Plaut et Simmonet 2001). Ainsi, les systèmes de hautes pressions stagnant au-dessus des régions arctiques (Groenland, Islande) ou de la Scandinavie provoquent l'advection de dépressions venant de l'océan Atlantique vers la Méditerranée occidentale où les précipitations augmentent. Au contraire, lorsque l'anticyclone des Açores venant de l'Atlantique tropical se déplace vers le nord, alors les précipitations diminuent. La circulation atmosphérique générale influence également les régimes de vent. Ainsi, un blocage anticyclonique au niveau de l'est de l'Atlantique associé à une dépression au-dessus de la Méditerranée centrale favorise l'établissement de vents du nord ou du nord-ouest, froids et secs, sur le golfe du Lion, le Mistral et la Tramontane (Najac et al. 2009) (Figure I-4). De même, la persistance d'un anticyclone sur la Scandinavie génère des vents chauds et humides en provenance du sud-est en Méditerranée occidentale, comme le Marin (Plaut et Simmonet 2001) (Figure I-4). Enfin la circulation atmosphérique générale au-dessus de l'Atlantique nord et de l'Europe peut contribuer à déclencher des événements climatiques extrêmes tels que les épisodes cévenols (Nuissier et al 2011) ou les vagues de chaleur en été (Cassou et al 2005).

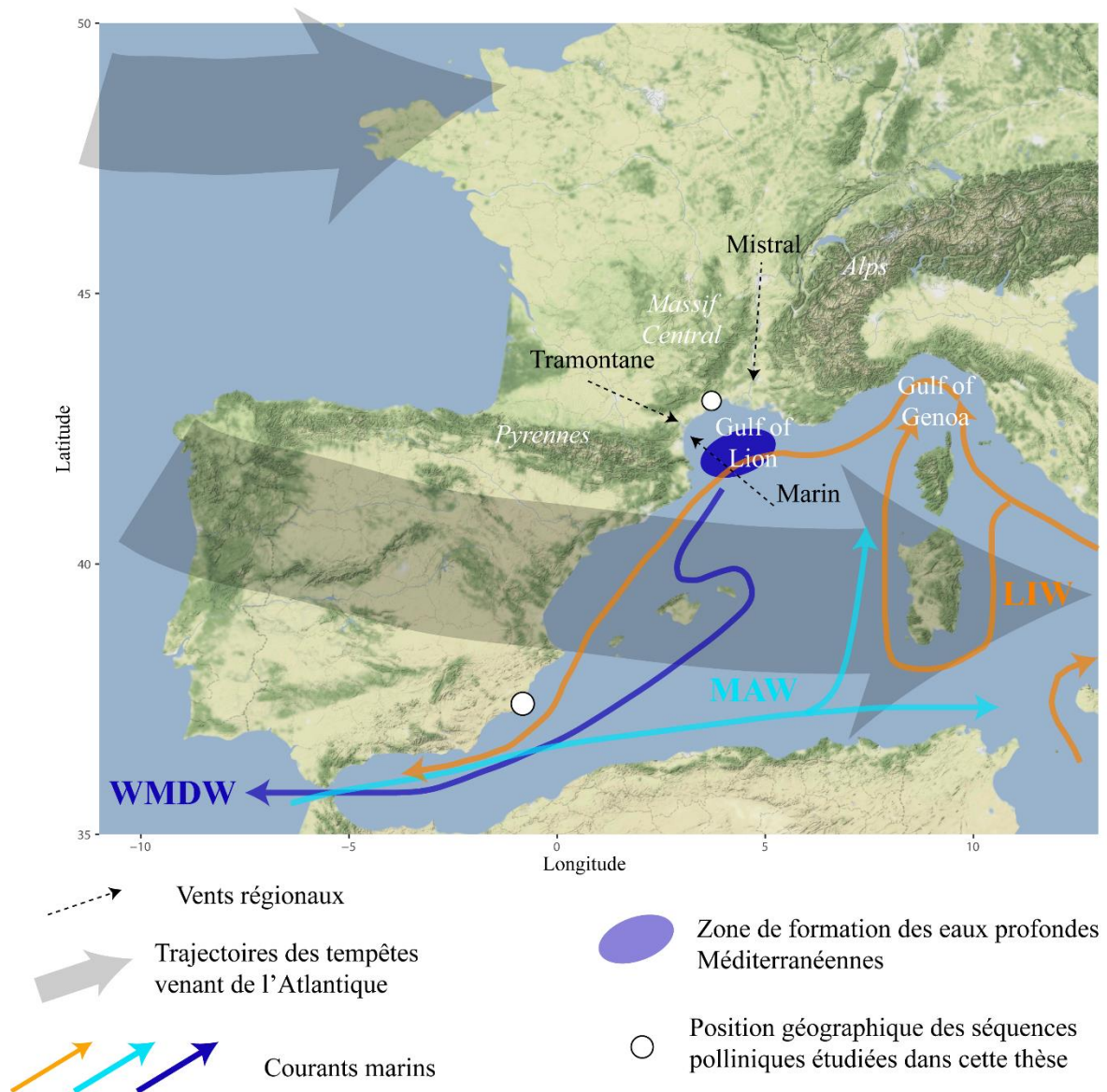


Figure I-4 : Circulation atmosphérique et thermohaline en Méditerranée occidentale. MAW : Modified Atlantic Waters, LIW : Levantine Intermediate Waters, WMDW : Western Mediterranean Deep Waters.

Superposés à cette circulation atmosphérique à grande échelle (échelle synoptique) qui influence considérablement le climat méditerranéen, des phénomènes météorologiques à plus petite échelle (mésos-échelle) contribuent aussi à la spécificité climatique de cette région. La mer Méditerranée représente une source importante d'humidité atmosphérique et de chaleur (Winschall et al. 2014). L'advection de masses d'air chaudes et humides depuis la mer vers les reliefs provoque des précipitations importantes tels que les épisodes cévenols déjà évoqués (Nuissier et al. 2011).

La Méditerranée est également une zone de formation de cyclones de petite envergure mais de très grande intensité (Lionello et al. 2016). L'interaction des dépressions d'échelle synoptique venant de l'Atlantique avec les reliefs et le réservoir de chaleur qu'est la Méditerranée, entraîne la formation de cyclones méso-échelles dans le golfe de Gênes (Trigo et al. 2000). Ce centre de cyclogenèse est l'un des plus actifs du bassin méditerranéen. Il influence directement des centres de cyclogenèse secondaires dans le Golfe du Lion et au niveau des îles Baléares (Trigo et al. 1999, Lionello et al. 2016). Au niveau de la péninsule ibérique, c'est essentiellement en été que le contraste thermique important entre le continent et la mer favorise la formation de dépressions thermiques et la cyclogenèse (Trigo et al. 1999).

c. Circulation thermohaline

Les eaux de la Méditerranée sont stratifiées en 3 niveaux : les eaux de surfaces, les eaux intermédiaires et les eaux profondes. Les eaux de surfaces (0-200 m), appelées en anglais « Modified Atlantic Waters » (MAW), sont originaires de l'océan Atlantique. Elles entrent par le détroit de Gibraltar et coulent vers l'est tandis que leur température et leur salinité augmentent (Figure I-4). Les eaux intermédiaires (200-500 m) ou « eaux levantines intermédiaires » (« Levantine Intermediate Waters » LIW), se forment en Méditerranée orientale à partir des eaux de surfaces enrichies en sel après leur traversée de la Méditerranée et qui plongent en profondeur lorsqu'elles sont refroidies par les vents froids et secs d'Anatolie. Ces dernières s'écoulent vers l'ouest, dans la direction opposée aux eaux de surface, (e.g. Frigola et al. 2007, Jalali et al. 2016) (Figure I-4). Enfin, les eaux profondes (>500 m) se forment dans quelques zones restreintes du bassin méditerranéen. Le Golfe du Lion est l'une d'elles (groupe MEDOC, 1970). Dans cette région, le Mistral et la Tramontane, vents secs et froids, entraînent un refroidissement et le mélange entre les eaux de surfaces et les eaux intermédiaires du Golfe du Lion, qui plongent alors vers les abysses (Rhein 1995, Schroeder et al. 2010). Les eaux profondes ainsi formées sont appelées « eaux profondes ouest méditerranéennes (Western Mediterranean Deep Waters – WMDW). Une fois dans le fond du bassin Liguro-Provençal, ces

eaux marines s'écoulent vers le sud, contournent l'archipel des Baléares, puis gagnent la mer d'Alboran. Finalement elles sortent de la Méditerranée vers l'Atlantique avec les eaux intermédiaires au niveau du détroit de Gibraltar (Figure I-4). Les eaux profondes et intermédiaires qui repassent ainsi dans l'océan Atlantique sont appelées « Mediterranean Outflow Waters » (MOW).

3. Contexte géologique

a. Le Languedoc

Dans le Languedoc, plusieurs grands ensembles se distinguent du point de vue pétrographique et structural (Figure I-5) (Chantraine et al. 1996) :

- Les massifs cristallins et métamorphiques de la bordure sud du Massif Central, la Montagne Noire et les Cévennes, représentent le socle paléozoïque à l'affleurement, vestige de l'orogénèse varisque.
- Les bassins sédimentaires d'âge Permien remplis de dépôts grésopelitiques qui sont le résultat de mouvements d'extension au sein de la chaîne varisque s'effondrant sous son propre poids à la fin du Paléozoïque.
- Les sédiments marins Mésozoïque qui couvrent aujourd'hui une partie importante de la région, se sont déposés sur un plateau continental peu profond bordant la Mésogée. Cet ensemble constitué de marnes, de calcaires, de dolomites et même de gypse au Trias, est intensément déformé et fracturé, surtout dans la partie la plus méridionale du Languedoc.
- Les sédiments continentaux de la première partie du Cénozoïque (Paleocène-Eocène-Oligocène) sont constitués de sédiments lacustres, de brèches et de poudingues. Les éléments les plus remarquables de cet ensemble hétérogène sont les calcaires lacustres éocènes qui couvrent une superficie particulièrement importante dans la région, ainsi que les sédiments Oligocènes conservés dans les grabens de la même époque.
- A partir du Miocène, la mer revient dans la région et dépose des sédiments marins composés de calcaires coquillers, de marnes et d'argiles dans les dépressions formées à l'Oligocène.
- Au Plio-Pléistocène, des sédiments essentiellement alluviaux se déposent sur la surface d'érosion du Messinien et comblent les profondes incisions dues à la baisse majeure du niveau marin.

- Enfin, toujours au Plio-Pléistocène, des dépôts volcaniques se mettent également en place dans la région, essentiellement dans les Causses, le bassin de Lodève, et la vallée de l'Hérault.

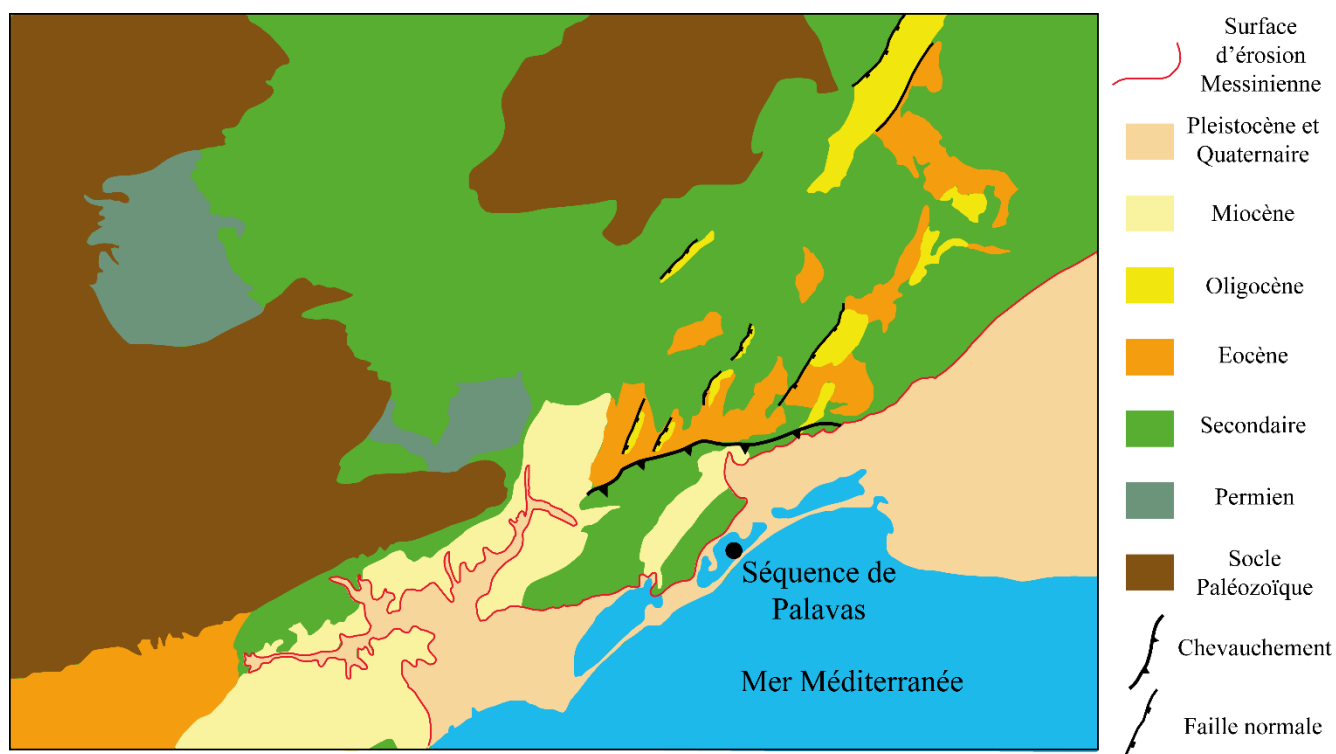


Figure I-5 : Schéma structural de la région de Palavas (réalisé à partir de la carte géologique de France au 10⁶ème)

La géologie très complexe de la région de Palavas porte les marques de chacune des étapes de l'histoire géologique de la Méditerranée occidentale. Le gradient altitudinal très fort depuis la côte jusqu'à l'arrière-pays s'installe en plusieurs étapes. L'émersion des terrains débute dès le milieu du Crétacé avec la formation de l'Isthme Durancien, une étroite bande de terre qui se prolonge vers la Provence (Séranne et al. 2002). Dès la fin du Crétacé, et surtout à l'Eocène, la formation de la chaîne pyrénéo-provençale va provoquer un premier soulèvement des terrains les plus au nord, en bordure du Massif Central, et d'importants plissements, des fractures et des chevauchements au sein de la couverture sédimentaire Mésozoïque au sud (BRGM Feuille XXVII-43). Les niveaux gypseux du Trias servent de niveaux de décollement privilégiés. Le massif de la Gardiole qui surplombe immédiatement les étangs palavasiens, est un massif jurassique très faillé mais peu plissé. Plus au nord, le « pli de Montpellier », un massif de Jurassique qui chevauche du Paleocène, était déjà plissé et faillé au Crétacé terminal, puis a été charrié de cinq à dix km vers le nord à l'Eocène en se déformant et se fracturant encore. Ce pli de Montpellier formait probablement, à l'Eocène moyen, un relief bordé au nord par de vastes

lacs dans lesquels se sont déposés les calcaires lacustres de cette période (BRGM Feuille XXVII-43). A l'Oligocène, l'ouverture du bassin liguro-provençal s'accompagne d'importants mouvements d'extensions sur le continent qui vont provoquer l'ouverture de bassins orientés NE-SO, bordés de failles normales, tel que le bassin d'Alès, le bassin de l'Hérault mais aussi de nombreux petits bassins dans l'arrière-pays de Montpellier. La grande faille de Nîmes qui borde l'ouest de la Camargue devait aussi délimiter un bassin de ce type (BRGM Feuille XXVII-43). Cette extension majeure à l'Oligocène s'accompagne également d'un nouvel épisode de surrection de la bordure sud du Massif Central et marque véritablement la différenciation entre les plaines littorales d'une part et les Cévennes, les Grands Causses et la Montagne noire d'autre part (Séranne et al. 2002). Cette différenciation s'accroîtra encore après une ultime phase de soulèvement au Miocène, peut être à la suite d'un bombement asthénosphérique. L'extension se poursuit jusqu'au Miocène, période au cours de laquelle s'ouvre le petit bassin de Gigan qui borde le massif de la Gardiole au nord (Séranne et al. 2002). A la fin du Miocène, au Messinien, la baisse importante du niveau de la Méditerranée va très profondément inciser la vallée du Rhône, mais aussi la zone actuelle de Montpellier et les lagunes côtières jusqu'à Béziers. Une fois comblée au Plio-Pléistocène, cette incision va former l'actuel bassin de Montpellier et l'étroite plaine côtière où sont situées les lagunes aujourd'hui (BRGM Feuille XXVII-43).

b. Le sud-est de l'Espagne

Du point de vue géologique, la région de Murcie appartient à l'ensemble des Cordillères Bétiques qui s'étend du golfe de Cadix à l'ouest jusqu'à l'embouchure du fleuve Júcar près de Valence, à l'est (Figure I-6). Ce vaste ensemble géologique résulte de la collision entre la partie septentrionale du domaine d'Alboran et la plaque Ibérique au Cénozoïque (Jolivet et al. 2008). Il se divise en 3 grandes unités : les massifs internes (ou pénibétiques), les massifs externes et les dépressions intrabétiques (Peinado et al. 1992).

Les massifs internes correspondent à la partie septentrionale du domaine d'Alboran qui a chevauché la marge sud de la plaque Ibérique. Les déformations y sont anciennes, elles débutent au Crétacé et s'achève à l'Oligocène. Cette unité est profondément affectée par la tectonique Alpine qui affecte le socle Paléozoïque dans toute son épaisseur (Peinado et al. 1992). Elle peut se diviser en trois sous-ensembles :

- Le complexe Nevado-Filabride, formé uniquement de roches métamorphiques d'âge précambrien à triasique (Micaschistes, marbres, quartzites, gneiss, amphibolites, ...)

- Le complexe Alpujarride constitué de roches métamorphiques essentiellement Paléozoïque (micaschistes, quartzites, phyllite) ainsi que de calcaires et dolomites du Trias moyen et supérieur.
- Le complexe Malaguide constitué principalement de roches sédimentaires d'âge Paléozoïque à Cénozoïque de lithologies très variées (argilites, calcaires, marnes, grès, conglomérats, ...)

Les massifs externes sont d'âge beaucoup plus récent. Ils correspondent aux sédiments déposés sur la marge continentale sud de la plaque Ibérique, émergés et déformés lors de la collision avec le domaine d'Alboran à partir du Miocène (Peinado et al. 1992). Cette unité est divisée en deux sous-ensembles :

- La zone subbétique, la plus éloignée du continent, dominée par des sédiments détritiques d'origine continentale (grès marnes, argiles, conglomérats...) jusqu'au Jurassique moyen puis par des sédiments plus océaniques (calcaires, marnes, dolomites) jusqu'au Miocène.
- La zone prébétique, la plus proche du continent, au sein de laquelle les milieux sédimentaires continentaux et côtiers sont particulièrement bien représentés avec des lithologies très variées (argiles, calcaires lacustres, conglomérats, grès, ...).

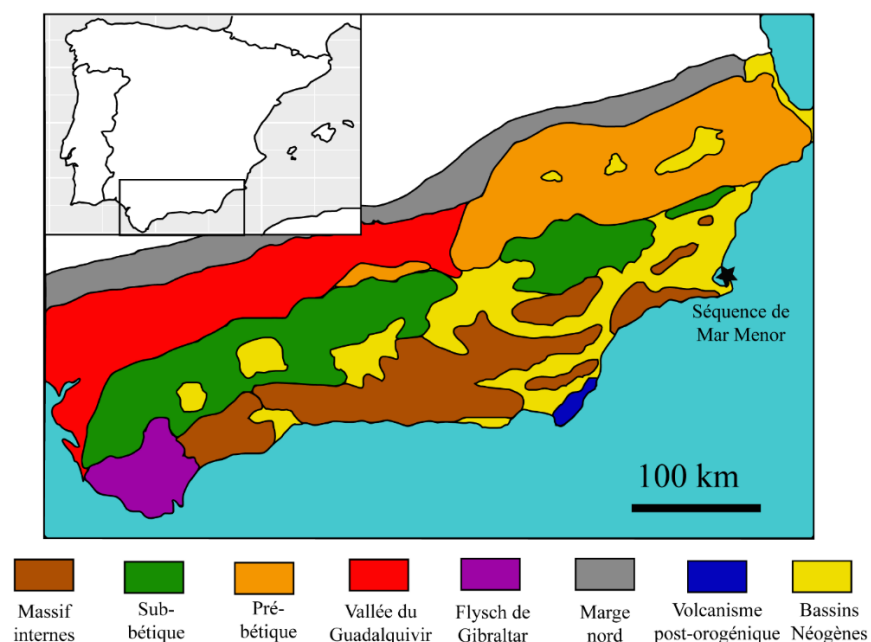


Figure I-6 : Carte géologique simplifiée du sud-est de l'Espagne (redessinée d'après Peinado et al. 1992)

Les dépressions intrabétiques, formées au Néogène, découpent l'ensemble des cordillères bétiques à l'emporte-pièce (Peinado et al. 1992). Ces bassins sont remplis de matériel sédimentaire néogène et quaternaire d'origine marine et continentale, avec des lithologies extrêmement variées (marnes, argiles, calcaires, grès, conglomérats, évaporites). La plaine côtière du Campo de Cartagena appartient à cet ensemble de dépressions.

Au sein de ces trois grandes unités se trouvent aussi des roches volcaniques post-orogéniques d'âge Miocène et Plio-Pleistocène. Ces dernières sont particulièrement bien représentées dans la région du Cabo de Gata (Figure I-6) mais se rencontrent aussi un peu partout sous forme d'affleurements isolés, voire de petits édifices volcaniques, comme par exemple les îles de la lagune de Mar Menor. Malgré sa faible extension à l'échelle de la région, ce volcanisme est particulièrement important car il a induit à une importante activité hydrothermale qui est à l'origine de minéralisations dans les complexes Nevado-Filabride et Alpujarride (Tricherini et al. 2010). Parmi les minéraux déposés lors de cette activité hydrothermale se trouvent, entre autres, les galènes argentifères des gîtes miniers du massif de Cartagena-la Union qui furent exploités depuis au moins l'époque Phénicienne (7^{ème} siècle av. J.C.) (Renzi 2013).

4. Végétation du Languedoc et de la région de Murcie

La végétation Méditerranéenne est adaptée à la sécheresse estivale marquée qui caractérise le climat de cette région. L'important gradient altitudinal qui caractérise le pourtour méditerranéen se traduit par un étagement de la végétation depuis les plaines les plus thermophiles jusqu'aux massifs où les contrastes saisonniers s'atténuent progressivement. Les botanistes distinguent six étages de végétation bien distincts en région méditerranéenne : l'infra-méditerranéen, le thermo-méditerranéen, le méso-méditerranéen, le supra-méditerranéen, le montagnard-méditerranéen et l'oro-méditerranéen (Quézel 1976). L'étage infra-méditerranéen correspondant à la zone de l'Arganier et cantonné au sud du Maroc ne sera pas évoqué dans ce travail. Bien évidemment les limites inférieures et supérieures de ces étages varient en fonction de la latitude, avec des étages montant plus haut en altitude dans les régions méridionales (Quézel 1976, Rivas-Martinez 1975, Quézel et Médail 2003).

a. Le Languedoc (Rameau et al. 2008)

L'étagement des différentes communautés végétales de cette région est décrit en s'appuyant sur la distribution des principales essences forestières autour de Palavas et dans l'arrière-pays (Figure I-7).

Dans le sud de la France, l'étage thermo-méditerranéen est restreint à quelques zones du littoral Provençal et Roussillon, il est complètement absent du Languedoc.

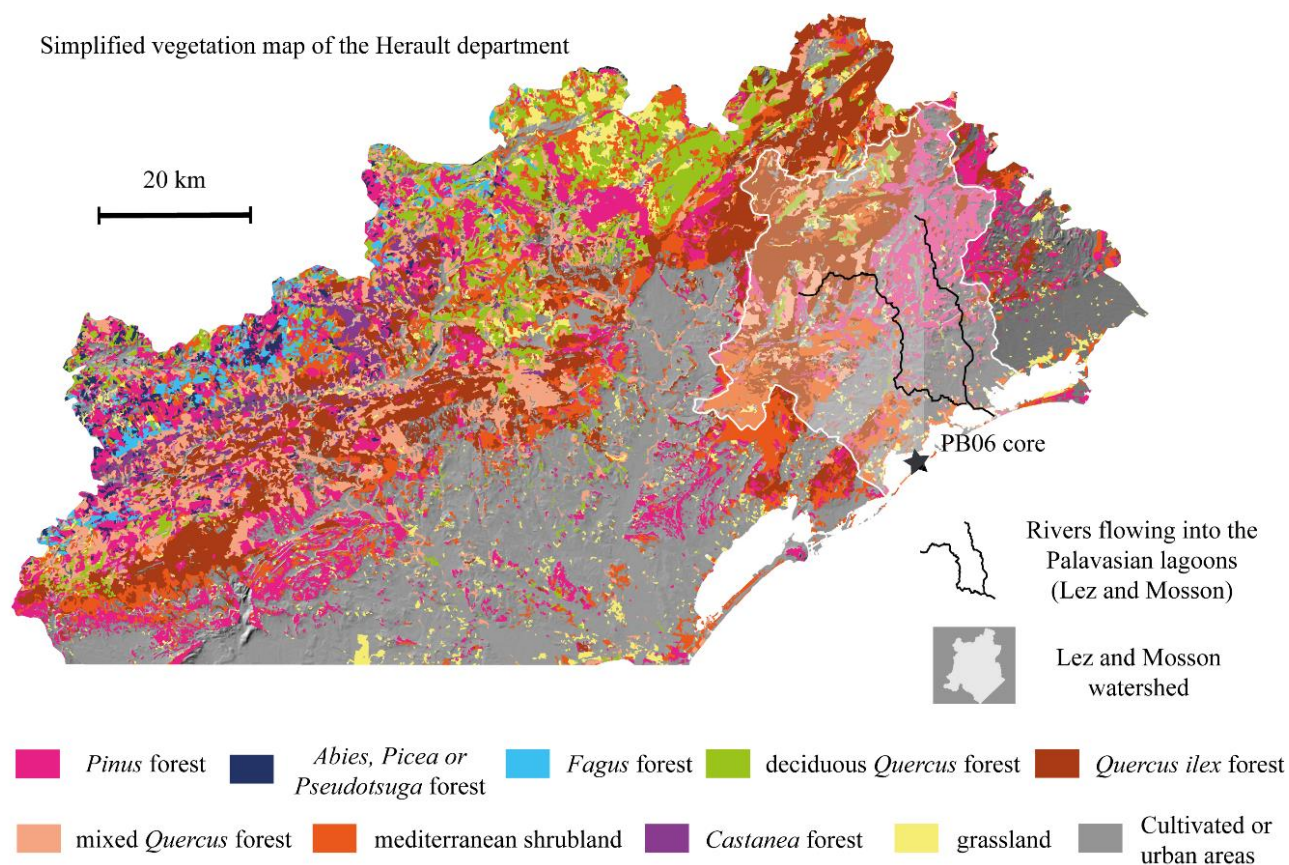


Figure I-7: Distribution des principales essences forestières dans le département de l'Hérault par zone de dominance (redessinée grâce aux données de l'inventaire national forestier IFN1, Azuara et al., Journal of Vegetation Science, en révision).

Le Méso-méditerranéen

Dans le Languedoc l'étage méso-méditerranéen s'étend du niveau de la mer jusqu'à 400 m d'altitude, voire 650 m dans les versants les mieux exposés. Il est caractérisé par une température moyenne du mois le plus froid supérieure à 0°C, une température annuelle moyenne entre 12 et 16°C et des précipitations annuelles comprises entre 500 à 800 mm par an. De nos jours, les forêts de chênes verts (*Quercus ilex*) dominent largement cet étage. Ces forêts, appelées « yeuseraies », se déclinent en plusieurs entités distinctes :

- L'yeuseraie à *Arisarum vulgare*, *Pistacia lentiscus*, *Myrtus communis* et *Pinus halepensis* se développant sur roches calcaires ou siliceuses dans la partie inférieure de l'étage méso-méditerranéen.

- L'yeuseraie à *Viburnum tinus*, *Rosa sempervirens*, *Phillyrea latifolia*, *Carex distachya* et *Pistacia terebinthus* qui se rencontre dans la partie inférieure de l'étage sur substrat calcaire.
- L'yeuseraie à *Buxus sempervirens*, *Quercus pubescens*, *Amelanchier ovalis* et *Cytisophyllum sessilifolium* également caractéristique des zones calcaires mais qui remplace la précédente dans la partie supérieure de l'étage méso-méditerranéen.
- L'yeuseraie à *Asplenium onopteris*, *Pinus pinaster*, *Abutus unedo*, *Erica arborea*, *Calluna vulgaris*, *Luzula forsteri* et *Ruscus aculeatus* typique des substrats siliceux à partir de 150m d'altitude.

Dans quelques points du Languedoc, des forêts de pin d'Alep (*Pinus halepensis*) avec *Pistacia lentiscus*, *Phillyrea angustifolia* et *Arisarum vulgare* se rencontrent à l'extrême base de l'étage sur des sols calcaires peu profonds. D'une manière plus générale, le pin d'Alep se rencontre en pionnier dans les milieux ouverts en reboisement. Il est également abondamment planté par les forestiers dans les zones où les gelées hivernales sont peu importantes.

Dans les zones avec des sols plus profonds, des formations à chênes pubescents (*Quercus pubescens*) peuvent remplacer les yeuseraies. Le chêne pubescent est alors accompagné d'espèces telles que *Pistacia lentiscus* aux altitudes les plus basses de l'étage et par des espèces comme *Cornus sanguinea* et *Acer Campestre* dans le méso-méditerranéen supérieur. Enfin, des forêts de pin de Salzman (*Pinus nigra* subsp. *salzmannii*) avec *Juniperus phoenica*, *Juniperus oxycedrus*, *Pistacia terebinthus* et *Erica multiflora* se développent dans des espaces soumis à des précipitations localement plus élevées. Les coupes forestières et l'érosion des sols qui leur est associée, le pâturage mais aussi les incendies engendrent des milieux dits de dégradations, très fréquents dans le Languedoc et composés de formations arbustives plus ou moins denses ainsi que de pelouses dans les cas les plus extrêmes. Dans ces milieux ouverts, outre les arbustes déjà cités, se rencontrent très fréquemment *Quercus coccifera*, *Cistus Albidus*, *Euphorbia characias* et *Rosmarinus officinalis* dans les zones plutôt calcaires de basses altitudes, remplacés par *Dorycnium pentaphyllum*, *Lavandula latifolia*, *Rhamnus alaternus* et *Rhamnus saxatilis* dans les altitudes supérieures de l'étage et *Lavandula stoechas*, et *Cistus monspeliensis* dans les zones plutôt siliceuses. Parmi les espèces herbacées les plus emblématiques des pelouses méditerranéennes sont observées *Brachypodium retusum* (Poaceae), *Tuberaria guttata* (Cistaceae), et *Phlomis lychnitis* (Lamiaceae).

Le supra-méditerranéen

L'étage supra-méditerranéen se développe jusqu'à une altitude de 800 m, dans les zones où la température moyenne du mois le plus froid est comprise entre -3 et 0°C et la température annuelle moyenne entre 8 et 12°C. A ces altitudes, le climat est toujours méditerranéen bien que les températures d'été plus basses et associées avec des précipitations plus importantes atténuent la sécheresse estivale. Les forêts de chênes pubescents (*Quercus pubescens*) à buis (*Buxus sempervirens*) occupent une part importante de cet étage et s'accompagnent de cortèges d'espèces qui varient d'une station à une autre. A proximité des yeuseraies, les chênaies pubescentes intègrent des espèces caractéristiques de ces dernières comme *Quercus ilex* mais aussi *Juniperus oxycedrus*, *Rhamnus alaternus*, *Viburnum tinus*,... La chênaie pubescente s'enrichit d'espèces telles que *Castanea sativa*, *Quercus petraea*, *Teucrium scorodonia*, *Lonicera periclymenum* et *Erica scoparia* sur substrat acide. Enfin dans la partie supérieure de l'étage *Acer opalus*, *Melittis melissophyllum* et *Mercurialis perrenis* lui sont plutôt associés. Sur substrat acide, les châtaigneraies (*Castanea sativa*) à *Pinus pinaster*, *Quercus ilex*, *Quercus pubescens*, *Erica arborea*, *Arbutus unedo*, *Phillyrea angustifolia* et *Juniperus oxycedrus* remplacent souvent les chênaies pubescentes. Les peuplements dégradés de l'étage supra-méditerranéen sont caractérisés par la présence de *Buxus sempervirens* bien sûr mais aussi de *Juniperus communis*, *Sorbus domestica*, *Sorbus aria*, *Sorbus torminalis*, *Cytisophyllum sessilifolium* et *Rhamnus saxatilis*. Dans les pelouses et les formations arbustives basses se rencontrent notamment *Bromus erectus*, *Ononis striata* et *Lavandula angustifolia*.

Le montagnard-méditerranéen

L'étage montagnard-méditerranéen occupe les altitudes situées au-dessus de 800 m et jusqu'à 1500 à 1700 m. La température moyenne du mois le plus froid y varie entre -7 et -3°C et la température annuelle moyenne entre 4 et 8°C. Dans le Languedoc, du fait de l'altitude qui augmente en remontant vers le nord, les zones les plus élevées sont situées à la frontière de la région méditerranéenne sensu stricto. Par conséquent, cet étage de végétation y est volontiers désigné comme un étage montagnard sous influence Méditerranéenne. Parmi les forêts spontanées fréquemment rencontrées à ces altitudes des forêts de hêtre (*Fagus sylvatica*) et/ou de sapin (*Abies alba*) sont observées. Des formations de pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) sont rencontrées également sur des sols peu profonds et des massifs de pins de salzmann (*Pinus nigra* subsp. *salzmanni*) sur substrats dolomitiques. Toutefois des forêts plantées de douglas (*Pseudotsuga menziesii*) et dans une moindre mesure de cèdres (*Cedrus atlantica*) occupent une

part très importante de cet étage. Le pin noir d’Autriche (*Pinus nigra* subsp. *nigra*) y est également très planté de même que dans l’étage supra-méditerranéen supérieur.

b. La région de Murcie

Le pin d’Alep (*Pinus halepensis*), est l’une des espèces les plus abondantes dans la région de Murcie. Il pousse depuis le niveau de la mer jusqu’à une altitude de 1500 m. Cette espèce colonise les formations arbustives dégradées au sein desquelles elle peut former des populations denses et étendues. Plus en altitude, elle cohabite souvent dans des formations mixtes avec *Quercus ilex* subsp. *ballota*, mais peut aussi s’observer en peuplements purs. *Pinus halepensis* représente 87% de la couverture de l’ensemble des zones boisées de la région (Sanchez-Gomez et al. 1998). En dehors de cette espèce plutôt ubiquiste, la distribution des espèces végétales dans la région de Murcie s’organise en différents étages de végétation (Figure I-8).

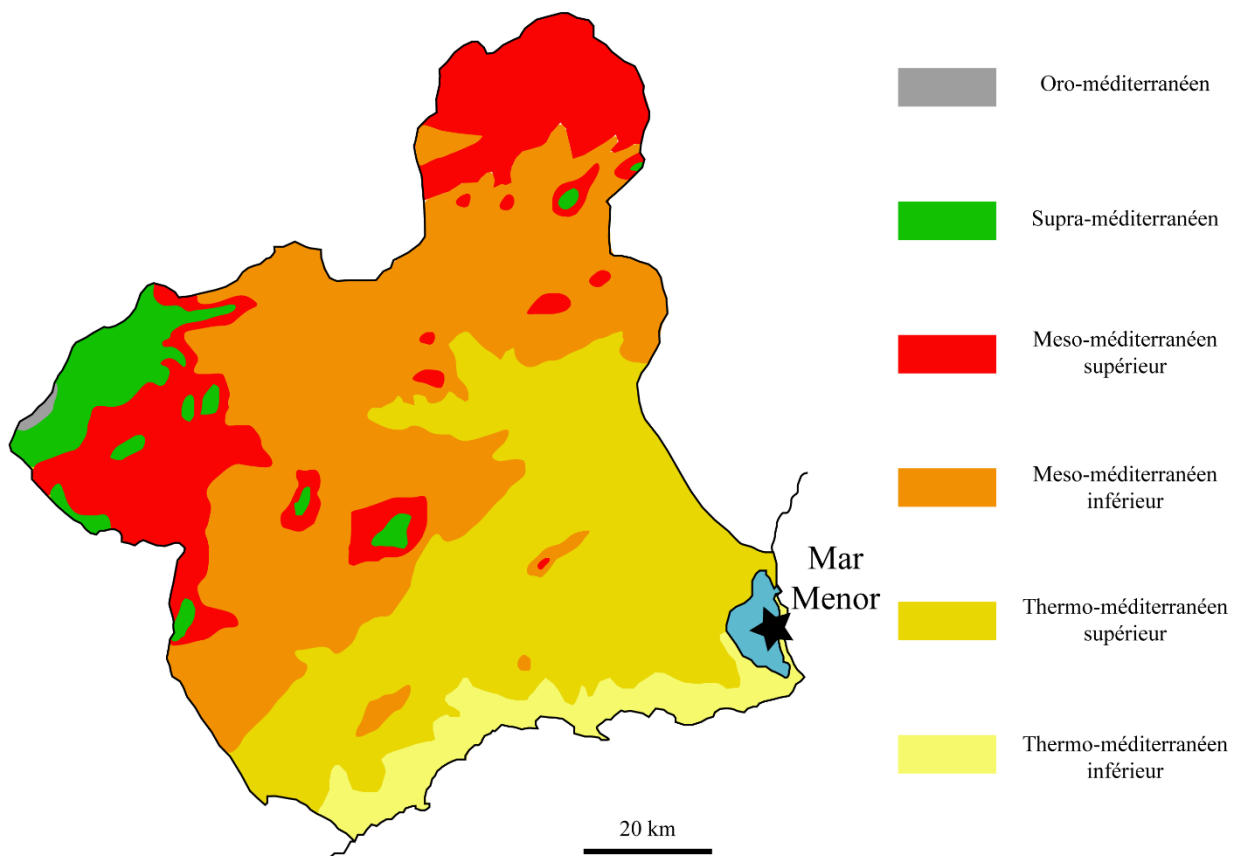


Figure I-8 : Carte de répartition des étages de végétation dans la région de Murcie.

Le thermo-méditerranéen

L’étage thermo-méditerranéen est particulièrement bien développé dans le sud-est de l’Espagne. Il est caractérisé par des températures annuelles moyennes comprises entre 18 et 19°C et une température moyenne du mois le plus froid supérieure à 3°C. Dans la région de

Murcie, il s'étend depuis la côte jusqu'à une altitude comprise entre 300 et 400 m, couvrant une zone qui représente près de la moitié du territoire. Dans les zones les plus chaudes de l'étage avec des gelées hivernales extrêmement rares, se développe une végétation très ouverte, parsemée d'arbrisseaux prostrés. Cette dernière est caractérisée par la présence d'espèces très thermophiles d'affinités subtropicales telles que *Maytenus senegalensis* subsp. *europaea*, *Withania frutescens* et *Periploca angustifolia*. Deux principaux types de formation se rencontrent alors :

- Une végétation arbustive dans les zones les plus arides quand les précipitations annuelles moyennes sont inférieures à 200 mm, qui est dominée par *Periploca angustifolia* et *Chamaerops humilis* et avec la présence, entre autres, de *Rhamnus lycioides*, *Pistacia lentiscus*, *Lycium intricatum*, *Ephedra fragilis* et *Olea sylvestris*.
- une végétation arbustive dominée par *Ziziphus lotus* dans les zones moins sèches où les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 200 et 350 mm, avec également la présence d'*Asparagus albus*, *Rhamnus lycioides*, *Ballota hirsuta* et *Withania frutescens*. Quand les précipitations hivernales sont supérieures aux précipitations automnales, cette formation est remplacée par une formation végétale dominée par *Maytenus senegalensis* subsp. *europaeus*.

Aux altitudes plus élevées de l'étage thermo-méditerranéen, où des gelées hivernales de faibles intensités peuvent survenir, certaines espèces d'affinités subtropicales disparaissent, comme *Periploca angustifolia*, tandis que les autres sont plus occasionnelles. Deux types de formations arbustives d'aspects assez proches se rencontrent ainsi qu'une formation forestière :

- Là où la sécheresse est encore très marquée se développe une végétation arbustive dominée par *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus*, *Chamaerops humilis* et *Rhamnus lycioides* avec également la présence de *Olea sylvestris*, *Asparagus albus* et *Withania frutescens*.
- Dans les zones un peu plus arrosées, avec des précipitations annuelles moyennes comprises entre 350 et 475 mm, la végétation est dominée par *Quercus coccifera*, *Rhamnus velutinus* subsp. *almeriense* et *Rhamnus oleoides* subsp. *angustifolia* avec également la présence de *Chamaerops humilis*, *Bupleurum gibraltarium* et *Smilax mauritanica*. Cette formation peut coloniser jusqu'à la partie inférieure de l'étage méso-méditerranéen dans certaines zones particulièrement arides.

- Lorsque les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 350 et 600 mm alors les formations arbustives sont remplacées par des forêts dominées par *Quercus ilex* subsp. *ballota* incluant des espèces thermophiles telles que *Chamaerops humilis*, *Bupleurum gibraltarium* et *Rhamnus oeloides*.

Le méso-méditerranéen

L'étage méso-méditerranéen occupe lui aussi une surface très importante de la région de Murcia où il s'étend jusqu'à 1100 m d'altitude. Les températures annuelles moyennes sont comprises entre 13 et 18°C avec des températures moyennes du mois le plus froid entre 0 et 3°C. Trois grands types de formations végétales se distinguent dans cet étage :

- Des formations arbustives dominées par *Quercus coccifera* et *Rhamnus lycioides* avec également *Pistacia lentiscus*, *Juniperus oxycedrus*, *Asparagus horridus*, *Myrtus communis*, *Nerium oleander* et *Ephedra fragilis* quand les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 200 et 350 mm.
- Des forêts de *Quercus ilex* subsp. *ballota* avec entre autres *Quercus coccifera*, *Arbutus unedo*, *Bupleurum fruticosum* et *Ruscus aculeatus* dans les zones avec des précipitations annuelles moyennes entre 350 et 600 mm.
- Des forêts plus mésophiles, toujours dominées par *Quercus ilex* subsp. *ballota* mais avec la présence notable de *Quercus faginea* quand les précipitations annuelles moyennes dépassent les 600 mm.

Le supra-méditerranéen

L'étage supra-méditerranéen a une extension beaucoup plus limitée que les deux étages précédents. Il occupe des zones restreintes dans les régions les plus élevées, au-dessus de 1100 m. Il se rencontre surtout dans le massif de Segura et dans une moindre mesure dans le massif d'Espuña. Deux formations se distinguent particulièrement (Boucher, 1988) :

- Des forêts de *Quercus ilex* subsp. *ballota* accompagné de *Berberis hispanica* et *Cytisus reverchonii* dans les zones les plus sèches.
- Des forêts de *Quercus ilex* subsp. *ballota* et *Quercus faginea* avec toujours *Cytisus reverchonii*, mais également avec la présence d'une importante composante eurosibérienne représentée par des espèces telles que *Crataegus monogyna* ou *Helleborus foetidus*, dans les parties les plus arrosées des massifs.

L'oro-méditerranéen

L'étage oro-méditerranéen se rencontre dans la Sierra de Segura au-dessus de 1600 m d'altitude. Il est essentiellement caractérisé par la présence de forêts de *Pinus nigra* subsp. *salzmanni* (Boucher 1988).

Chapitre II : Matériel et Méthodes

1. Carottes lagunaires

a. Palavas

Deux carottes en provenance du complexe lagunaire de Palavas ont été étudiées, EG08 (1,31 m) et PB06 (7,71 m) (Figure II-1). La sédimentation, majoritairement détritique, est dominée par des argiles et des limons fins contenant fréquemment des coquilles de bivalves d'origine lagunaire tels que *Cerastoderma glaucum* (Sabatier et Dezileau 2010). Ce faciès le plus représenté sur les deux carottes, caractérise un milieu de sédimentation très calme dans lequel se dépose par décantation du matériel sédimentaire fin apporté par de petits fleuves côtiers.



Figure II-1 : Position des deux carottes (PB06 et EG08) dans le système lagunaire de Palavas

Les étangs palavasiens sont alimentés par le Lez et la Mosson qui forment un bassin versant relativement modeste d'environ 650 km² et s'étendant jusqu'à une cinquantaine de kilomètres seulement vers l'intérieur des terres. Les carottes EG08 et PB06 ont été prélevées loin de l'embouchure des cours d'eaux, à respectivement 2,4 et 2,8 km (Dezileau et al. 2011) (Figure II-1). Leur sédimentation est donc très peu impactée par les crues des fleuves côtiers. Intercalés entre les niveaux argilo-limoneux se trouvent des niveaux riches en sables fins, contenant des espèces d'affinités plutôt marines telles que le gastéropode *Bittium reticulatum*. La composition

faunique, la granulométrie, la composition chimique à travers le rapport Zr/Al et enfin la composition en argiles *via* le rapport smectite/(illite+chlorite) permettent d'interpréter ces niveaux plus sableux comme des périodes de tempêtes marines plus fréquentes. Ils correspondent à des dépôts plus importants de matériel sédimentaire en provenance du cordon dunaire (Sabatier et al. 2010a, Sabatier et al. 2012). Sept de ces niveaux ont été identifiés dans PB06 (et Figure II-2) et trois dans EG08 (Figure II-3).

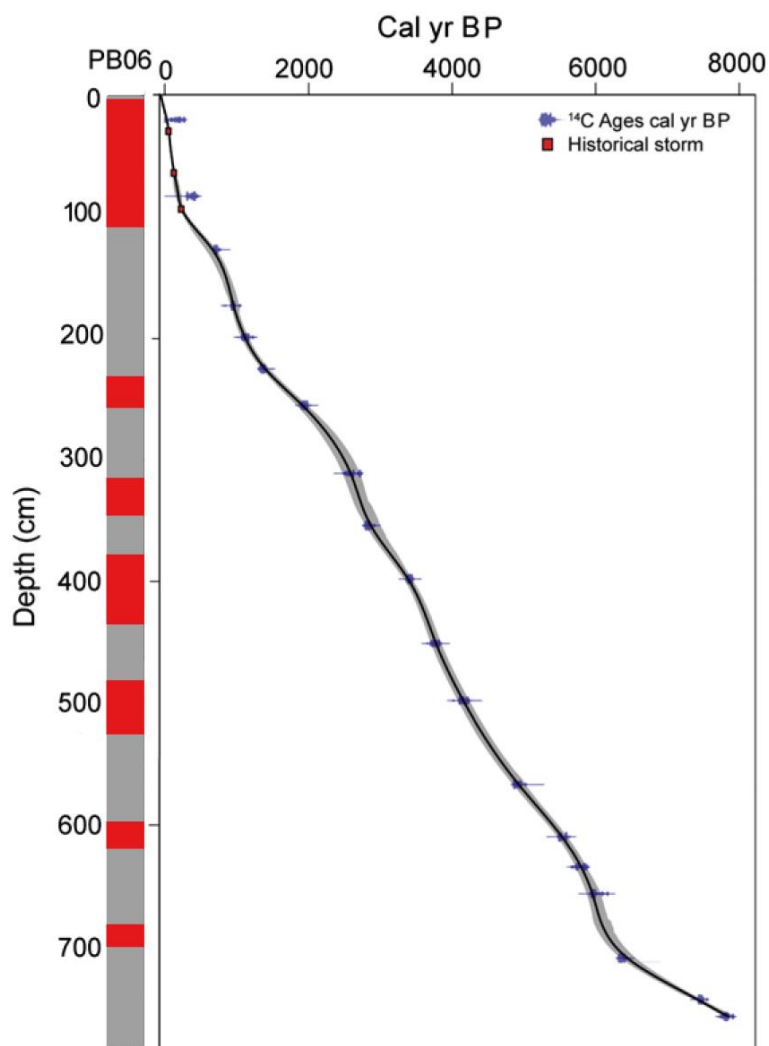


Figure II-2 : Modèle d'âge et stratigraphie simplifiée de la carotte PB06. Les événements de tempêtes sont marqués en rouge et les niveaux argilo-limoneux en gris.

La présence régulière de coquilles de bivalves non fragmentées appartenant à des espèces typiques des environnements lagunaires permet d'effectuer de nombreuses datations radiocarbones et de construire un cadre chronologique extrêmement robuste. Le modèle d'âge de la carotte PB06 repose sur 19 mesures ¹⁴C AMS faites sur des coquilles de *Cerastoderma glaucum* (Sabatier et al. 2012) (Figure II-2). Ces dates ¹⁴C sont corrigées en raison d'un

important effet réservoir (Sabatier et al. 2010b) et calibrées avec la courbe de calibration Intcal09 (Reimer et al. 2009). Le modèle d'âge est complété par des mesures de ^{137}Cs et ^{210}Pb dans la partie la plus récente de la carotte afin d'affiner la chronologie. Au sein du niveau de tempête le plus récent de PB06, trois événements historiques de tempête datés de 1742, 1848 et 1893 AD ont pu être identifiés de manière précise et permettent d'apporter un calage chronologique supplémentaire (Sabatier et Dezileau 2010, Sabatier et al. 2012) (Figure II-3). Compte tenu de son modèle d'âge, la carotte PB06 couvre les 7800 dernières années. Le modèle d'âge de la carotte EG08 a été construit par corrélation stratigraphique des trois événements historiques de tempêtes détectés dans PB06 (Figure II-3). Cette deuxième carotte plus courte couvre seulement les 300 dernières années mais avec une résolution excellente (Dezileau et al. 2011) (Figure II-3). Du fait de l'importance des dépôts d'origine marine susceptibles d'affecter l'enregistrement pollinique au sommet de la carotte PB06 (Figure II-2), il a été décidé d'assembler les données des deux carottes EG08 et PB06 pour construire une séquence composite.

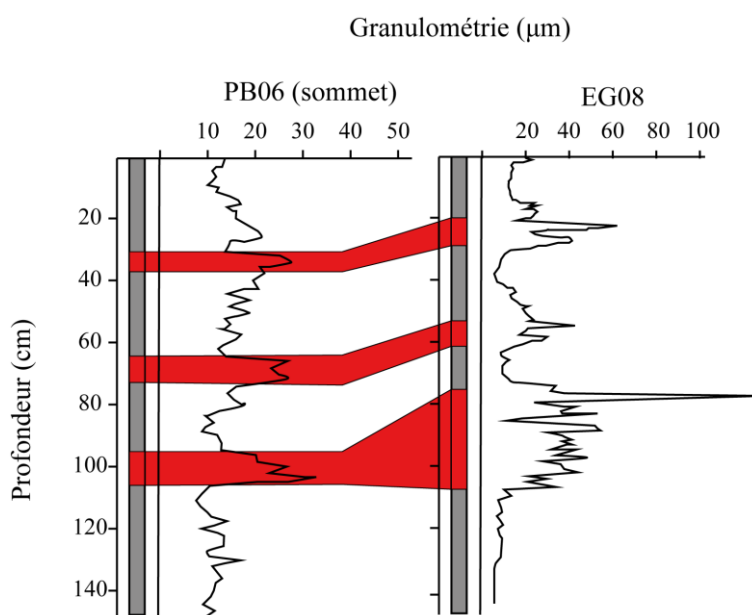


Figure II-3 : Corrélation stratigraphique entre la première partie de la carotte PB06 et la carotte EG08. Les événements de tempêtes sont marqués en rouges et les niveaux argilo-limoneux en gris.

Pour finir, la configuration de la lagune et de son environnement se modifie avec le temps. Le cordon dunaire du complexe lagunaire de Palavas se met en place il y a 7500 ans environ à peu près 1 km plus au large par rapport à sa position actuelle (Sabatier et al. 2012). Par la suite, la lagune se rétrécit peu à peu en lien avec la remontée progressive du niveau marin, jusqu'à

atteindre sa taille définitive probablement autour de 1800 ans cal BP (Sabatier et al. 2012). La composition faunistique des sédiments des étangs palavasiens est caractéristique d'un environnement lagunaire en connexion permanente avec la mer. Cependant autour de 1000 ans cal BP, un renouvellement important du cortège d'espèces montre clairement la fin progressive de cette connexion jusqu'à l'isolement presque complet du système lagunaire (Sabatier et al. 2012).

b. Mar Menor

Une seule carotte, MM2 (3.97m), a été prélevée dans la lagune de Mar Menor (Figure II-4). La sédimentation y est comparable à celle des étangs palavasiens décrite précédemment. Les argiles et les limons fins dominent tandis que des niveaux de sables fins riches en faune marine marquent des dépôts de tempête en provenance du cordon dunaire. La lagune de Mar Menor est alimentée par plusieurs cours d'eau temporaires, des oueds, à sec une bonne partie de l'année mais pouvant charrier de grandes quantités de matériel sédimentaire lors d'épisodes de pluies torrentielles (Velasco et al. 2006). Le principal d'entre eux, l'oued Albujión, draine un bassin versant d'une surface de 441 km², représentant un tiers du Campo de Cartagena. Cependant, la carotte MM2 a été prélevée loin de l'embouchure des cours d'eaux, à environ 8.5 km (Dezileau et al. 2016) et est donc très peu sensible aux apports fluviaux. Huit niveaux sableux correspondant à des épisodes de tempêtes plus fréquents ont été identifiés dans la carotte (Figure II-5).



Figure II-4 : Position de la carotte MM2 dans le système lagunaire de Mar Menor

Le modèle d'âge de la carotte MM2 repose sur 17 mesures ^{14}C AMS effectuées sur des coquilles de *Cerastoderma glaucum* (Dezileau et al. 2016). Ces dates ^{14}C , corrigées pour leur effet réservoir (Sabatier et al. 2010b, Dezileau et al. 2016), sont calibrées avec la courbe de calibration Marine 13 (Reimer et al. 2013), à cause du caractère plus ouvert sur la mer de la sédimentation. Ces dates sont également complétées par des mesures de ^{137}Cs et ^{210}Pb dans la partie la plus récente de la séquence. Le modèle d'âge obtenu pour la carotte MM2 est présenté dans la Figure II-5. La carotte MM2 couvre les 6600 dernières années.

La lagune de Mar Menor suit une évolution comparable à celle des étangs palavasiens. Il y a plus de 5400 ans, le cordon dunaire qui la délimitait, la Manga, se trouvait à une distance supérieure à 1 km de sa position actuelle (Dezileau et al. 2016). Les sédiments de cette période contiennent extrêmement peu de restes de faune (niveau azoïque), rendant l'environnement difficile à caractériser. A partir de 5400 ans cal BP, la Manga est déjà probablement proche de sa position moderne. L'abondante faune retrouvée permet de caractériser un environnement lagunaire ouvert sur la mer comme dans la première partie de la séquence de Palavas. Finalement à partir de 2400 ans cal BP, la lagune de Mar Menor s'isole elle aussi peu à peu de la Méditerranée (Dezileau et al. 2016).

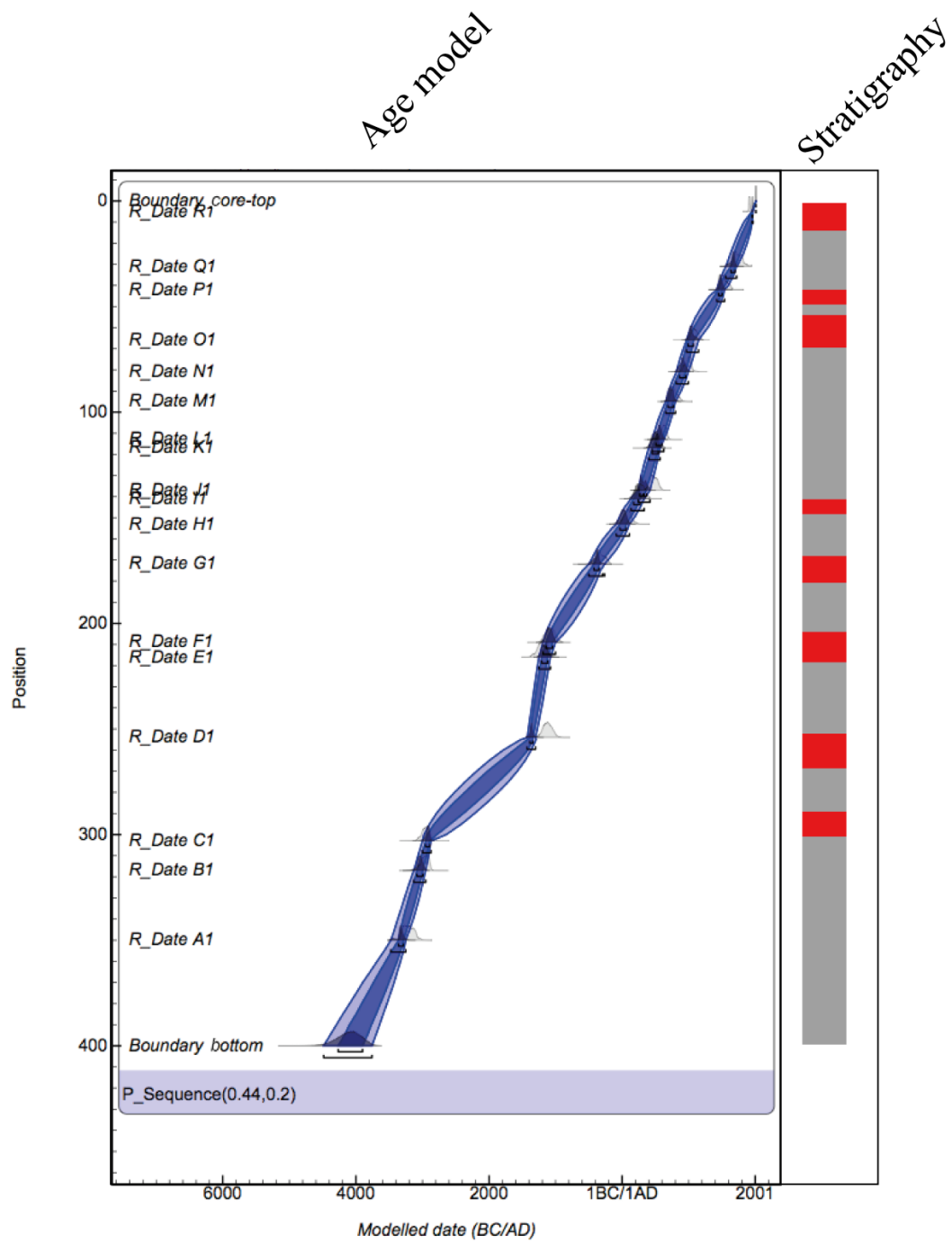


Figure II-5 : Modèle d'âge et stratigraphie simplifiée de la carotte MM2. Les événements de tempêtes sont marqués en rouge et les niveaux argilo-limoneux en gris.

2. Echantillons actuels et les relevés de végétation

Une première campagne de terrain s'est déroulée sur 15 jours mi-mai 2012 pour repérer les lieux et effectuer des relevés de végétation dans chacun des sites. Par la suite, en octobre de la même année un nouveau passage a été effectué pour récolter à chaque fois un échantillon de mousse. Une autre campagne de terrain a également été menée en mai 2016 afin de compléter les relevés de végétation. La méthodologie de sélection des sites échantillonnés, de prélèvement et d'analyse des échantillons ainsi que d'étude de la végétation est détaillée dans la suite de ce chapitre partie 4-c.

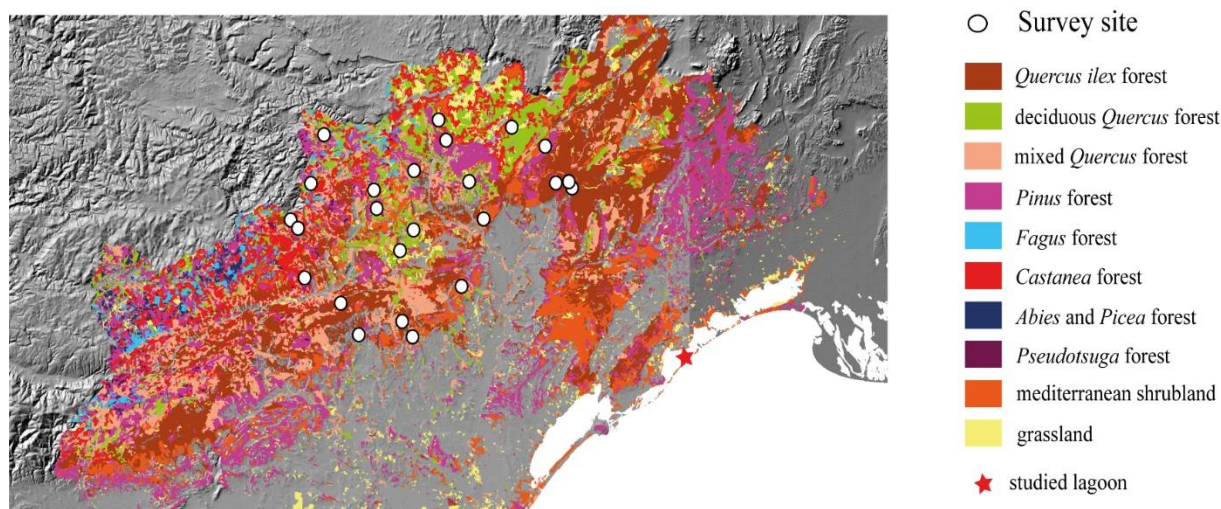


Figure II-6 : Position des 24 sites étudiés et échantillonnés dans le cadre de la calibration de la production pollinique des taxons méditerranéens.

3. Analyses palynologiques

Le protocole d'extraction du contenu en grains de pollen, modifié d'après le protocole décrit par Faegri et Iversen (1989), a été mis au point par F. Burjachs au laboratoire de palynologie de l'IPHES à Tarragone en Espagne. Pour chaque échantillon, 1 g de sédiment a été traité et une pastille de spores de lycopode (Batch N°483216, 18 852 spores/ pastille) a été ajoutée avant traitement pour calculer la concentration pollinique (Stockmarr, 1971). L'extraction débute par une attaque acide à l'acide chlorhydrique pour éliminer les carbonates puis un tamisage à 250 μm pour éliminer les éléments les plus grossiers. Elle est suivie d'une étape de séparation par liqueur dense de la matière organique avec une solution de Polytungstate de sodium de densité 2,1 (à 20°C). Le surnageant est récupéré, après centrifugation, par filtration sur un filtre en fibres de verres à 0,5 μm . Le filtre est finalement éliminé par des attaques à l'acide

fluorhydrique puis à l'acide chlorhydrique pour ne conserver que la partie organique de l'échantillon. Pour les niveaux particulièrement riches en matière organique, une filtration supplémentaire est effectuée sur un tamis de maille 5 μm .

Le résidu est dilué dans du glycérol puis monté entre lames et lamelles. Le comptage des grains de pollen sur chaque lame est effectué au microscope optique à champ clair avec un grossissement de 400x tandis que l'identification se fait avec un grossissement de 1000x. La détermination s'appuie sur des clés de détermination (Punt, 1976-2009 ; Beug, 1961), des atlas (Reille, 1992), ainsi que la collection de référence du laboratoire de palynologie du Muséum National d'Histoire Naturelle. Pour chaque échantillon, 300 grains minimum ont été comptés en excluant les spores et les palynomorphes non-polliniques (NPP) (Berglund and Ralska-Jaciewiczowa, 1986). Une fois les 300 grains comptés, le comptage est poursuivi au-delà des 300 grains lorsqu'un taxon représente plus de 50% d'un spectre, pour atteindre au moins 150 grains en dehors de ce taxon dominant (Heusser and Balsam, 1977; Turon, 1984). Les diagrammes polliniques ont été réalisés à l'aide du logiciel PSIMPOL (Bennet, 1992). Leur zonation a été réalisée grâce à la méthode CONISS (Grimm 1987) et le nombre de zones a été déterminé grâce à la méthode « Broken stick » (Bennet, 1996).

4. Méthodes de reconstruction de la végétation passée

Faire le lien entre les résultats bruts des analyses polliniques, les spectres, et les environnements qu'ils représentent n'est pas toujours une tâche facile. En effet, la pluie pollinique constitue une image biaisée de la végétation. Certains taxons produisent plus de pollen que d'autres, certains types de pollen se dispersent plus efficacement, et la structure de la végétation ainsi que celle du piège sédimentaire étudié affecte également le signal pollinique (Prentice 1985; Sugita, 1994). Pour ces raisons, il peut être difficile de réutiliser directement les données polliniques dans des modèles d'occupation des sols, des modèles écologiques ou encore des modèles climatiques (e.g. Andersen et al. 2006, Gaillard et al. 2010). Pourtant ce genre d'outils est aujourd'hui primordial pour traiter nombres de problématiques de recherches telles que l'impact de l'Homme sur les écosystèmes, la crise de la biodiversité ou encore l'étude du changement climatique d'origine anthropique (Bunting et al. 2013). Trois grands types d'approches sont utilisés pour tenter de s'affranchir des biais inhérents à l'analyse palynologique et rendre les données polliniques compatibles avec des outils de modélisations mise au point par d'autres disciplines :

- La comparaison des spectres fossiles avec des spectres actuels pour rechercher des environnements modernes analogues aux environnements passés (e.g. Overpeck et al. 1985, Guiot et al. 1990, Nielsen and Odgaard 2004, Mazier et al. 2009),
- La biomisation ou pseudobiomisation qui consiste à relier les types polliniques à des types fonctionnels de plantes pour identifier le biome ou le pseudobiome correspondant aux environnements passés (e.g. Prentice et al. 1996, Prentice et al. 2000, Fyfe et al. 2010),
- L'utilisation de modèles physiques de transport et de dépôt du pollen pour convertir les proportions polliniques directement en proportions du couvert végétal (e.g. Prentice 1985, 1988, Sugita 1993, 2007 a et b).

Dans le cadre de cette thèse, la première de ces approches a été utilisée à partir des données polliniques de Palavas pour rechercher des analogues modernes aux environnements passés du Languedoc et mieux comprendre leur signification écologique (voir Chapitre IV-2). Pour cela, la méthode des analogues modernes ou MAT (Modern Analogue Technique) développée par Guiot et al. (1990) a été utilisée. Cette méthode est décrite dans le paragraphe suivant. Un travail de calibration et d'adaptation aux environnements méditerranéens du modèle de transport et dépôt des grains de pollen REVEALS (Sugita 2007a) a également été initié pour pouvoir à terme l'appliquer aux contextes étudiés ici. En revanche, Les méthodes de biomisation et de pseudobiomisation n'ont pas été testées lors de ce travail de recherche car le temps imparti ne permettait pas de multiplier les approches.

a. Méthode des analogues modernes

La méthode des analogues modernes consiste à quantifier la différence entre des spectres polliniques fossiles et des spectres polliniques modernes. Cette mesure de distance entre les spectres fossiles et modernes est utilisée pour définir un seuil à partir duquel ces différences peuvent être considérées comme « négligeables » et à partir duquel deux spectres peuvent être considérés comme « analogues », au sens où ils représentent probablement un même environnement.

Dans cette thèse, cette méthode a été appliquée aux données polliniques de la séquence de Palavas pour tenter de trouver des environnements analogues à ceux qui occupaient par le passé l'actuelle région du Languedoc. Les spectres polliniques fossiles de Palavas ont été comparés avec les spectres d'une base de données regroupant les analyses polliniques de plus de 3000 échantillons de mousses, de sols ou de sommet de carottes en provenance d'Europe et du

pourtour méditerranéen (Peyron et al. 2011, 2013). Pour ce faire, un algorithme calcule la distance euclidienne entre chaque spectre de la séquence fossile et chacun des spectres de la base de données. En effet, cette mesure est la plus pertinente pour quantifier la différence entre deux spectres (Overpeck et al. 1985). Afin de déterminer si un spectre moderne peut être considéré ou non comme analogue à un spectre fossile, la distance euclidienne calculée est comparée à une valeur limite. Cette valeur limite est estimée par une méthode de type Monte-Carlo basée sur des expériences de permutations (Guiot et al. 1990). Elle dépend essentiellement de la diversité des types de végétations représentés dans la base de données ainsi que de la diversité des taxons polliniques (Wahl, 2004). Pour chaque spectre fossile, les spectres modernes dont la distance euclidienne est inférieure à cette valeur limite peuvent être considérés comme analogues. Ceux qui présentent la distance euclidienne la plus petite vont être choisis comme « analogues modernes les plus proches ». La plus petite distance euclidienne obtenue pour un spectre passé représente la distance avec l'analogue moderne le plus proche. Cette valeur représente une mesure de la « qualité » de cet analogue, plus elle est petite plus l'analogue en question est proche.

Bien entendu, ce n'est pas parce qu'un spectre moderne a été identifié comme analogue le plus proche que l'environnement qu'il représente peut être considéré comme strictement équivalent à l'environnement passé que l'on cherche à étudier, en termes de composition de la végétation comme en termes de signification écologique. En effet, les analyses palynologiques ne permettent pas de distinguer certaines espèces les unes des autres, par exemple il est impossible de faire la différence entre une formation de chênes à *Quercus robur* et à *Quercus pubescens* bien qu'ils ne correspondent pas aux mêmes conditions environnementales. De plus la base de données utilisée ne représente pas un échantillonnage exhaustif de l'ensemble des environnements actuels de la Méditerranée et de l'Europe. Lors de l'utilisation de cette méthode, il est donc important de regarder de plus près à quoi ressemblent réellement les environnements d'où proviennent les échantillons sélectionnés par l'algorithme comme meilleurs analogues.

b. Calibration de la relation pollen-végétation

Le modèle REVEALS est un outil de modélisation du transport et du dépôt des grains de pollen permettant d'estimer la composition moyenne de la végétation d'une région donnée à partir de données polliniques d'un grand bassin ou de plusieurs petits bassins (Sugita 2007a). L'utilisation d'un tel modèle suppose d'avoir au préalable calibré la production pollinique (PPE) des plantes de la zone d'étude, une tâche particulièrement longue et difficile. Plusieurs

campagnes de calibration ont été menées à ce jour en Europe du nord et de l'ouest (synthèse de Broström et al. 2008 et Mazier et al. 2012) ainsi qu'aux USA, en Afrique et en Chine (e.g. Duffin et al. 2008, Sugita et al. 2010, Li et al. 2017), cependant rien encore n'a été finalisé dans le bassin méditerranéen. C'est pour cette raison que parmi les objectifs de cette thèse figure le projet d'amorcer ce travail de calibration du signal pollinique et d'adapter les modèles de dispersion/dépôt du pollen aux contextes lagunaires pour à terme, aboutir à la production d'un nouvel outil méthodologique pour la palynologie en Méditerranée.

Principes généraux

La calibration de la production pollinique à partir de plusieurs sites repose sur la comparaison entre données polliniques modernes et données de végétation pondérées en fonction de la distance avec le point de prélèvement. Cette calibration se fait grâce à un ensemble d'hypothèses et d'équations regroupées au sein de modèles appelés les modèles ERV (Extended R-Value) (Parson et Prentice 1981, Prentice et Parson 1983, Sugita 1994). L'hypothèse de base des modèles ERV suppose qu'il existe une relation linéaire entre l'influx pollinique ($y_{i,k}$) d'un taxon i dans un site k et l'abondance de ce taxon dans la végétation au sein d'un périmètre donné. Ce périmètre circonscrit une zone appelée RSAP (relevant Source Area of Pollen) Cette hypothèse est formalisée par l'équation suivante (Prentice et Parson 1983, Sugita 1994) :

$$y_{i,k} = \alpha_i x_{i,k} + \omega_i \quad (4.1)$$

Avec α_i la production pollinique du taxon i , $x_{i,k}$ l'abondance absolue du taxon i au site k à l'intérieur de la RSAP et ω_i la composante pollinique lointaine pour ce taxon. Ce dernier terme correspond à la quantité de grains de pollen de l'espèce i déposée au site k et ne provenant pas de l'environnement local.

La deuxième hypothèse de base nécessaire pour calibrer la production pollinique est que ω_i est constante d'un site à un autre. Par conséquent, lors d'un tel travail, les sites étudiés doivent tous se situer dans une zone géographique restreinte. Si cette condition est respectée alors il est possible d'exprimer la proportion d'un taxon i dans le spectre pollinique d'un site k sous la forme (Prentice et Parson 1983) :

$$p_{i,k} = \frac{\alpha_i v_{i,k}}{\sum_{j=1}^t \alpha_j v_{j,k}} \left(1 - \sum_{j=1}^t z_j \right) + z_i \quad (4.2)$$

Avec $v_{i,k}$ la proportion du taxon i dans la végétation au sein de la RSAP du site k et z_i la composante lointaine du taxon i exprimée sous forme de proportion.

L'équation (4.2) peut s'écrire différemment en fonction de la façon dont la seconde hypothèse de base est formulée. La forme présentée ici à titre d'exemple correspond au modèle ERV1 qui possède deux autres variantes très proches ERV2 et 3 (Parson et Prentice 1981, Prentice et Parson 1983, Sugita 1994). En connaissant les proportions polliniques et les proportions relatives dans la végétation de plusieurs taxons pour plusieurs sites, il est possible de déduire leur production pollinique et leur composante régionale de base à partir de l'équation (4.2) en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance. La RSAP est quant à elle calculée à partir de simulation numériques grâce à une méthode itérative (Sugita 1994).

Choix de la zone d'étude pour l'acquisition des données

Les données nécessaires au calcul des productions polliniques des taxons méditerranéens ont été acquises dans la région de Lodève, au nord de Palavas dans l'arrière-pays de Montpellier. Cette zone se situe en domaine méditerranéen (Rameau et al. 2008), elle offre une vaste diversité d'environnements abritant les taxons herbacés et ligneux cibles, et on y rencontre relativement peu d'espaces anthropiques par rapport aux plaines côtières (agglomérations, bâtiments, champs, prairies artificielles, ...).

Stratégie d'échantillonnage

La première étape de l'acquisition des données consiste à sélectionner les sites d'études où seront récoltés les échantillons. Afin d'avoir des données exploitables, cette sélection doit respecter certaines règles :

- Les sites d'études doivent tous se trouver au sein d'une zone de 50x50 km pour que la composante lointaine de l'influx pollinique puisse être considérée comme constante entre les sites (Sugita 1994, Mazier et al. 2008).
- Les sites doivent couvrir un gradient d'abondance des taxons cibles dans les données polliniques et floristiques, en effet si un taxon est toujours très abondant ou très rare, il sera difficile de quantifier sa production pollinique (Bröstrom et al. 2004, Mazier et al. 2008).
- Les sites doivent être répartis aléatoirement sur le secteur d'étude (Bröstrom et al. 2005, Mazier et al. 2008).
- Les points centraux des sites doivent être éloignés d'au moins 1000 m les uns des autres pour limiter les problèmes d'auto corrélation spatiale (Twiddle et al. 2012).
- Pour quantifier les productivités polliniques de n taxons alors $2n$ sites doivent être étudiés.

Pour remplir tous ces critères la sélection des sites a été réalisée à l'aide d'un logiciel d'information géographique (ArcGIS 10.2.2) à partir d'une carte d'occupation des sols (OCSSOL2006). Cet outil permet de placer un nombre quelconque de points de manière aléatoire au sein d'un cercle de 25 km de rayon, à plus de 100 m de zones de cultures, des routes, des habitations et à plus de 1000 m les uns des autres (Figure II-7).

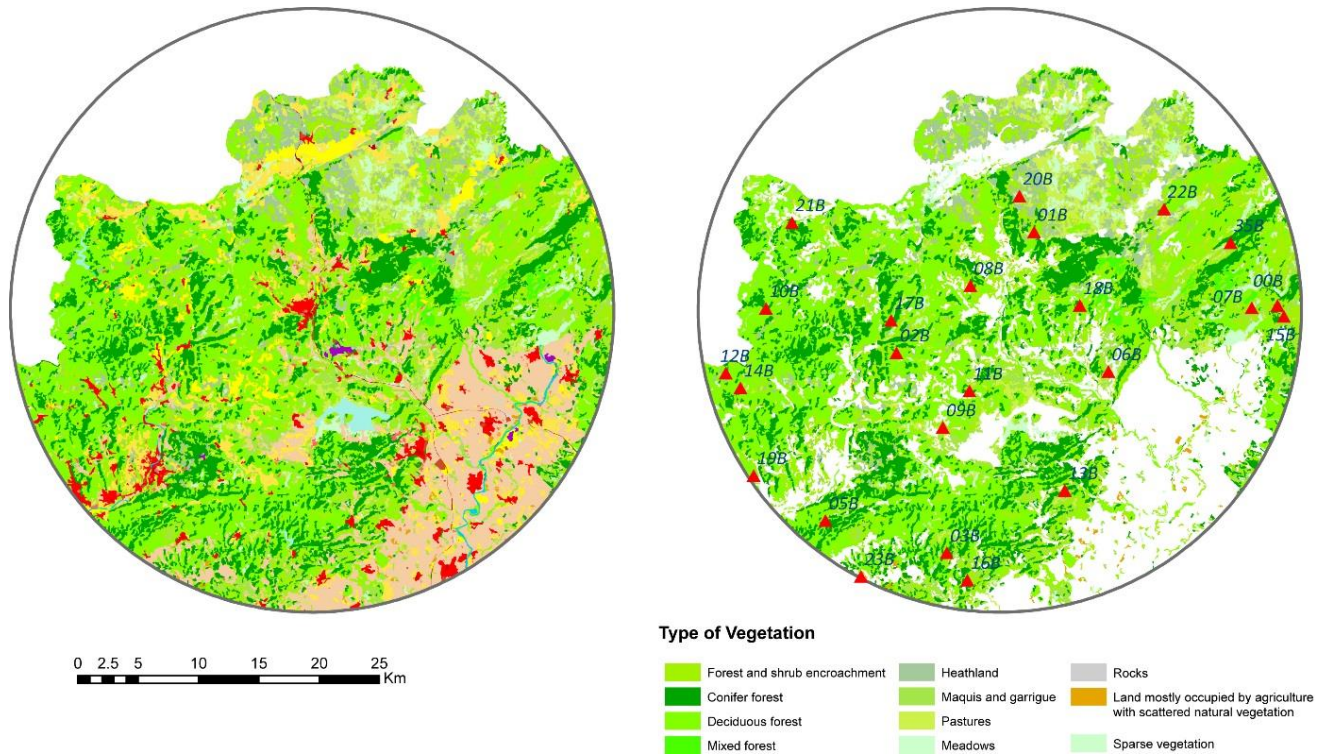


Figure II-7 : Carte de gauche : extrait de la carte d'occupation des sols OCSSOL 2006 pour la région de Lodève. Carte de droite : Positionnement aléatoire des sites étudiés à partir de la carte d'occupation des sols en excluant les espaces anthropiques. (Figure par F. Mazier)

Collecte des échantillons de mousses

Dans chacun des sites sélectionnés un échantillon de mousse doit être collecté et des relevés de végétations effectués autour du prélèvement. Les mousses étant des pièges à pollen naturels communément utilisées dans les études portant sur l'estimation des productions polliniques (Broström et al 2008), elles permettent d'obtenir pour chaque site un enregistrement de la pluie pollinique actuelle du site. Dans la mesure du possible, les espèces de mousses pleurocarpes formant des tapis denses doivent être privilégiées par rapport aux mousses acrocarpes formant des tiges dressées (Boyd 1986). L'échantillon doit être collecté au plus près du point GPS défini grâce au SIG et la position exacte du site de prélèvement doit être documentée par un nouveau point GPS pris sur place. Dans un rayon de 0.5 m autour du point central, dix coussinets de mousses ont été récoltés et amalgamés pour constituer un échantillon composite par site

(Broström et al. 2004, Mazier et al 2008). La multiplication du nombre de mousses et le prélèvement de la mousse entière devraient limiter la variation pollinique intra et inter saisonnière (Hicks, 2001, Hicks et al. 2001, Räsänen et al., 2004). La collecte de l'échantillon de mousse a été réalisée à la fin de la période de floraison (Cundill, 1991) et le périmètre de collecte de 0.5 m de rayon a été protégé, le temps de la visite, afin d'éviter que les opérations de relevés ne perturbent l'enregistrement de la pluie pollinique.

Comptages polliniques

Les comptages sont ici renforcés jusqu'à l'obtention d'une somme pollinique comprenant au moins 1000 grains de pollen pour réduire les incertitudes sur l'estimation des productions polliniques.

Acquisition des données de végétation

Les données concernant la composition du couvert végétal, dans un rayon de 100 m autour des prélèvements de mousses, ont été obtenues grâce à des relevés de végétations. Ces relevés ont été effectués selon un protocole standard défini lors de la concertation de plusieurs équipes impliquées sur la calibration du signal pollinique, le protocole CRACKLES (Bunting et al. 2013). En ce qui concerne la composition du couvert végétal au-delà de la limite des 100 m, les données de terrains ont été complétées par l'analyse de données géoréférencées et de photographies aériennes.

Caractérisation de la végétation entre 0 et 10 m autour du point d'échantillonnage

La végétation présente dans les environs immédiats du point de prélèvement est documentée à l'aide de relevés de quadra de 1x1 m (Figure II-8).



Figure II-8 : Exemple de relevé au quadra dans un des sites échantillonnés.

La zone comprise entre 0 et 10m autour du point d'échantillonnage est documentée par 21 relevés de ce type, répartis comme indiqué sur la Figure II-9.

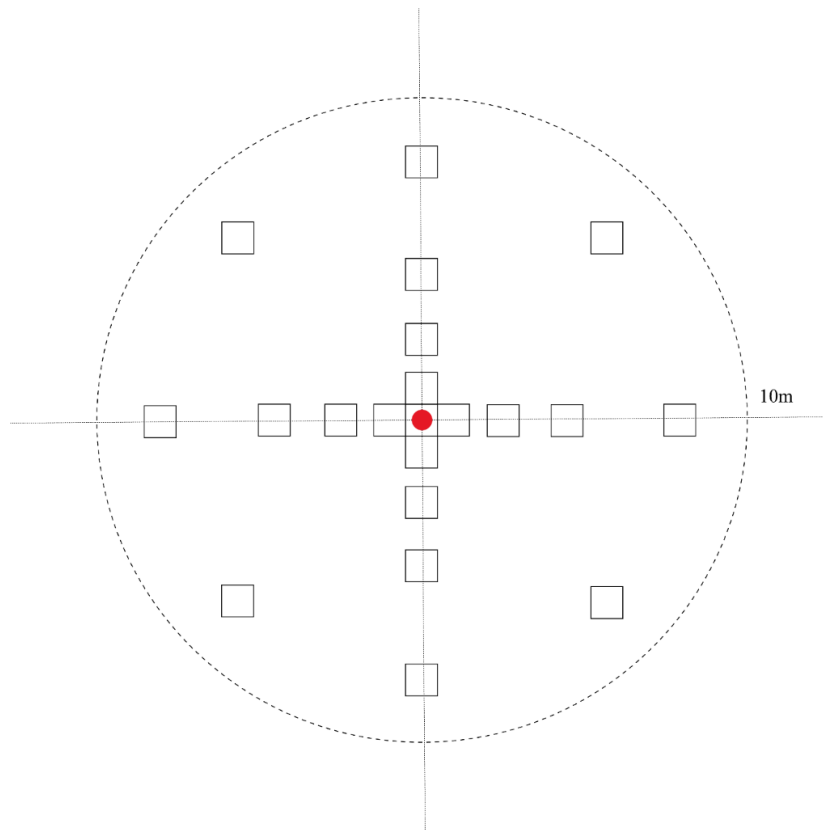


Figure II-9 : Disposition des cadrats de 1x1m pour les relevés de végétation dans les 10 m autour du point de prélèvement (en rouge).

Pour chaque quadra une liste des espèces présentes est dressée avec une évaluation de leurs couvertures respectives, exprimées en pourcentage de recouvrement. Du fait de l'étagement vertical de la végétation, la somme du couvert végétal au sein d'un quadra peut excéder les 100%. Dans ce type de relevés ainsi que dans tous ceux décrits par la suite, certaines espèces telles que celles appartenant à la famille des Poaceae, ont été reportées dans les relevés botaniques seulement au niveau de leur famille. En effet, les Poaceae n'étant pas distinguables les unes des autres dans les analyses polliniques, il n'était pas pertinent de toutes les répertorier compte-tenu du peu de temps disponible. D'autres espèces rarement enregistrées dans les spectres polliniques modernes de Palavas ont également été répertoriées dans une catégorie « autre » lors de l'ensemble des relevés.

Caractérisation de la végétation entre 10 et 100 m autour du point d'échantillonnage

Les communautés végétales comprises entre 10 et 100 m autour du point d'échantillonnage sont cartographiées sur le terrain (Figure II-10).

(a) Carte réalisée sur le terrain, reportée sur la photo aérienne du site

(b) Carte des communautés végétales digitalisées

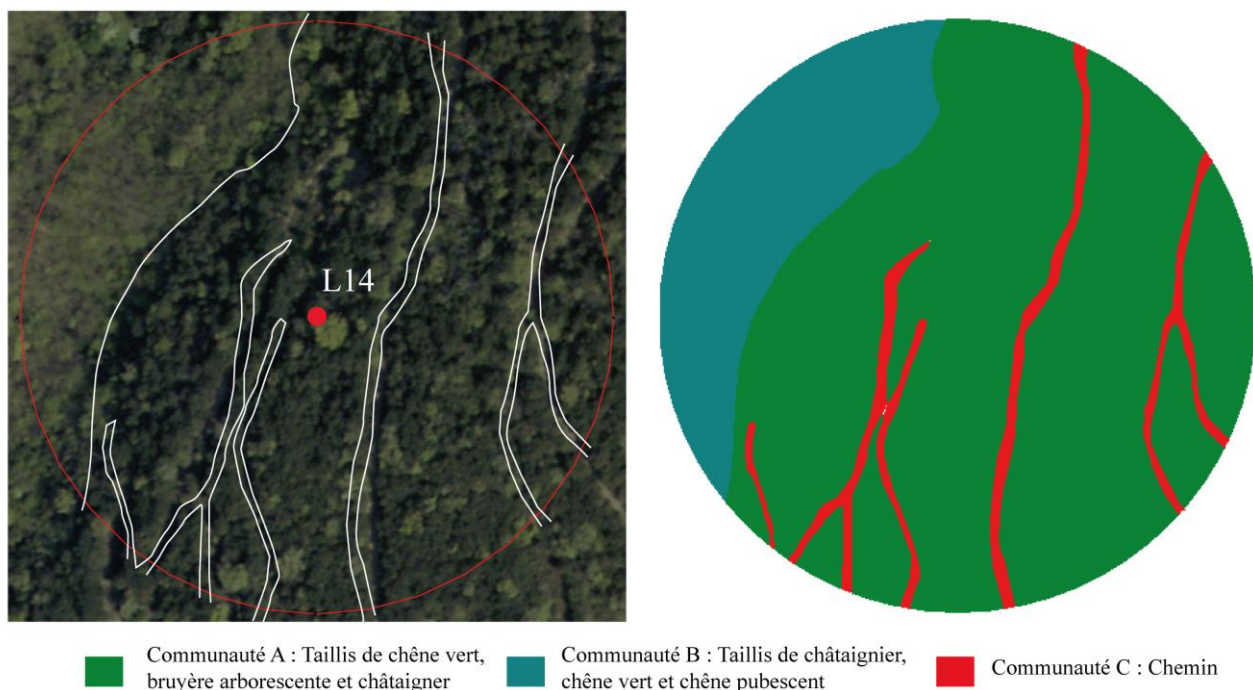


Figure II-10 : Exemple d'un relevé de végétation entre 10 et 100 m autour d'un point d'échantillonnage.

La composition floristique de chacune des communautés est obtenue grâce à des relevés effectués selon des méthodes propres à chaque type de milieu (Figure II-11) :

- Les communautés ouvertes sont caractérisées par 1 à 4 relevés de quadras (1x1m) suivant leur hétérogénéité.
- Les communautés boisées sont caractérisées par des relevés avec une corde marquée de 6 repères à 1.2 m, 2.9 m, 3.85 m, 4.6 m, 5.2 m et 5.75 m. Pour chaque relevé, 8 transects radiaux sont effectués le long de la corde à partir d'un point central permettant ainsi de recueillir 48 observations (6x8). Pour chacune des 48 observations, toutes les espèces situées au-dessus d'un repère sont inventoriées et la première plante en dessous du repère est reportée.
- Les communautés arbustives semi-ouvertes sont caractérisées par des relevés à la corde comme ceux décrits précédemment pour les zones boisées. Cependant dans chaque relevé, les 48 observations sont classées en deux catégories milieu ouvert/milieu fermé suivant que le repère correspondant était situé dans une zone ouverte ou une zone dominée par des arbres et des arbustes. Lorsqu'un repère est situé dans une zone fermée, toutes les espèces situées au-dessus ou au-dessous du repère sont reportées afin de caractériser la composition des parties fermées de la communauté végétale. La

composition des parties ouvertes est quant à elle caractérisée grâce à des relevés de quadrats (1x1 m). La proportion des observations correspondant à des parties ouvertes permet de déduire le taux d'ouverture de la communauté végétale tout entière et de combiner les compositions des parties ouvertes et fermées.

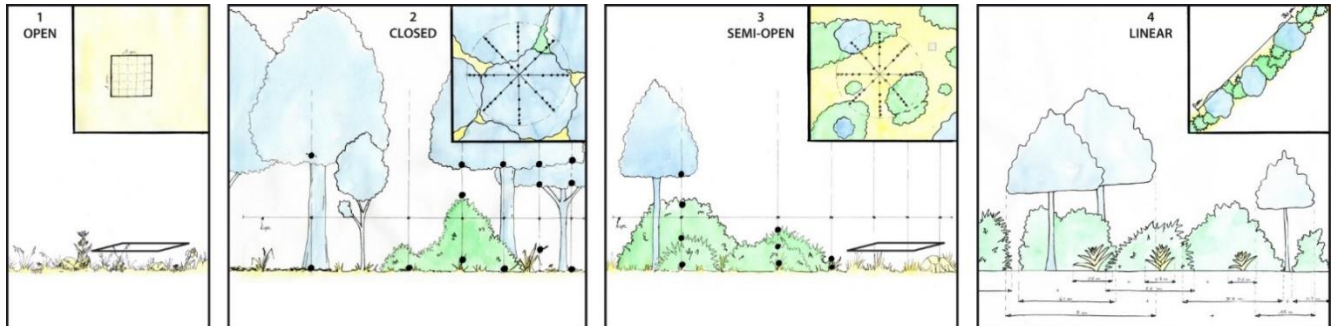


Figure II-11 : Méthodes de caractérisation de la composition des communautés végétales (dessin C. Cugny)

Caractérisation de la végétation entre 100 et 1500 m autour du point d'échantillonnage

La végétation entre 100 et 1500 m autour de chaque point d'échantillonnage est documentée à partir des cartes de l'Inventaire National Forestier (IFN1), de la carte d'occupation des sols (Landsat - OCCSOL L-R 2006 réalisée par SIG-LR), du registre parcellaire graphique (RPG_2012) et si besoin complétées par interprétation diachronique de photographies aériennes. L'ensemble de ces données est intégré sous forme d'une carte de végétation composite par SIG (Figure II-12). La composition floristique moyenne de chacun des types de végétation identifiée sur la carte composite est estimée grâce aux relevés botaniques effectués dans les 100 m autour des points d'échantillonnage (campagne de terrain 2012), grâce à des relevés botaniques complémentaires (campagne de terrain 2016) et grâce aux informations complémentaires fournies par l'IFN 1 (IFN Hérault 1996).

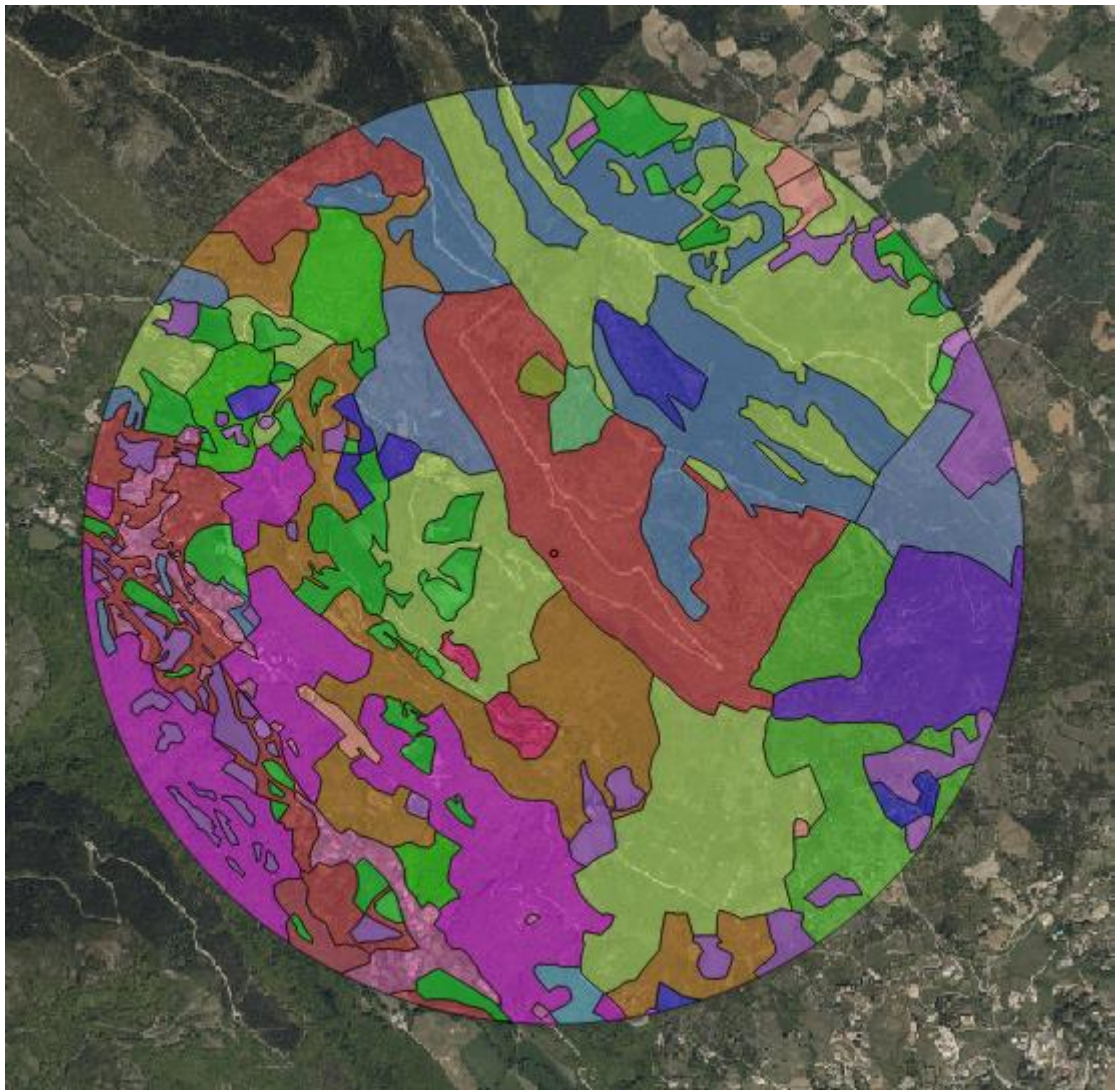


Figure II-12 : Exemple de la carte de végétation entre 100 et 1500m autour du point de prélèvement L08 (point rouge), obtenu par synthèse des données IFN1, OCCSOL L-R 2006, RPG 2012, des photographies aériennes. Chaque couleur représente une communauté végétale différente renseignée par relevés de terrain ou extraite de l'IFN1.

5. Intérêt et utilisation des ondelettes pour les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques

Dans de très nombreux cas, les données paléoenvironnementales et paléoclimatiques se présentent sous la forme d'une variable exprimée en fonction du temps, telle que la proportion d'un taxon pollinique, la concentration d'un biomarqueur ou encore la composition isotopique. De telles données sont appelées « séries temporelles ». Les séries temporelles ne sont pas restreintes aux études paléoenvironnementales. Elles constituent un type de données extrêmement courant et manipulé en routine dans de nombreuses autres disciplines comme la physique, l'économie, l'astronomie... De très nombreux outils ont ainsi été développés pour les étudier, parmi lesquels les outils d'analyse spectrale, utilisés pour caractériser les propriétés cycliques d'un signal. Or, bien souvent, les variations du climat présentent un caractère oscillant plus ou moins régulier que l'on va retrouver évidemment dans les données paléoclimatiques mais aussi souvent dans les données paléoenvironnementales. L'analyse spectrale permet alors de quantifier précisément les fréquences des oscillations observées.

L'analyse par ondelettes est un type particulier d'analyse spectrale qui possède pour principale caractéristique de pouvoir s'appliquer à des séries temporelles périodiques non stationnaires, c'est-à-dire des signaux dont les cyclicités ne s'observent pas sur l'ensemble de l'intervalle de temps étudié (Torrence et Compo 1998). L'analyse par ondelettes est un outil de choix pour étudier la variabilité climatique holocène. Elle permet notamment de discuter plus directement des forçages climatiques à partir des enregistrements paléoclimatiques (Debret et al. 2007, 2009). Les paragraphes suivants décrivent l'outil des ondelettes qui sera utilisé dans ce volume. Sauf mention contraire, les éléments de cette partie proviennent de l'article de Torrence et Compo (1998) qui ont publié un guide de référence pour l'analyse par ondelettes des séries temporelles en climatologie.

a. Principes généraux

Les ondelettes sont des fonctions périodiques avec une moyenne nulle qui convergent rapidement vers zéro après quelques oscillations seulement (Figure II-13). Une ondelette mère est une fonction qui satisfait les conditions précédentes et qui peut être utilisée pour définir un ensemble de fonctions appelées ondelettes filles (Torrence and Compo 1998). Au cours de ce travail, l'ondelette mère utilisée pour toutes nos analyses est l'ondelette de Morlet (Figure II-13-a).

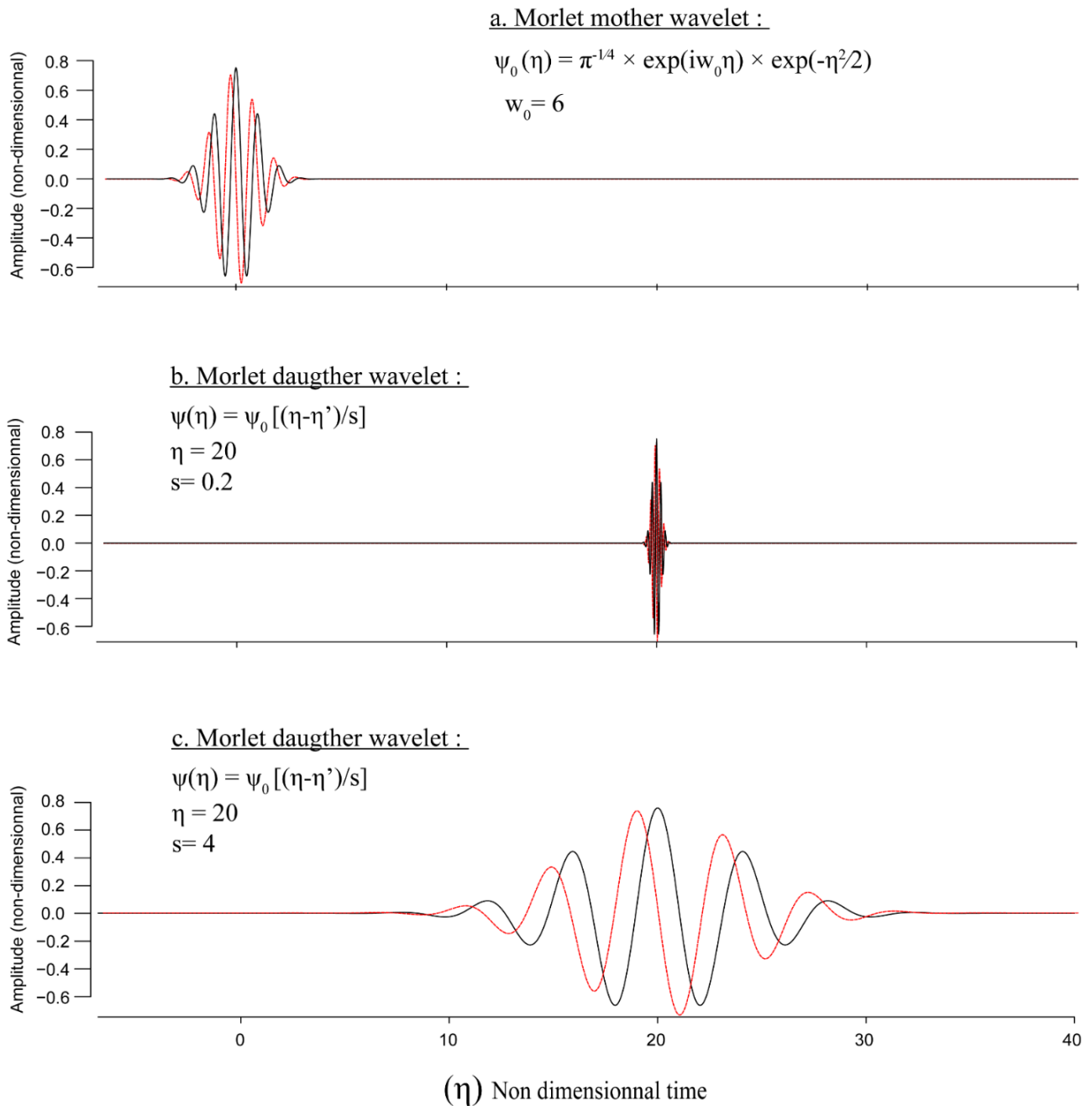
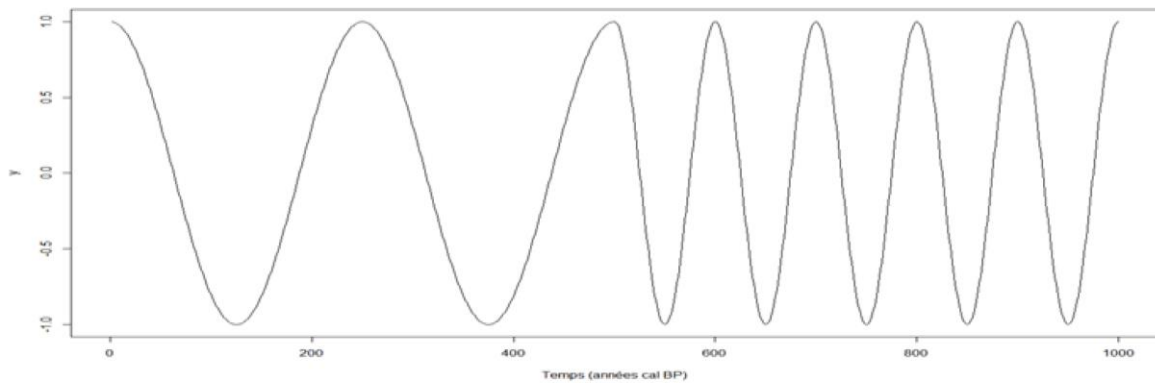


Figure II-13 : Tracés de l'ondelette mère de type Morlet (a) et de deux exemples d'ondelletes filles (b) et (c) dérivées de cette ondelette mère par translation et mise à l'échelle. Les courbes noires représentent les parties réelles des fonctions et les courbes rouges représentent les parties imaginaires.

Cette ondelette mère est utilisée dans la plupart des travaux de plaéoclimatologie (e.g. Debret et al. 2007, 2009, Fletcher et al. 2013, Steinhilber et al. 2012). Lors d'une analyse par ondelette, le signal à analyser est « ausculté » sur toute sa durée et sur une gamme de périodes données. Pour cela on calcule la transformée en ondelette qui représente la convolution de la série temporelle avec une série d'ondelettes filles. Les ondelettes filles sont définies par translation et mise à l'échelle de l'ondelette mère (Figure II-13-b-c). L'opération de translation permet de centrer la fonction « ondelette fille » sur un instant t donné tandis que la mise à l'échelle permet d'examiner une période précise (Torrence and Compo 1998). Comme les transformées en ondelette sont des nombres complexes avec une partie réelle et imaginaire, elles sont difficiles à visualiser directement. Par conséquent le résultat d'une analyse par ondelette est donné sous la forme des modules des transformées en ondelettes pour chaque pas de temps et chaque période examinée. L'ensemble des modules est représenté graphiquement par un scalogramme, sur lequel le temps est figuré en abscisse et la période en ordonnée (Figure II-14). La valeur du module est représentée sous forme d'une échelle de couleur. Une périodicité de période λ qui contribue à la variabilité du signal dans un intervalle de temps $[t_1, t_2]$ va apparaître dans le scalogramme comme un maximum local du module centré sur la période λ entre t_1 et t_2 (Torrence and Compo 1998) (Figure II-14). Les modules des transformées en ondelettes sont systématiquement biaisés en faveur des facteurs de dilatations (périodes) les plus grands. Ils sont donc corrigés avant de tracer les scalogrammes en les divisant par la valeur du facteur de dilatation correspondant (Liu et al. 2007).

a. Exemple d'une série temporelle présentant des cyclicités non-stationnaires



b. Scalogramme de la série temporelle d'exemple

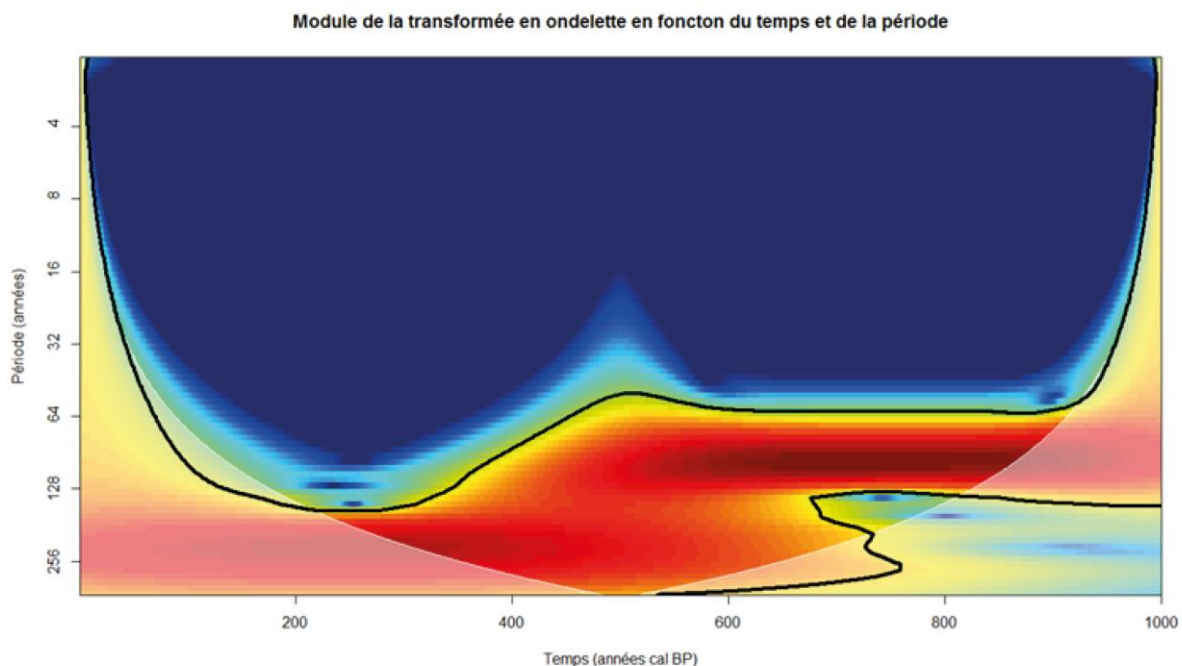


Figure II-14 : Exemple d'analyse par ondelettes. (a) Exemple théorique d'une série temporelle présentant des cyclicités non stationnaires. Entre 1000 et 500 ans cal BP la cyclicité possède une période de 100 ans et entre 500 et 0 ans cal BP la cyclicité possède une période de 250 ans. (b) Scalogramme de la série temporelle non-stationnaire. La valeur du module est représentée par un code couleur avec en bleu les valeurs les plus basses et en rouge les valeurs les plus hautes. Deux maxima locaux de module sont visibles autour d'une période de 100 ans entre 1000 et 500 ans cal BP et autour d'une période de 250 ans entre 500 et 0 ans cal BP. La zone ombrée en blanc correspond au cône d'influence et les lignes noires continues au seuil de significativité de 0.95 (voir paragraphes ci-dessous).

b. Prétraitement des données paléoenvironnementales

L'intervalle de temps entre les termes de la série temporelle analysée doit être constant, sinon l'analyse par ondelette est impossible (Torrence and Compo 1998). Or, cela est très rarement le cas pour les données paléoenvironnementales et un prétraitement des données est donc nécessaire. La série temporelle est ré-échantillonnée avec un pas de temps constant et une résolution moyenne égale à la résolution moyenne d'origine. Les nouvelles valeurs sont obtenues par interpolation linéaire. De plus, les tendances à long terme sont également retirées grâce à une ou plusieurs régressions linéaires pour éviter de biaiser les composantes périodiques des fréquences les plus basses (Thomson and Emery, 2014). Enfin, comme la série temporelle est de longueur finie, un biais appelé « effet de bord » peut apparaître à ses extrémités. Pour éviter cette source d'erreur, la série temporelle est rallongée par ses deux extrémités avec des séries de zéro. Ces « queues de zéros » sont enlevées en fin d'analyse. Cependant à cause de ces opérations, les modules des fréquences les plus basses sont biaisés près des bords (Torrence and Compo 1998). La zone affectée par ce phénomène est appelée cône d'influence et l'amplitude des modules y est sous-estimée (Figure II-14).

c. Significativité

Il est possible de déterminer le caractère significatif du résultat d'une analyse par ondelettes, en le comparant avec le résultat obtenu à partir d'une série temporelle aléatoire possédant un coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 égal à celui de la série temporelle analysée (Torrence and Compo 1998). Une telle série temporelle aléatoire est appelée bruit rouge.

d. Ondelettes croisées

La comparaison entre plusieurs séries temporelles dans le domaine des fréquences peut être effectuée en comparant directement leurs scalogrammes. Il est également possible de réaliser une analyse par ondelettes croisées. Cette dernière analyse permet de mettre en évidence les cyclicités communes à deux séries temporelles ou plus et d'estimer le caractère significatif ou non de ces cyclicités (Velasco-Herrera et al. 2017). Le résultat se présente également sous la forme de scalogramme sur lesquels seules les périodicités partagées entre les différents signaux apparaissent comme des maxima locaux du module de la transformée en ondelette croisée. Avant une telle analyse les séries temporelles doivent être tronquées pour avoir toutes la même longueur, rééchantillonnées avec un pas de temps identique puis être normalisées par leur variance respective. Sans cette dernière opération, les cyclicités des séries temporelles avec la

plus grande variance auraient plus de poids que les autres et biaiserait l'ensemble de l'analyse.

e. Propagation de l'incertitude des modèles d'âges dans les analyses par ondelettes

La plupart des séquences paléoclimatiques et paléoenvironnementales sont affectées par des erreurs de modèles d'âge. Cette incertitude sur la datation exacte des échantillons affecte l'ensemble du cadre chronologique des séries temporelles et introduit un biais inévitable dans d'éventuelles analyses spectrales. La majorité des articles présentant des résultats d'analyses spectrales sur des séquences paléoclimatiques passent ce problème sous silence ou au mieux l'évoque sans s'y attarder. Pourtant, si ce biais est inévitable il est tout de même possible de le quantifier afin d'évaluer son impact sur les résultats finaux et donc sur les conclusions. Cette démarche de quantification du biais due à l'incertitude des modèles d'âge est particulièrement importante au moment de comparer le contenu fréquentiel de séries temporelles. Pour rapprocher de manière rigoureuse deux cyclicités observées dans deux signaux différents, encore faut-il avoir une idée de la précision avec laquelle la période de ces cyclicités est déterminée. Dans le cadre de cette thèse un nouvel algorithme basé sur une méthode de type Monte-Carlo a été créé et un programme informatique en langage R (R Core Team 2016) a été écrit afin de propager l'erreur des modèles d'âge au sein des analyses par ondelettes. Une brève description de l'algorithme est présentée ici :

- 3000 modèles d'âge alternatifs sans inversions d'âges sont générés pour la série temporelle étudiée, à partir des âges radiocarbone et de leur profondeur, d'une courbe de calibration et d'éventuelles informations sur un âge réservoir ou des dates supplémentaires. Toutes les données utilisées pour calculer le modèle d'âge de référence de la série temporelle sont réutilisées. Cette étape est réalisée à l'aide de fonctions modifiées, tirées du programme Clam (Blaauw, 2010) destiné à calculer des modèles d'âge.
- Les 3000 modèles d'âge alternatifs sont combinés avec les données de la série temporelle pour former 3000 séries temporelles alternatives différant toutes légèrement les unes des autres par leur cadre chronologique. Le module de la transformée en ondelette est calculé pour chacune de ces séries temporelles alternatives.
- Le module de la transformée en ondelette de la série temporelle de référence est utilisé pour définir des maxima de référence, correspondant aux périodes des cyclicités significatives.

- Une fonction de recherche des maxima locaux est utilisée pour détecter la position exacte des maxima de référence définis précédemment au sein des 3000 scalogrammes.
- Les 5^{ème} et 95^{ème} centiles des positions des maxima de référence au sein des 3000 scalogrammes alternatifs permettent de définir l'intervalle de confiance de chacun de ces maxima de références.

Ainsi, en prenant en compte l'incertitude du modèle d'âge, la période d'une cyclicité donnée possède 9 chances sur 10 d'être comprises au sein de cet intervalle de confiance. Un exemple des résultats donnés par le programme pour une série temporelle paléoenvironnementale est présenté Figure II-15. Ce nouvel algorithme a été utilisé dans cette thèse pour comparer de manière plus fiable le contenu fréquentiel de différents proxies paléoclimatiques et ainsi mieux comprendre la variabilité climatique holocène (Chapitre V-1).

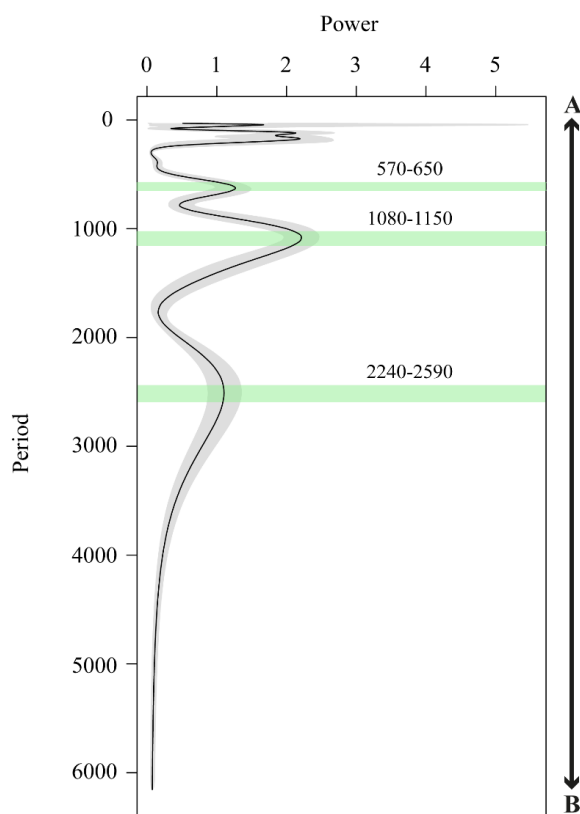


Figure II-15 : Module de la transformée en ondelette d'une série temporelle paléoenvironnementales obtenue à partir de biomarqueurs (ACL, Jalali et al. 2017) en fonction de la période pour t=2000 ans cal BP. Cette courbe correspond à une « tranche » de scalogramme pour un instant donné. La zone grisée correspond à la dispersion des valeurs de la transformée due aux incertitudes du modèle d'âge. Les zones vertes correspondent aux incertitudes quant à la position des cyclicités significatives, les intervalles indiqués au-dessus de ces zones vertes correspondent à leurs bornes.

f. Séries temporelles analysées

Ces outils d'analyse spectrale ont été utilisés pour comparer différents proxies paléoclimatiques du nord-ouest de la Méditerranée entre eux ainsi qu'avec des proxies provenant de l'Atlantique ou des régions tropicales. Une telle comparaison en passant par le domaine des fréquences permet de discuter de manière plus directe des forçages à l'origine de la variabilité climatique holocène et des mécanismes sous-jacents. Une description succincte des différentes séries temporelles analysées dans le cadre de cette thèse est exposée ci-dessous, leurs descriptions complètes, incluant celle du contexte et du contenu fréquentiel de chacune des séquences sont détaillées dans l'article joint au chapitre V première partie (Azuara et al. à soumettre) :

- L'Index des Tempêtes est un proxy de la fréquence des tempêtes sur le littoral des étangs palavasiens (Sabatier et al. 2012).
- L'index d'Aridité dérivé des données de végétation de la carotte PB06, quantifie de manière relative l'aridité dans la région autour de Palavas (Chapitre V-1, Azuara et al. à soumettre).
- Le ratio Ca/Ti représente une estimation de l'importance de la productivité biogénique marine par rapport aux apports terrigènes dans le Golfe du Lion (Bassetti et al. 2016).
- Le ratio K/Ti indirect d'érosion et d'état des sols dans le bassin versant du Rhône (Bassetti et al. 2016).
- Les SST_{GL} représentent les estimations des températures des eaux de surfaces du golfe du Lion (SST GL) (Sicre et al. 2016).
- La concentration en TERR-Alcanes (alcanes lourds) est un proxy de l'activité hydrologique et de l'érosion dans le bassin versant du Rhône (Jalali et al. 2016).
- L'ACL est un proxy qui dépend du stress hydrique des plantes dans le bassin versant et donc de l'aridité. La longueur moyenne des chaînes d'alcanes lourds augmente avec l'aridité (Jalali et al. 2017).
- L'*Up10 fraction* (MD99-2343) est un proxy granulométrique qui indique les variations de vitesse du courant des eaux profondes ouest-méditerranéennes (WMDW) qui se forment un peu plus au nord dans le Golfe du Lion (Frigola et al. 2007).
- Le $\delta^{18}O$ de la grotte d'Asiul dépend de l'importance des précipitations dans le nord-ouest de la péninsule Ibérique (Smith et al. 2016).
- Les SST_{Bis} représentent les estimations des températures des eaux de surface de la baie de Biscaye qui augmentent avec l'activité des gyres océaniques de l'Atlantique (Mary et al. 2017).

- La variabilité NAO a été prise en compte grâce aux données de trois études différentes (Trouet et al. 2009, Olsen et al. 2012, Ortega et al. 2015).
- L'Activité ENSO a été intégrée grâce à des données d'une séquence prélevée dans un lac situé en Equateur (Moy et al. 2002).
- La position de l'ICTZ dans le bassin de Cariaco été reconstruits à partir des concentrations en titanium et en fer mesurées dans une carotte marine prélevée au large du Venezuela (Haug et al. 2001).
- Le nombre de tâches solaires représente un proxy de l'activité solaire (Solanki et al. 2004).

En dehors de l'index d'aridité qui est dérivé des données polliniques de la séquence de Palavas, les autres séries temporelles ont été fournies par des collaborateurs ou téléchargées à partir des bases de données NOAA et PANGEA (voir Chapitre V-1, Azuara et al. à soumettre).

Chapitre III : Résultats

Dans cette partie, les résultats bruts des analyses polliniques des séquences de Palavas et Mar Menor ainsi que l'avancée du travail de calibration de productivités polliniques sont présentées.

1. Résultats des analyses polliniques

a. La séquence de Palavas

La séquence composite de Palavas compte 140 échantillons (13 pour EG08 et 123 pour PB06) et couvre les 7800 dernières années avec une résolution moyenne d'environ 57 ans entre chaque échantillon. La préservation des grains de pollen y est très bonne avec une concentration pollinique moyenne de 33 800 grains.g⁻¹. Il y a cependant deux petites lacunes au sein de la série, situées respectivement entre 1555-1316 ans cal BP et 622-202 ans cal BP et correspondant à des niveaux de tempêtes particulièrement importants (Figure III-1 et Figure III-2).

Une comparaison entre les spectres polliniques actuels de Palavas et la végétation régionale visant à contraindre l'aire de collecte des lagunes est présentée dans le chapitre IV partie 2 (Azuara et al. 2017). En résumé, cette comparaison montre des apports polliniques provenant majoritairement de l'environnement lagunaire proche et de la végétation méso-méditerranéenne de l'arrière-pays avec une contribution bien visible de la végétation supra-méditerranéenne plus éloignée et enfin de faibles apports plus lointains en provenance des montagnes.

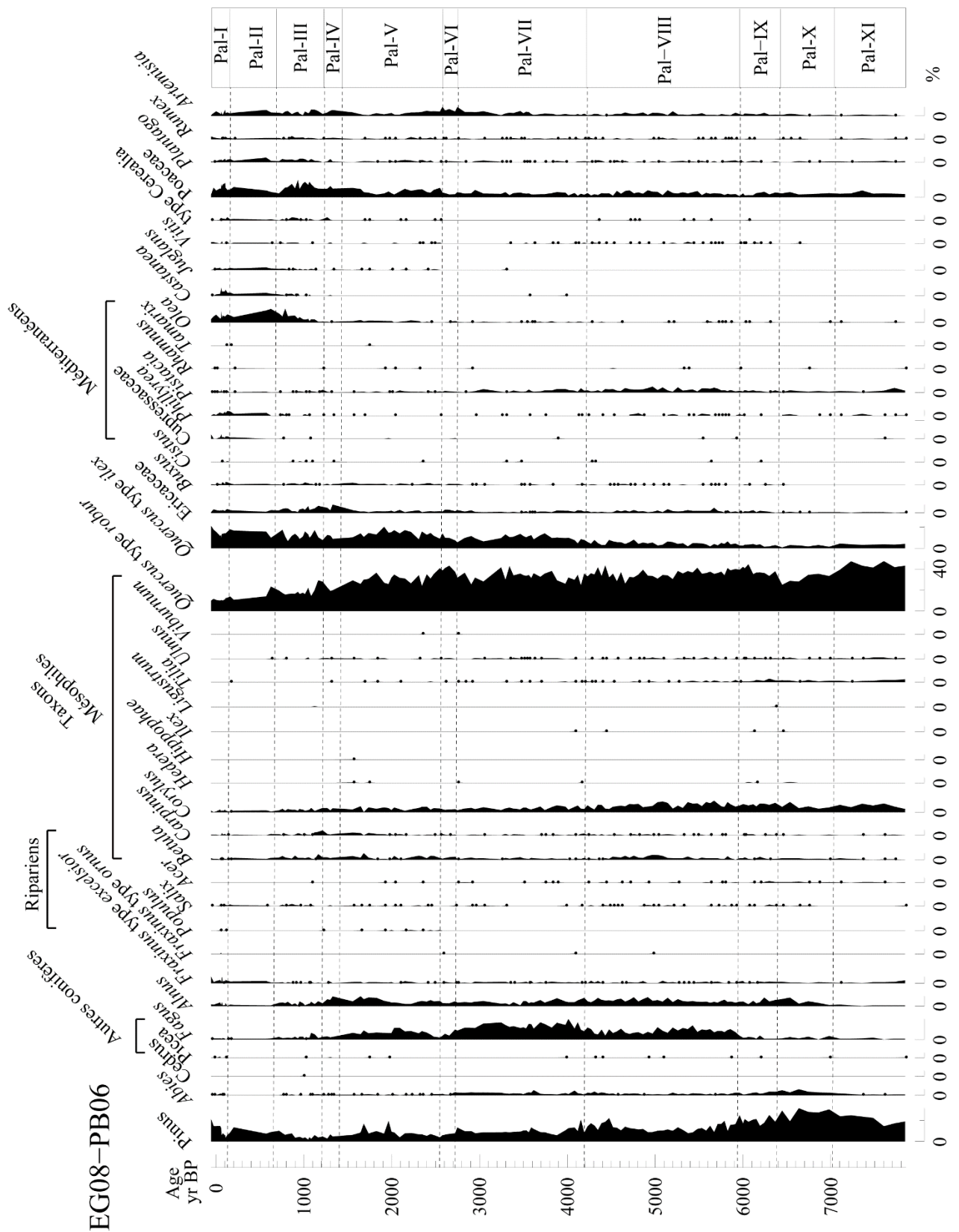


Figure III-1 : Diagramme total de la séquence de Palavas (partie 1)

La diversité taxonomique est relativement importante avec 98 taxons polliniques répertoriés sur l'ensemble de la séquence. Dans l'ensemble, les spectres sont largement dominés par les chênes décidus (*Quercus* type *robur*), les chênes méditerranéens (*Quercus* type *ilex*), le hêtre (*Fagus*), les pins (*Pinus*) et la végétation halophile lagunaire surtout représentée par les Amaranthaceae (Figure III-1). Les taxons les plus faiblement représentés ont été regroupés en fonction de leurs affinités écologiques. Ainsi, 6 groupes ont été définis :

- Autres conifères : inclut *Picea* et *Cedrus* qui reflètent des apports très lointains exceptionnels, tout spécialement *Cedrus*, sauf à la toute fin de la séquence au 20^{ème} siècle.
- Taxons ripariens : *Fraxinus* type *excelsior*, *Fraxinus* type *ornus*, *Salix* et *Populus*.
- Taxons mésophiles : *Acer*, *Ulmus*, *Tilia*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Hedera*, *Ligustrum*, *Ilex* et *Viburnum*.
- Taxons méditerranéens : *Pistacia*, *Phillyrea*, *Rhamnus*, *Buxus*, *Cistus* et *Cupressaceae*.
- Autres herbacées : groupe ubiquiste incluant tous les taxons herbacés ne figurant pas individuellement dans le diagramme simplifié présenté dans la partie discussion (IV.1, Figure) ou dans le groupe des aquatiques.
- Aquatiques : *Cyperaceae*, *Typha/Sparganium*, *Alisma*, *Myriophyllum*, *Lemna*, *Potamogeton*.

La zonation automatique du diagramme grâce aux méthodes CONISS (Grim 1987) et « Broken stick » (Bennet, 1996) en regroupant les taxons faiblement représentés selon les groupes ainsi définis, a permis de définir 11 zones significatives pour la séquence de Palavas. La Table III-1 présente une description succincte de chacune des zones du diagramme.

Table III-1 : Zonation du diagramme de la séquence de Palavas

Nom	Profondeur (cm)	Dates (ans cal BP)	Description
Pal-XI	758-734 (PB06)	7850 - 7040	Pollen d'arbres très abondant (~80%), spectres dominés par <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (~40%) et <i>Pinus</i> (15-30%), taxons méditerranéens faibles (2-7%) et taxons montagnards peu représentés mais en continu.
Pal-X	734-710 (PB06)	7040 - 6400	↓ <i>Quercus</i> type <i>robur</i> jusqu'à 25%, <i>Pinus</i> (25-30%) et maximum d' <i>Abies</i> (~4.5%).
Pal-IX	710-658 (PB06)	6400 - 5940	↓ <i>Pinus</i> et ↓ <i>Abies</i> , ↑ <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (25→40%), première occurrence du type <i>Cerealia</i> vers 6050 ans cal BP.
Pal-VIII	658-502 (PB06)	5940 - 4170	↓ <i>Pinus</i> (~13%) et ↑ taxons méditerranéens (~10%), ↑ <i>Fagus</i> (2→10 %) puis ↓ après 5000 ans cal BP, quasi disparition d' <i>Abies</i> , occurrence régulière du type <i>Cerealia</i>
Pal-VII	502-334 (PB06)	4170 - 2690	<i>Pinus</i> faible (<10%), ↑ <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> (10-15%), ↓ Ericaceae et des arbustes méditerranéen, ↑ <i>Fagus</i> autour de 4300 ans cal BP (10→20%), <i>Abies</i> faible (1-2.5%), ↓ pollen d'arbres à partir de 3000 ans cal BP.
Pal-VI	334-306 (PB06)	2690 - 2510	↓ <i>Fagus</i> (15→2%) puis , ↑ <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (+15%).
Pal-V	306-235 (PB06)	2510 - 1330	↓ <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (40→25 %), <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> (10-20%) et ↑ Poaceae (5-10 %), <i>Fagus</i> (~10%), après 2000 ans cal BP enregistrement stable mais continu d' <i>Olea</i>
Pal-IV	235-205 (PB06)	1330 - 1140	↑ pollen d'arbres en particulier <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (+10%), <i>Fagus</i> (2-3%) et ↑ Amaranthaceae (12-14%).
Pal-III	205-120 (PB06)	1140 - 600	↑ <i>Fagus</i> (1→6%) puis quasi disparition, <i>Quercus</i> type <i>robur</i> et plus généralement pollen d'arbres très faibles, ↑ taxons d'origines anthropiques, en particulier <i>Olea</i> (11%).
Pal-II	74-32 (EG08)	600 - 60	<i>Pinus</i> , <i>Quercus</i> type <i>robur</i> , <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> , arbustes méditerranéens, Poaceae et Amaranthaceae tous aussi abondants (~10%), ↑ <i>Castanea</i> (7%), ↓ <i>Olea</i> (<10%).
Pal-I	32-0 (EG08)	60 - (-56)	↑ <i>Pinus</i> , ↑ <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> (10 →20 %), <i>Quercus</i> type <i>robur</i> stable (~10%), ↓ taxons d'origine anthropique en particulier <i>Olea</i> et <i>Castanea</i> .

b. La séquence de Mar Menor

La séquence de Mar Menor compte 93 échantillons formant une séquence continue qui couvre les 6600 dernières années avec une résolution moyenne de 70 ans. La préservation des grains de pollen est très bonne avec une concentration pollinique moyenne de 20 130 grains.g⁻¹. La comparaison du spectre actuel de la lagune (Figure III-3) avec la végétation à l'échelle de la région de Murcie (Chapitre I-4-b) permet de discuter de la provenance des apports polliniques. En dehors de la végétation lagunaire halophyte bien représentée par les Amaranthaceae, les environnements les plus proches de la lagune sont quasiment absents (Figure III-3). Les surfaces agricoles qui couvrent presque l'ensemble du Campo de Cartagena sont seulement visibles à travers la présence du pollen d'*Olea*. Les arbres fruitiers et les cultures maraichères très abondantes ne sont pas enregistrés. De plus, les environnements les plus chauds et les plus arides des plaines côtières ne sont pas du tout enregistrés (Figure III-3). En effet, les taxons les plus caractéristiques de ces milieux tels que *Ziziphus lotus*, *Periploca angustifolia* ou encore *Maytenus senegalensis subsp europaeus* sont absolument absents. Ce biais important des spectres analysés est en grande partie dû à la très faible production pollinique des plantes entomophiles cultivées (*Citrus*, *Prunus*, ...) et de celles dominant les milieux les plus arides (Carrion 2002). D'un autre côté, les forêts de chênes verts et de pins des massifs montagneux, ainsi que les formations arbustives de l'étage thermoméditerranéen supérieur à *Pistacia lentiscus* et *Quercus coccifera*, y sont particulièrement bien représentées par les taxons polliniques *Pinus*, *Quercus* type *ilex* et *Pistacia* (Figure III-3). Les proportions significatives de grains de pollen de chênes décidus peu représentés dans la région montrent des apports lointains relativement importants. La taille très importante de la lagune de Mar Menor favorise un enregistrement de la végétation à grande échelle et explique la forte composante régionale du signal pollinique.

Au total, 79 taxons ont été répertoriés sur l'ensemble des spectres de la séquence de Mar Menor (Figure III-4 et Figure III-5). Tout au long de l'enregistrement *Pinus* domine très largement les spectres, avec des proportions comprises entre 20 à 75 %. Afin d'éviter les problèmes de covariation entre le pin et les autres taxons dus à la grande variabilité de ce taxon et son écrasante domination dans certains spectres, les proportions polliniques des autres taxons ont été calculées en excluant les pins de la somme pollinique totale. Les spectres ainsi obtenus montrent une composition relativement équilibrée entre, d'une part, arbres et arbustes surtout représentés par *Quercus* type *robur*, *Quercus* type *ilex*, *Pistacia* et *Olea*, et, d'autre part, les herbacées surtout représentées par *Artemisia*, Poaceae et Amaranthaceae (Figure III-4 et Figure

III-5). Comme pour Palavas, des regroupements entre les taxons polliniques les moins abondants ont été réalisés. Sept groupes ont été définis :

- Autres conifères : *Abies*, *Cedrus* et *Picea* marqueurs de rares apports très lointains.
- Ripariens : *Alnus*, *Fraxinus* type *excelsior*, *Populus*, *Salix*.
- Autres Mésophyles : *Betula*, *Corylus*, *Ulmus*, *Acer*, *Carpinus*, *Tilia*, *Fagus*, *Hedera*, *Buxus*.
- Autres Méditerranéens : Cupressaceae, *Rhamnus*, *Viburnum*,.
- Autres Xerophiles : *Asphodelus*, Asteroideae, Cichorioideae, *Ephedra* type *fragilis*, *Euphorbiaceae*, *Tamarix*, *Thymeleaceae*.
- Aquatiques : *Alismataceae*, Cyperaceae, Nympheaceae, *Typha/Sparganium*.
- Autres herbacées : Tous les autres taxons herbacés non représentés individuellement dans les diagrammes simplifiés (partie IV.3) ou inclus dans une des catégories précédentes.

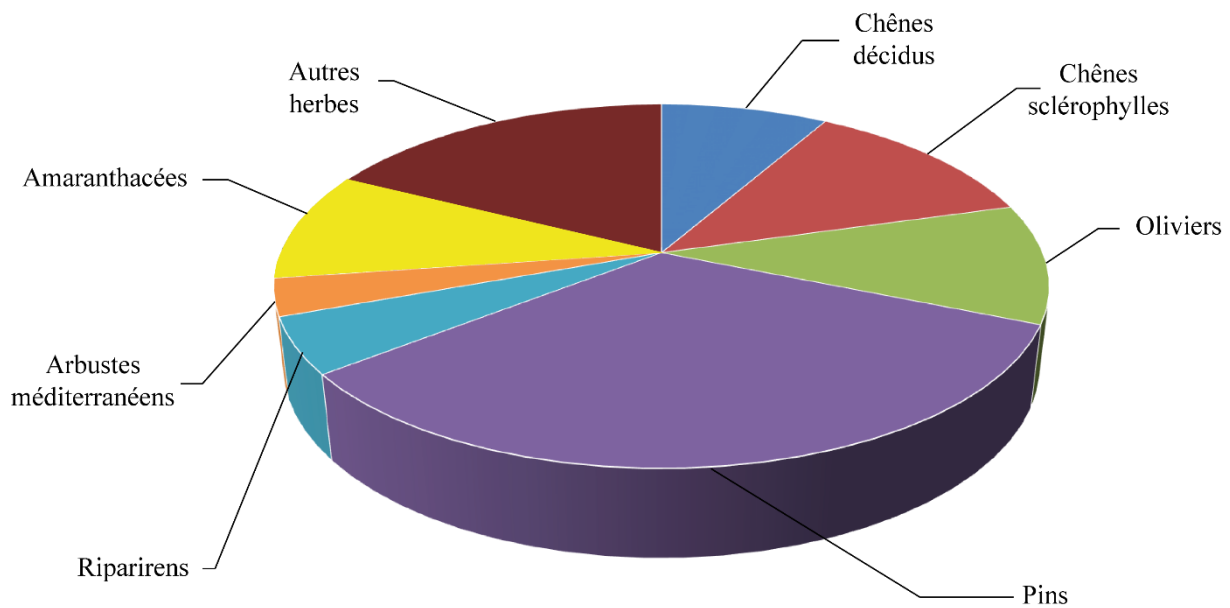


Figure III-3 : Spectre actuel simplifié de la lagune de Mar Menor.

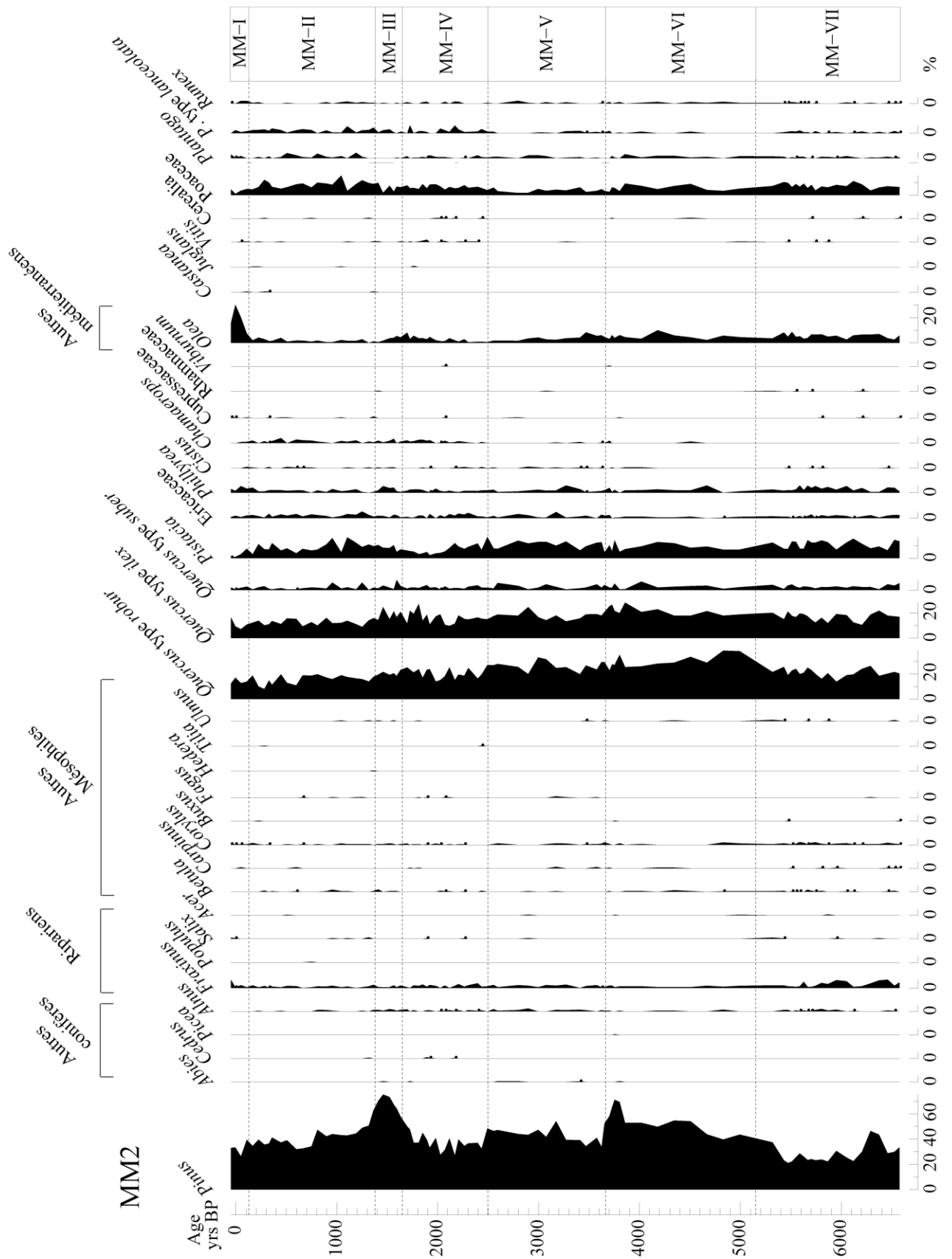


Figure III-4 : Diagramme total de la séquence de Mar Menor (partie 1)

La zonation automatique du diagramme grâce aux méthodes CONISS (Grim 1987) et « Broken stick » (Bennet, 1996) en regroupant les taxons faiblement représentés selon les groupes ainsi définis, a permis de définir sept zones significatives pour la séquence de Mar Menor. La Table III-2 présente une description succincte de chacune des zones du diagramme.

Table III-2 : Zonation du diagramme de la séquence de Mar Menor

Nom	Profondeur (cm)	Dates (ans cal BP)	Description
MM -VII	290-397	6580 - 5160	Pollen d'arbre faible en particulier <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (15-20 %), <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> , <i>Pistacia</i> et <i>Olea</i> bien représentés, <i>Amaranthaceae</i> relativement abondante (~10 %).
MM -VI	215-290	5160 - 3640	<i>Pinus</i> (40→70%), <i>Quercus</i> type <i>robur</i> (25-35 %) et type <i>ilex</i> (~20 %) maximums, <i>Olea</i> et <i>Pistacia</i> (~5 %), <i>Artemisia</i> faible (>5%).
MM -V	152-215	3640 - 2460	↑ <i>Artemisia</i> vers 3650 ans cal BP (x2), <i>Poaceae</i> faible (<5%), ↓ pollen d'arbres mais pas de tendance nette sur les taxons individuels à l'exception d' <i>Olea</i> .
MM -IV	98-152	2460 - 1710	<i>Pinus</i> relativement bas (~35 %), ↓ <i>Pistacia</i> (10→3 %), ↑ <i>Olea</i> (0.5→5 %), début de la courbe continue des taxons thermophiles.
MM-III	68-98	1710 - 1340	Maximum de <i>Pinus</i> (70-75 %), ↑ pollen d'arbre et arbustes, ↓ <i>Olea</i> (8→1%).
MM-II	10-68	1340 - 80	↓ <i>Pinus</i> (60→40 %) et ↑ <i>Artemisia</i> (15→30 %), proportions de pollen d'arbre minimales (25-35%).
MM-I	0-10	80 - (-50)	↑ <i>Olea</i> (2→30 %) suivie d'une baisse (-15%), ↑ <i>Quercus</i> type <i>ilex</i> (7→15 %) et ↓ <i>Artemisia</i> (25→12 %).

2. Calibration de la relation pollen/végétation méditerranéenne dans la région de Lodève

a. Quantification de la production pollinique

Les estimations de la composition du couvert végétal dans les zones comprises entre 100 et 1500 m autour des sites échantillonnés (voir méthode Chapitre II-4-b) ont abouti à la définition de 49 communautés végétales distinctes. Les compositions de ces communautés définies grâce aux données de terrain et aux données de l'Inventaire National Forestier (IFN1) doit permettre

de décrire le couvert végétal de la manière la plus précise possible. La liste de ces communautés et une description sommaire de chacune est présentée dans la Table III-3.

Table III-3 : Description des communautés végétales définies lors de la cartographie de la végétation dans la zone des 100-1500m autour des sites étudiés.

Communauté végétale	Description
Futaie adulte de cèdre	Forêt plantée de cèdre (<i>Cedrus atlantica</i>)
Futaie adulte de douglas	Forêt plantée de douglas (<i>Pseudotsuga menziesii</i>)
Futaie de nordman	Forêt plantée de nordman (<i>Abies nordmanniana</i>)
Futaie de pin	Forêt dominée par des pins (<i>Pinus</i> sp.) (>65%) du couvert relatif
Taillis de châtaignier	Forêt dominée par le châtaignier (<i>Castanea sativa</i>) (>65% du couvert relatif)
Taillis de chêne vert sur calcaire	Forêt dominée par le chêne vert (<i>Quercus ilex</i>) (>65% du couvert relatif) avec sous-bois riche en buis
Taillis de chêne vert sur silice	Forêt dominée par le chêne vert (>65% du couvert relatif) avec sous-bois riche en Ericaceae
Taillis de chênes décidus	Forêt dominée par le chêne pubescent (<i>Quercus pubescens</i>) (>65% couvert relatif)
Taillis de hêtre	Forêt dominée par le hêtre (<i>Fagus sylvatica</i>) >65% couvert relatif)
Châtaigneraie mixte	Forêt où le châtaignier représente entre 50 et 65% du couvert relatif
Chênaie mixte	Forêt dominée par un mélange de chêne vert et pubescent
Frênaie mixte	Forêt caractérisée par une abondance de frêne (<i>Fraxinus excelsior</i> , <i>F. angustifolia</i>) en mélange avec d'autres feuillus décidus
Mélange de futaie de cèdre et de chêne pubescents (feuillus majoritaire)	Forêt codominée par le chêne pubescent et le cèdre, avec le chêne pubescent majoritaire
Mélange de futaie de douglas et de châtaigneraie mixte (douglas majoritaire)	Forêt codominées par le douglas et le mélange châtaignier/divers feuillus, avec le douglas majoritaire

Mélange de futaie de douglas et de chênes pubescents (douglas majoritaires)	Forêt codominée par le douglas et le chêne pubescent, avec le douglas majoritaire
Mélange de futaie de douglas et de chênes pubescents (feuillus majoritaires)	Forêt codominée par le douglas et le chêne pubescent, avec le chêne pubescent majoritaire
Mélange de pinède et de châtaigneraie mixte (feuillus majoritaires)	Forêt codominée par les pins et le mélange châtaignier/divers feuillus, avec les feuillus majoritaires
Mélange de pinède et de chênaie mixte (feuillus maj)	Forêt codominée par les pins et le mélange chêne vert/chêne pubescent, avec les feuillus majoritaires
Mélange de pinède et de chênaie mixte (pins majoritaires)	Forêt codominées par les pins et le mélange chêne vert/chêne pubescent, avec les pins majoritaires
Mélange de pinède et de chênes verts (feuillus majoritaires)	Forêt codominée par les pins et le chêne vert, avec le chêne vert majoritaire
Mélange de pinède et de chênes pubescents (feuillus majoritaires)	Forêt codominée par les pins et le chêne pubescent, avec le chêne pubescent majoritaire
Mélange de pinède et de chênes verts (pins majoritaires)	Forêt codominée par les pins et le chêne vert, avec les pins majoritaires
Mélange de pinède et de chênes pubescents (pins majoritaires)	Forêt codominée par les pins et le chêne pubescent, avec les pins majoritaires
Garrigue à Rhamnacées et Rosacées	Formation arbustive caractérisée par la présence de nombreuses Rosacées (<i>Prunus sp.</i> , <i>Pyrus sp.</i> , ...), de Neprun alaterne (<i>Rhamnus alaternus</i>) et de Paliure (<i>Paliurus spina-christii</i>).
Garrigue à Rhamnacées et Rosacées boisée de pin	Formation arbustive à Rosacées, neprun et paliure avec des pins épars
Garrigue à Rhamnacées et Rosacées boisé de chêne vert	Formation arbustive à Rosacées, neprun et paliure avec du chêne vert épars
Garrigue à Rhamnaceae et Rosaceae boisé de chênes pubescents	Formation arbustive à Rosacées, neprun et paliure avec chêne pubescent épars
Garrigue meso-mediterranéenne à buis sur sol calcaire	Formation arbustive dominée par le buis (<i>Buxus sempervirens</i>) typique de l'étage méso-méditerranéen sur sol calcaire
Garrigue meso-mediterranéenne à buis boisée de chêne vert	Formation arbustive dominée par le buis avec chêne vert épars

Garrigue supra-méditerranéenne à <i>buis</i>	Formation arbustive dominée par le buis typique de l'étage supra-méditerranéen
Garrigue supra-méditerranéenne à buis boisée de châtaigneraie mixte	Formation arbustive dominée par le buis avec châtaignier et autres feuillus épars
Garrigue supra-méditerranéenne à buis boisée de hêtraie mixte	Formation arbustive dominée par le buis avec hêtre (<i>Fagus sylvatica</i>) et autres feuillus épars
Garrigue supra-méditerranéenne boisée de chênaie mixte	Formation arbustive dominée par le buis avec chêne vert et pubescent épars
Garrigue supra-méditerranéenne boisée de frênaie mixte	Formation arbustive dominée par le buis avec frêne et autres feuillus épars
Garrigue supra-méditerranéenne boisée de pin	Formation arbustive dominée par le buis avec des pins épars
Garrigue supra-méditerranéenne boisée de chêne pubescent	Formation arbustive dominée par le buis avec chêne pubescents épars
Hêtraie mixte	Forêt où le hêtre représente entre 50 et 65% du couvert relatif
Maquis à Ericacées sur sol acide	Formation arbustive dominée par les Ericacées (<i>Erica arborea</i> , <i>Arbutus unedo</i> , ...) typique des substrats acides
Maquis à Ericacées boisé de chênaie mixte	Formation arbustive dominée par les Ericacées avec chêne vert et pubescent épars
Maquis à Ericacées boisé de pin	Formation arbustive dominée par les Ericaceae avec des pins épars
Maquis à Ericacées boisé de chêne vert	Formation arbustive dominée par les Ericaceae avec chêne vert épars
Maquis à Ericacées boisé de chênes pubescents	Formation arbustive dominée par les Ericaceae avec chêne pubescent épars

Les traitements chimiques des échantillons ont été effectués au laboratoire de palynologie du Muséum National d'Histoire Naturelle. Les comptages effectués par Vincent Lebreton et Nathalie Combourieu-Nebout ont permis de répertorier 94 taxons polliniques, hors spores et NPP. Les données obtenues sont présentées dans un diagramme simplifié (Figure III-6). Globalement, les chênes sclérophylles (*Quercus* type *ilex*) et dans une moindre mesure les pins (*Pinus*) sont bien représentés dans la plupart des échantillons (Figure III-6). Cet état de fait reflète assez bien l'abondance à l'échelle régionale de ces deux taxons (voir Chapitre I-4-a) et est sûrement à mettre en lien avec la relative proximité des sites étudiés, tous situés dans un cercle de 25 km de rayon. De manière très générale et malgré plusieurs exceptions notables, la proportion de pollen de *Quercus* type *ilex* a tendance à décroître avec l'altitude tandis que les proportions des taxons mésophiles ou encore de *Buxus* (buis) ont tendance à augmenter (Figure III-6). Ces caractéristiques sont très probablement en lien avec la zonation altitudinale de la végétation. Pour autant, cela est assez peu visible à travers les spectres qui semblent très fortement influencés par la composition du couvert végétal dans les 10 premiers mètres autour des échantillons de mousses. Ainsi, dans le site Lod-09B où les Poaceae et type *Plantago lanceolata* sont extrêmement bien représentés dans la pluie pollinique, ces taxons atteignent une proportion relative du couvert végétale voisine de 50 % dans la zone des 10 m, dans le site Lod-19B où les proportions maximales de châtaignier (*Castanea*) sont enregistrées, cette espèce représente près de 70 % du couvert végétal dans la zone des 10 m (Figure III-6),... Comme 24 sites ont été étudiés, les productions polliniques de 12 taxons pourront être calculées. La confrontation des données polliniques et des données de végétation au sein des modèles ERV pour obtenir des PPE est en cours et est réalisée par Florence Mazier.

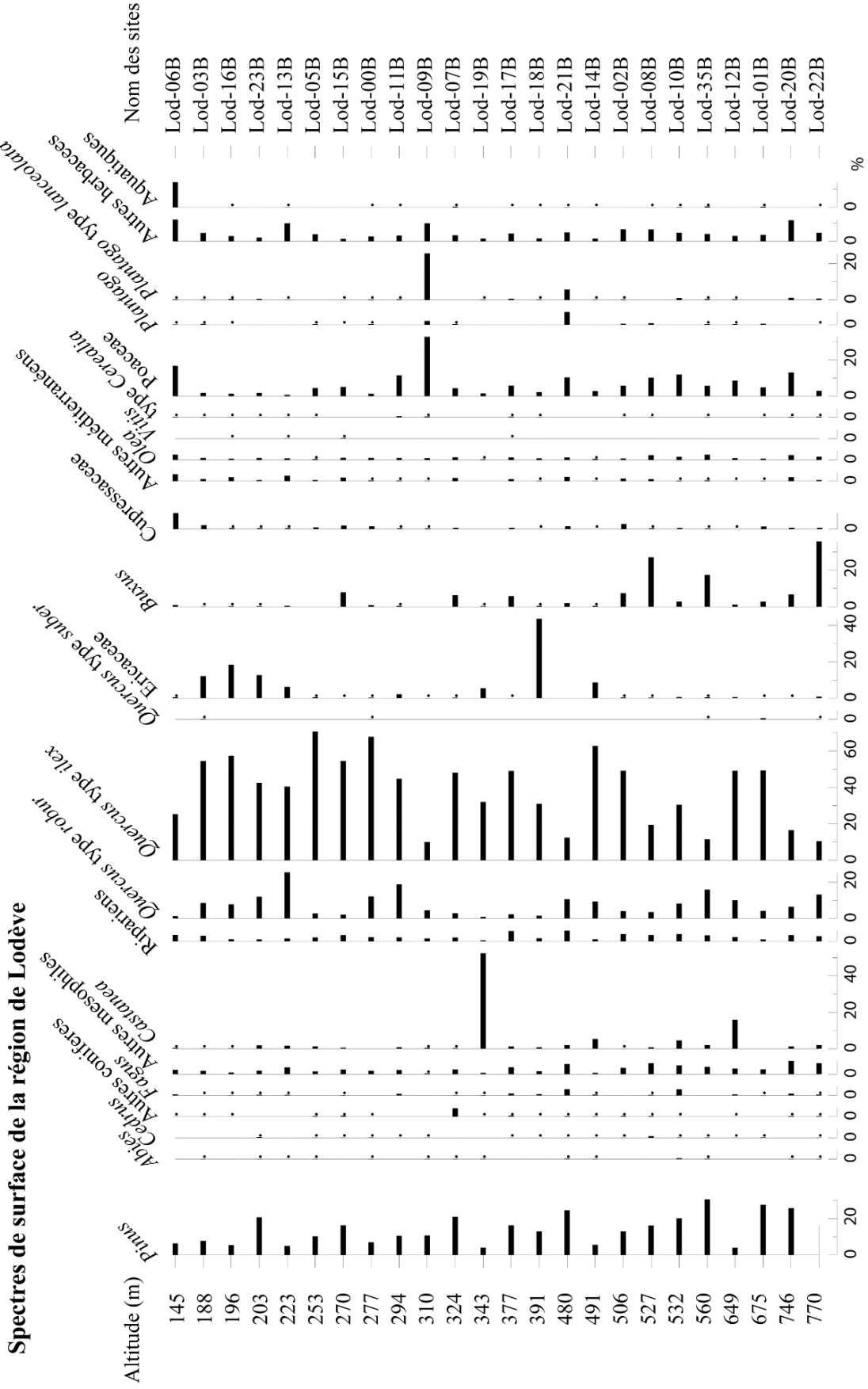


Figure III-6 : Diagramme simplifié des spectres de surface de la région de Lodève.

b. Adaptation du modèle REVEALS aux contextes lagunaires

Resumé de l'article ((Azuaara et al. à soumettre, The Holocene)

Outre l'obtention des productions polliniques pour les taxons méditerranéens, un autre objectif de cette thèse était l'adaptation du modèle de transport et dépôt du pollen REVEALS (Sugita 2007) aux lagunes côtières méditerranéennes. En effet, ce modèle a été développé en Europe du nord pour des enregistrements polliniques de lacs et de tourbières à l'intérieur des terres, c'est-à-dire des contextes sédimentaires très différents de ceux disponibles sur la côte méditerranéenne. Comme tous les modèles, REVEALS repose sur des hypothèses de bases simplificatrices dont certaines ne peuvent pas être transposées directement aux lagunes telles que la circularité du bassin collecteur ou encore l'isotropie des vents. De fait les lagunes côtières sont beaucoup plus longues que larges et le vent, du fait des contrastes thermiques terre/mer, souffle suivant des directions privilégiées. Ces hypothèses de base, inadaptées, ont donc été modifiées en conséquence et une nouvelle géométrie plus appropriée a été définie.

Le formalisme mathématique a dû être modifié en fonction de ces nouvelles hypothèses. Le modèle REVEALS repose sur deux équations fondamentales, l'équation de dispersion/dépôt (Eq.1) décrivant la proportion des grains de pollen de l'espèce i émis depuis une source et déposés à une distance x de la source (Sutton 1953, Gregory 1973, Sugita 1993) :

$$g_i(x) = b_i \gamma x^{\gamma-1} e^{-b_i x^\gamma} \quad (Eq. 1)$$

b_i représente un coefficient dépendant de la vitesse de chute d'un grain de l'espèce i dans l'air (vitesse de Stokes) et de la vitesse moyenne du vent, γ représente un coefficient traduisant l'état de l'atmosphère.

L'équation (Eq.2) permettant de déduire l'abondance relative d'un taxon i au sein de la végétation à partir de sa production pollinique (α_i) et de son abondance (n_i) dans un spectre pollinique :

$$V_i = \frac{\left(\frac{n_i}{\alpha_i K_i}\right)}{\sum_{j=1}^m \left(\frac{n_j}{\alpha_j K_j}\right)} \quad (Eq. 2)$$

Avec K_i le coefficient de dispersion/dépôt de l'espèce i dépendant de g_i .

Il est possible de démontrer que ces deux équations restent inchangées dans la nouvelle géométrie du modèle adaptée aux lagunes côtières. Une démonstration mathématique complète est présentée dans le projet d'article à la fin de cette partie.

Bien évidemment, les restrictions du modèle REVEALS restent valables dans le cas du modèle adapté. Si l'une des hypothèses de base n'est pas respectée alors le modèle n'est théoriquement pas applicable. Ainsi, si par exemple, des cours d'eau importants alimentent les lagunes ou si les apports marins sont trop importants, alors l'hypothèse faite sur l'alimentation exclusive du bassin par des apports aériens ne sera pas satisfaite. De la même manière, si la côte n'est pas rectiligne ou alors qu'une île proche se situe en face de la lagune, l'hypothèse sur l'absence d'apports polliniques venant de la mer ne tient pas non plus. L'utilisation de tels modèles doit être faite avec discernement et l'applicabilité du modèle doit toujours être discutée.

Extending REVEALS applicability to coastal lagoons.

Julien Azuara¹, Florence Mazier², Vincent Lebreton¹, Shinya Sugita³, Nicolas Viovy⁴,
Nathalie Combourieu-Nebout¹

¹UMR 7194 CNRS, HNHP, Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris France

²UMR 5602 CNRS, Géode, Université Jean Jaurès, Toulouse, France

³Institute of Ecology, Tallinn University, Estonia

⁴UMR 8212 CNRS, IPSL-LSCE, Gif-sur-Yvette, France

Introduction

Pollen proportions, classically used to reconstruct past vegetation, are affected by inherent biases. In addition to the nonlinearity between pollen proportions and vegetation abundances, the pollen–vegetation relationship is influenced by factors such as the size and type of sedimentary basins and inter-taxonomic differences in pollen productivity and dispersal characteristics (Prentice 1985; Sugita, 1994). Over the last few decades, advances in the theory of pollen analysis have helped overcome some of these fundamental issues. The nonlinearity issue was first dealt with the R-value model (Davis, 1963) and by the Extended R-Value (ERV) model (Parsons and Prentice, 1981; Prentice and Parsons, 1983; Sugita, 1994). Those models have led to more objective ways of estimation of relative pollen productivity of plants that are necessary for quantitative reconstruction of past vegetation (see synthesis of Broström et al. 2008 and Mazier et al. 2012). Sugita (2007a, b) introduced the landscape reconstruction algorithm (LRA)—a theory-based approach for quantitative reconstruction of past vegetation and land cover using pollen records from lakes or bogs surrounded by continuous vegetation cover. The LRA consist of two models, REVEALS model (Regional Estimates of VEgetation Abundance from Large Sites) and LOVE (LOcal VEgetation Estimates), to quantify regional and local past vegetation abundance. By relaxing some of model assumptions this study aims to show the applicability of REVEALS for reconstruction of windward vegetation along coastal areas using pollen records from lagoons.

The REVEALS model aims at reconstructing vegetation composition within 50–100 km radii using pollen records from large sites (100–500 ha). To convert raw pollen counts into regional vegetation abundance, REVEALS requires parameter inputs such as site size (radius) and type,

fall speed of pollen, pollen productivity estimates and their standard errors. The model requires a pollen dispersal and deposition function to describe the amount of pollen remaining airborne at increasing distances from single point source. It assumes the wind above the canopy to be the main agent of pollen transport. Palynologists have used Sutton's equation (Sutton, 1953) for atmospheric diffusion of small particles on a two-dimensional plane, released from a point source at ground level (Tauber 1965; Prentice 1985); it is a particular form of analytic Gaussian-plume model (Jackson and Lyford, 1999) for assessing diffusion in turbulent air within the planetary boundary layer (Sutton, 1947, 1953). The proposed models of pollen deposition using Sutton's model are site-type dependent. Prentice (1985) adapted Sutton's model for pollen deposition on wetland (bogs and marshes); it estimates pollen deposition at the center of a sedimentary basin where the horizontal mixing after deposition is negligible. Sugita (1993) modified Prentice's model later for pollen deposition on the entire surface of a basin; this model is appropriate for lakes, because redistribution of pollen occurs in lakes before sedimentation caused by water circulation and sediment focusing (e.g. Davis et al. 1973).

REVEALS has been evaluated in northern Europe and proved to be robust despite the simplicity of its assumptions (Hellman et al., 2007; Soepboer et al., 2010; Sugita et al., 2010). Nevertheless, some of the assumptions, such as the basin geometry (considered as circular) and isotropic winds, are unrealistic in coastal areas. In general, coastal lagoons are often defined as elongated bodies of water, and their long axis is parallel to the shoreline in general. Moreover, due to the difference of heat capacity between the land and the sea, the prevailing wind is blowing perpendicularly to the coast – a major departure from the wind-isotropy assumption.

Coastal areas are among the most sensitive places regarding climate hazards, and reliable quantitative estimates of past vegetation using REVEALS are informative to address potential effects of the oncoming climate change on coastal vegetation. Therefore, extending the model application to coastal areas is crucial. This paper defines new model geometry suitable for lagoons and shows its implication on the model equations and conditions of applicability.

Theory behind the model

Defining a new model geometry

For REVEALS to be applicable using pollen records from coastal lagoons, new model geometry is necessary to allow a simple mathematical formalism with realistic model assumptions. It requires information on the basin shape, the type of pollen source, their relative positions and the wind pattern.

We assume: (1) the shape of coastal lagoons is elongated its long axis parallel to the shoreline, (2) prevailing wind is blowing perpendicularly to the coast from the land to the sea, and (3) no plant grows on the sea surface, thus pollen coming from the leeward side is negligible. Table 1 compares the basic assumptions of the original REVEALS model for lakes or bogs and those of the modified model for coastal areas.

REVEALS basic assumptions for lakes and bogs	REVEALS basic assumptions for coastal lagoons
The sampling basin is circular.	The coast is straight and the deposition basin is a strip of infinite length parallel to it.
Wind is even in all directions.	The wind is blowing from the land toward the sea with a constant direction perpendicular to the coast.
Pollen sources are points arranged in concentric rings around the basin.	Pollen sources are infinite lines parallel to the coast.
No pollen sources exist on the basin surface	No pollen sources exist on the basin surface.
Wind is the dominant pollen transport vector and pollen inputs from rivers and surface run-off are not considered.	Wind is the dominant pollen transport vector and pollen inputs from rivers and surface run-off are not considered.
Pollen productivity is constant through time.	Pollen productivity is constant through time.
The surrounding regional vegetation can be considered as homogeneous.	The surrounding regional vegetation can be considered as homogeneous.
Differences in heights of pollen sources are not considered.	Differences in heights of pollen sources are not considered.

Table 1: Comparison between the main basic assumptions of the REVEALS model for lakes and bogs and coastal lagoons. The assumptions that differ in the adapted model are in red.

The two model geometries are represented in Figure 1.

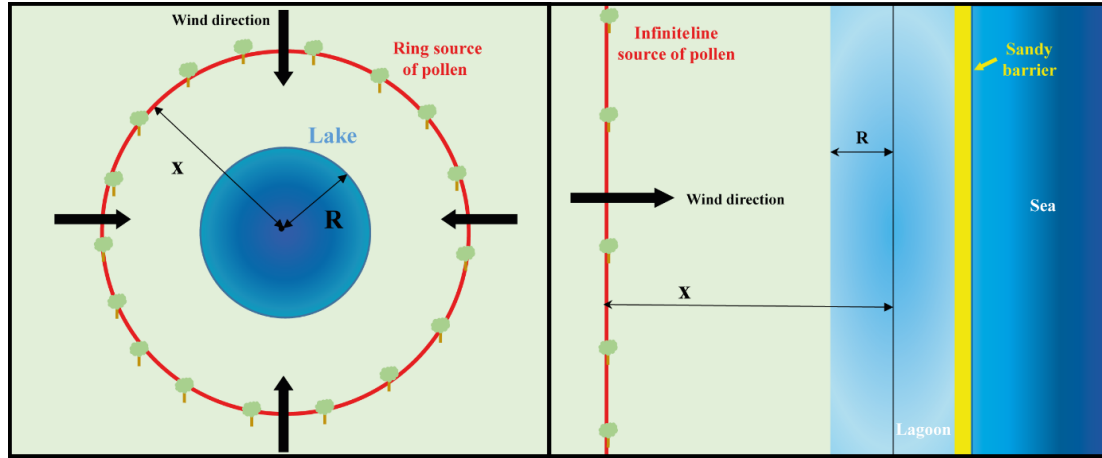


Figure 1: Comparison of the model geometry of REVEALS for lakes and bogs (a) and REVEALS for coastal lagoon (b).

Diffusion in the turbulent atmosphere of a cloud of pollen grains from an instantaneous line source of infinite length

The REVEALS model for lakes and bogs assumes that pollen sources are points arranged in concentric rings within an isotropic wind pattern (Sugita, 1993). The model for coastal lagoons proposed in this study assumes that pollen sources are infinite lines within a unidirectional wind pattern (Figure 1). The equations describing the diffusion of airborne particles in a turbulent airflow are different in the case of a point source and an infinite line source (Sutton, 1953). However, the dispersal and deposition function, $g(x)$, used in the REVEALS model for lakes and bogs (Sugita, 1993, 2007) is also valid for the proposed model for coastal lagoons without modification. See Appendix A for its proof.

Simulating the pollen rain collected in an infinite strip basin

Let line L be an instantaneous pollen source of species i at distance x from the middle of the lagoon of half-width R (Fig. 1), where $x \geq R$. The amount of pollen, $y_{i,lagoon}$, coming from the line L and deposited on a strip defined by $x - R$ and $x + R$ is:

$$y_{i,lagoon}(x, R) = \int_{x-R}^{x+R} P_i X_i(x) g_i(t) dt$$

Where P_i is the pollen productivity of taxon i [e.g., grains area⁻¹ year⁻¹], and X_i is the mean abundance of species i at the distance x from the middle of the lagoon.

Note that $P_i X_i(x) = Q_0$.

The pollen loading of species i deposited into the lagoon and coming from a source area between the edge of the lagoon and the distance x is called $Y_{i,lagoon}$:

$$Y_{i,lagoon}(x, R) = \int_R^x \int_{r-R}^{r+R} P_i X_i(r) g_i(t) dt dr$$

REVEALS model deals with large basins assuming that the regional vegetation distribution is homogeneous. Thus, the pollen loading into a lagoon can be approximated by:

$$Y_{i,lagoon}(x, R) \approx \int_R^x \int_{r-R}^{r+R} P_i \bar{X}_i g_i(t) dt dr$$

where \bar{X}_i is the regional mean plant abundance of taxon i .

Note that the formula of the pollen loading into a lagoon ($Y_{i,lagoon}$) is equivalent but not equal to the formula of the pollen loading into a lake ($Y_{i,lake}$) (Sugita, 1993):

$$Y_{i,lake}(x, R) = \frac{\pi R}{2} \int_R^x \int_{r-R}^{r+R} P_i X_i(r) g_i(t) dt dr$$

Estimation of the pollen source area

The pollen source area of a sedimentary basin for a taxon i is defined as the proportion of pollen coming from within a distance x relative to the total pollen loading of this taxon (Sugita, 1993):

$$F_i(x, R) = \frac{Y_i(x, R)}{Y_i(\infty, R)}$$

where x is the distance from the middle of the basin; R is the radius of a circular basin in Sugita (1993) and a half width of the lagoon strip in the proposed model in this study.

In the previous paragraph it appears that:

$$Y_{i,lake}(x, R) = \frac{\pi R}{2} \times Y_{i,lagoon}(x, R)$$

Therefore:

$$F_{i,lake}(x, R) = \frac{Y_{i,lake}(x, R)}{Y_{i,lake}(\infty, R)} = \frac{Y_{i,lake}(x, R)}{Y_{i,lake}(\infty, R)} = F_{i,lagoon}(x, R)$$

The pollen source area of a lagoon can be computed using the same formula as the pollen source area of a lake.

Estimation of regional vegetation composition

In the REVEALS model, the general formula for the estimated proportion of vegetation composition of taxon i (\hat{V}_i) is (Sugita, 2007):

$$\hat{V}_i = \frac{\frac{n_i}{\hat{\alpha}_i K_i}}{\sum_{j=1}^m \left(\frac{n_j}{\hat{\alpha}_j K_j} \right)}$$

Where m is the number of taxa and n_i , $\hat{\alpha}_i$ and K_i are the pollen count, the estimate of relative pollen productivity and the dispersal-deposition coefficient of the taxon i , respectively.

The assumptions necessary to demonstrate this formula are from Sugita (2007a):

- It is possible to define a maximum distance Z_{max} , within which most of pollen comes from (> 95%) for a given basin size.
- Pollen proportion of species i is equivalent to the ratio of its pollen loading to the sum of pollen loading of all taxa.

$$p_i = \frac{n_i}{\sum_{j=1}^m n_j} = \frac{Y_i(Z_{max}, R)}{\sum_{j=1}^m Y_j(Z_{max}, R)}$$

- The regional proportion of vegetation composition of taxon i (\hat{V}_i) equal to the mean plant abundance of taxon i (\hat{X}_i) within Z_{max} divided by the sum of mean regional abundance of all the species.

$$\hat{V}_i = \frac{\hat{X}_i}{\sum_{j=1}^m \hat{X}_j}$$

All those assumptions are applicable as those for the proposed model for coastal lagoons. Therefore, this general formula of the estimated regional proportion of vegetation composition of a taxon (V_i) is also valid for coastal lagoons.

$$\hat{V}_{i,lagoon} = \frac{\frac{n_i}{\hat{\alpha}_i K_{i,lagoon}}}{\sum_{j=1}^m \left(\frac{n_j}{\hat{\alpha}_j K_{j,lagoon}} \right)}$$

The dispersal-deposition coefficient of taxon i is define as (Sugita, 2007):

$$K_i = \frac{Y_i(Z_{max}, R)}{P_i \hat{X}_i}$$

Therefore, $K_{i,lagoon}$ and $K_{i,lake}$ only differ on a constant just as $Y_{i,lake}(x, R)$ and $Y_{i,lagoon}(x, R)$:

$$K_{i,lake} = \frac{\pi R}{2} \times K_{i,lagoon}$$

Consequently :

$$V_{i,lagoon}^{\wedge} = \frac{\left(\frac{n_i}{\alpha_i K_{i,lagoon}}\right)}{\sum_{j=1}^m \left(\frac{n_j}{\alpha_j K_{j,lagoon}}\right)} = \frac{\left(\frac{2}{\pi R}\right) \times \left(\frac{n_i}{\alpha_i K_{i,lake}}\right)}{\frac{2}{\pi R} \sum_{j=1}^m \left(\frac{n_j}{\alpha_j K_{j,lake}}\right)} = V_{i,lake}^{\wedge}$$

The formulas of the estimated proportion of vegetation composition for lakes and lagoons of the taxon i (\hat{V}_i) are equals.

For the sake of simplicity, the assumptions of this variant of REVEALS for coastal lagoons are kept elementary. There are many other factors affecting the pollen deposition in coastal lagoons, including waterborne pollen through rivers and streams, different shapes of lagoons, various wind directions, and pollen coming from plants growing on off-shore islands. Accordingly, one must take care about the validity of the basic assumptions within the studied context. The proposed adaptation of REVEALS is only valid for closed lagoons with sea inputs that are negligible.

Conclusion

Due to its basic assumptions, the original REVEALS model was restricted to pollen records from lakes and bogs surrounded by continuous vegetation cover. This paper demonstrates that changing the model geometry for coastal sites is not affecting the dispersal and deposition function, the pollen source area formula and the estimated proportion of regional vegetation composition.

This result is important for the Mediterranean region where lagoons are common. Extending REVEALS applicability will allow to improve the understanding of the coastal vegetation history in the Mediterranean basin where rich archeological records are available.

It will be also helpful for past climate modeling. Indeed, climate models need large scale vegetation data in order to be accurately calibrated. Because these models are global or at least

macro-regional the ability to provide quantitative vegetation reconstruction in multiple types of context and areas is crucial.

References

Broström A, Nielsen AB, Gaillard M-J, Hjelle K, Mazier F, Binney H, et al. (2008) Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review. *Vegetation History and Archaeobotany* 17(5): 461–478: doi:10.1007/s00334-008-0148-8.

Davis MB (1963) On the theory of pollen analysis. *American Journal of Science* 261(10): 897–912.

Davis MB (1973) Redeposition of pollen grains in lake sediment. *Limnology and Oceanography* 18(1): 44–52.

Gregory PH (1945) The dispersion of air-borne spores. *Transactions of the British Mycological Society* 28(1-2): 26–72.

Hellman S, Gaillard M-J, Broström A and Sugita S (2008) The REVEALS model, a new tool to estimate past regional plant abundance from pollen data in large lakes: validation in southern Sweden. *Journal of Quaternary Science* 23(1): 21–42: doi:10.1002/jqs.1126.

Jackson ST and Lyford ME (1999) Pollen dispersal models in Quaternary plant ecology: assumptions, parameters, and prescriptions. *The botanical review* 65(1): 39–75.

Mazier F, Gaillard M-J, Kuneš P, Sugita S, Trondman A-K and Broström A (2012) Testing the effect of site selection and parameter setting on REVEALS-model estimates of plant abundance using the Czech Quaternary Palynological Database. *Review of Palaeobotany and Palynology* 187: 38–49: doi:10.1016/j.revpalbo.2012.07.017.

Parsons RW and Prentice IC (1981) Statistical approaches to R-values and the pollen—vegetation relationship. *Review of Palaeobotany and Palynology* 32(2-3): 127–152.

Prentice IC (1985) Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research* 23(1): 76–86.

Prentice IC and Parsons RW (1983) Maximum likelihood linear calibration of pollen spectra in terms of forest composition. *Biometrics* 1051–1057.

Soepboer W, Sugita S and Lotter AF (2010a) Regional vegetation-cover changes on the Swiss Plateau during the past two millennia: a pollen-based reconstruction using the REVEALS model. *Quaternary Science Reviews* 29(3): 472–483.

Soepboer W, Sugita S and Lotter AF (2010b) Regional vegetation-cover changes on the Swiss Plateau during the past two millennia: A pollen-based reconstruction using the REVEALS model. *Quaternary Science Reviews* 29(3-4): 472–483: doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.027.

Sugita S (1993) A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary research* 39(2): 239–244.

Sugita S (1994) Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments: Theory and Method in Patchy Vegetation. *The Journal of Ecology* 82(4): 881: doi:10.2307/2261452.

Sugita S (2007a) Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene* 17(2): 243–257: doi:10.1177/0959683607075838.

Sugita S (2007b) Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene* 17(2): 229–241: doi:10.1177/0959683607075837.

Sugita S, Parshall T, Calcote R and Walker K (2010) Testing the Landscape Reconstruction Algorithm for spatially explicit reconstruction of vegetation in northern Michigan and Wisconsin. *Quaternary Research* 74(02): 289–300: doi:10.1016/j.yqres.2010.07.008.

Sutton OG (1932) A theory of eddy diffusion in the atmosphere. *Proceedings of the royal society of London. Series A, Containing papers of a mathematical and physical character* 135(826): 143–165.

Sutton OG (1953) *Micrometeorology: a study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere.* .

Tauber H (1965) Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams, with a contribution to the interpretation of the elm fall. .

Appendix A

The appendix aims to check that the dispersal and deposition function $g(x)$ used in REVEALS model for lakes and bogs is still valid for coastal lagoons. These dispersal and deposition function is derived by Gregory (1944) from the Sutton's formula describing the decrease in density of a particle cloud emitted by an instantaneous point source due to turbulent diffusion (Sutton, 1932). Therefore, hereafter, the dispersal and deposition function will be derived for the case of an instantaneous and infinite line source, following Gregory (1944).

Let us define a tridimensional orthonormal frame $(O, \vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ where an unidirectional wind is blowing parallel to $(O\vec{i})$ with a constant velocity and where an instantaneous line source of infinite length called L , emitted Q_0 [grains cm^{-1}] at $t=0$ (Fig A1).

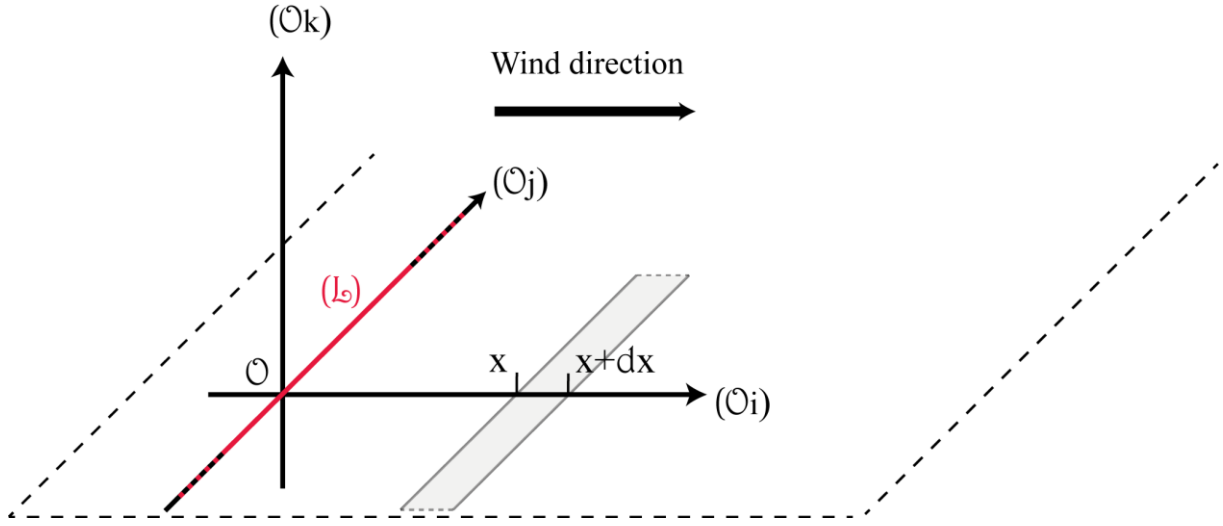


Figure A1: Orthonormal frame with the instantaneous and infinite line source of pollen (in red) and the strip of elementary cross section and infinite length at a distance x from the source (in grey).

An infinite and instantaneous line source is made of an infinite number of instantaneous point sources. Let us assume that the diffusion is not depending on the direction. Sutton demonstrates that the concentration of airborne particles emitted from an instantaneous point source situated at $(0, j', k')$ is:

$$\chi_{point}(i, j, k, t) = \frac{Q_0}{\pi^{3/2} C^3 d(t)^{3/2m}} \exp\left(-\frac{(i - d(t))^2 + (j - j')^2 + (k - k')^2}{C^2 d(t)^m}\right) \quad (A1)$$

C is the turbulent diffusion coefficient, m an empirical parameter depending on turbulence conditions and $d(t)$ is the distance between the center of the cloud and the source, it represents its translation due to wind.

An equivalent formula for an instantaneous and infinite line source at ground level can be deduced by integrating (A1) with respect to j and taking $k' = 0$:

$$\chi_{line}(i, j, k, t) = \frac{Q_0}{\pi^{3/2} C^3 d(t)^{3/2m}} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left(-\frac{(i - d(t))^2 + (j - j')^2 + k^2}{C^2 d(t)^m}\right) dj$$

Thus,

$$\chi_{line}(i, k, t) = \frac{Q_0}{\pi C^2 d(t)^m} \exp\left(-\frac{(i - d(t))^2 + k^2}{C^2 d(t)^m}\right) \quad (A2)$$

Because the pollen source is at ground level, the diffusion is not possible downward. Thus, the pollen concentration is assumed to be two time higher:

$$\chi_{line}(i, k, t) = \frac{2Q_0}{\pi C^2 d(t)^m} \exp\left(-\frac{(i - d(t))^2 + k^2}{C^2 d(t)^m}\right) \quad (A2bis)$$

With $k \geq 0$.

The formula giving $\chi_{line}(i, k, t)$, states that the overall cloud density is decreasing with time when it moves downwind because of turbulent diffusion. Nevertheless, following the same approach as Gregory (1944), the cloud density variation is assumed to be negligible for the short time during which it crosses an infinite strip of elementary cross section (Figure 2). This assumption is valid only if the diffusion speed is small compared to the translation speed of the cloud along the axis (Oi) (the wind speed).

On the basis of this assumption, the amount of pollen grains deposited within the infinite strip of elementary cross section at the distance x of a line source (D_{strip}) is assumed to be proportional to the total number of grains crossing the strip at ground level. Thus, the number of grains contained within a slice of elementary thickness cutting the cloud over its full length just above the ground level (N_{line}):

$$D_{strip}(x) = p \times N_{line}(x)$$

Where p is a deposition coefficient giving the proportion of grains flowing above the strip which are deposited.

For a given distance x , the cloud density is taken to be the density when its center cross x , that is to say $d(t) = x$ and Q_0 is changed in $Q(x)$ (the amount of grains remaining airborne) to take into account the grains already deposited between the source and x . Therefore, the number of particles contained within an elementary slice cutting the cloud horizontally at ground level $N_{line}(x)$ is obtained by integrating $\chi_{line}(x, z)$ with respect to i at $k = 0$ between $]-\infty, +\infty[$:

$$N_{line}(x) = \frac{2Q(x)}{\pi C^2 x^m} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left(-\frac{(i - x)^2}{C^2 x^m}\right) di$$

Thus,

$$N_{line}(x) = \frac{2Q(x)}{\sqrt{\pi}Cx^{m/2}} \quad (A3)$$

And finally:

$$D_{strip}(x) = \frac{2pQ(x)}{\sqrt{\pi}Cx^{m/2}}$$

In the case of an instantaneous point source, Gregory (1944) demonstrates that the amount of pollen grains deposited in a ring of elementary cross section at a distance x from the source is:

$$D_{ring}(x) = \frac{2pQ(x)}{\sqrt{\pi}Cx^{m/2}}$$

D_{strip} and D_{ring} are similar, however they don't have the same physical dimension (grains.cm⁻¹ and grains). Indeed, the first one applies to an infinite line source which emitted, by definition, an infinite amount of grains and the second one applies to a point source which emitted a finite amount of grains. Nevertheless, the dispersal and deposition function $g(x)$ used in REVEALS corresponds to the proportion of pollen initially emitted at the source and deposited at the distance x (Sugita, 1993) and is thus dimensionless. Therefore, it is possible to write

$$g(x) = \frac{D_{ring}(x)}{Q_{0,ring}} = \frac{D_{strip}(x)}{Q_{0,strip}}$$

Quod erat demonstrandum

Chapitre IV : Impact des activités humaines versus impact du climat sur la végétation de Méditerranée occidentale à l'holocène : première approche

Dans ce chapitre, les résultats palynologiques des séquences de Palavas et Mar Menor ont été confrontés avec les registres archéologiques et historiques locaux respectifs, ainsi qu'avec des proxies paléoclimatiques indépendants de la végétation. Cette remise en contexte des données de végétation obtenues constitue une première approche permettant de démêler en partie les influences respectives des activités humaines et des changements climatiques passés sur la végétation du nord-ouest de la Méditerranée. La première partie de ce chapitre correspond à un article publié en 2015 dans *Climate of the Past*. Cet article se propose d'examiner en détail la question des relations entre populations humaines, environnement et climat dans la région de Palavas au cours des 4500 dernières années. Dans un second temps, un article en révision dans *Journal of Vegetation Science* se focalise spécifiquement sur la dynamique holocène du hêtre dans le sud-est de la France en lien avec la variabilité climatique et les activités humaines. L'histoire de ce taxon, qui présente des singularités, y est détaillée. Enfin dans une dernière partie, l'histoire de la végétation dans la région de Mar Menor est discutée en lien avec les autres enregistrements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques de la région, ainsi qu'avec le registre archéologique et historique.

1. Changements de végétation en relation avec les variations climatiques et les activités humaines à l'holocène supérieur dans le Languedoc

Résumé (Azulara et al. 2015, Climate of the Past, publié)

La comparaison détaillée des données palynologiques de la première partie de la séquence de Palavas avec le registre archéologique, historique et climatique permet de mettre en évidence une réponse de la végétation aux différents forçages qui diffère d'un taxon à l'autre.

La très bonne représentation du hêtre (*Fagus*) et du sapin (*Abies*) dans la première partie de la séquence n'est pas compatible avec l'aridité estivale marquée, caractéristique du climat actuel du Languedoc (Quezel, 1979). Elle implique que des conditions climatiques plus humides ont visiblement persisté dans le Languedoc jusqu'à une période relativement récente avant que le climat ne bascule vers des conditions plus arides. Le déclin progressif des forêts de hêtre et de sapin après 3000 ans cal BP permet potentiellement de dater le début de l'aridification holocène

dans cette partie de la Méditerranée. Cette aridification est ici plutôt tardive par rapport à la date évoquée dans certains articles s'intéressant à l'ensemble de l'ouest de la Méditerranée (5000 ans cal BP, e.g. Magny et al. 2002, Roberts et al. 2011) et est cohérente avec les travaux de Jalut (2000) qui montrent une progression de l'aridité estivale depuis le sud vers le nord en Méditerranée occidentale au cours de l'holocène et une aridification tardive du Languedoc. Parallèlement à ce déclin progressif des taxons montagnards, les proportions de pollen de hêtre (*Fagus*) montrent des diminutions relativement rapides concomitantes d'augmentations des proportions de chênes décidus (*Quercus type robur*) entre 4600-4300 cal BP, 2800-2400 cal BP and 1300-1150 cal BP. Ces événements peuvent être interprétés comme des contractions répétées des populations de hêtre en faveur des chênes décidus en lien avec des épisodes climatiques plus secs. De telles crises d'aridité sont également enregistrées dans des séquences polliniques de la Méditerranée centrale (Sadori et al. 2014) et du sud-ouest de l'Espagne (Jiménez-Moreno et al. 2015). De plus, ces épisodes sont concomitants avec les phases d'extension du glacier Calderone dans les Apennins (Giraudi 2004, 2005, Giraudi et al. 2011), des épisodes arides détectés par des biomarqueurs d'origine végétale dans une carotte marine du golfe du Lion (Jalali et al. 2017) et des diminutions des précipitations dans le nord-ouest de l'Espagne (Smith et al. 2016). Cette sensibilité particulière du hêtre à la variabilité climatique holocène dans la région de Palavas se comprend assez bien dans la mesure où ce taxon est à la limite de son aire de répartition dans le sud de la France (Quézel 1979, Rameau 2008).

D'un autre côté, les proportions polliniques de chênes sclérophylles semblent étroitement liées à l'anthropisation. Leur augmentation est perceptible dès le début du 3^{ème} millénaire BC (~5000 ans cal BP), à la transition entre le Néolithique moyen et le Néolithique final. La comparaison des données palynologiques et anthracologiques suggère une surreprésentation des chênes sclérophylles dans les environs immédiats des peuplements humains. Les proportions de pollen d'arbres commencent seulement à décroître à partir de la fin du 2^{ème} millénaire BC (~3000 ans cal BP), quand elles étaient remarquablement stables jusqu'alors. Cette période correspond à la fin de l'âge du Bronze puis à l'âge du Fer. Malgré l'aridification du climat qui débute au même moment dans le Languedoc, il est plus probable que cette diminution des arbres traduise une déforestation d'origine humaine. En effet les proportions de pollen de hêtre dépassent encore les 10% à cette période. Cette première déforestation traduit plus certainement une emprise de plus en plus forte des sociétés sur leur territoire. Étonnamment, après une déforestation continue depuis plus de 1000 ans, la période antique correspond à une remontée des proportions de pollen d'arbres qui reviennent quasiment à leurs valeurs du début de la séquence. Cette reforestation correspond très probablement à un retour de la forêt dans l'arrière-pays montagneux, suite à

une concentration des activités agricoles dans les plaines côtières. Alors que la chute de l'empire romain est généralement considérée comme une période de crise majeure pour le monde rural, la séquence pollinique de Palavas montre très clairement une déforestation très importante à cette époque. Ces résultats sont en accord avec les synthèses archéologiques récentes sur la région qui montrent un monde rural très dynamique dans le Languedoc à cette période (Schneider et al., 2007). La déforestation du début du Moyen-Âge est interrompue par une reforestation très brève qui coïncide avec une lacune du registre archéologique régional vers le milieu du 7^{ème} siècle AD (Schneider et al., 2007). Entre le 11^{ème} et le 13^{ème} siècle AD, la région de Palavas connaît un développement démographique sans précédent, très bien documenté par les archives historiques et qui est parfaitement documenté dans le registre palynologique. Les pourcentages de pollen d'arbres sont au plus bas, les formations arbustives au maximum de leur développement tandis que l'olivier surtout, mais aussi le châtaignier, le noyer et les céréales augmentent, témoignant d'un fort développement de l'arboriculture et de l'agriculture d'une manière générale. Enfin, au début du 20^{ème} siècle AD, une reforestation importante est enregistrée. Ce changement majeur de végétation est en lien avec la révolution industrielle qui entraîne un exode rural important. Il est particulièrement intéressant de constater que la végétation actuelle, dominée par les pinèdes et les forêts de chênes verts, se met en place il y a seulement un siècle et ne possède aucun équivalent par le passé. Les données historiques et les travaux des écologues suggèrent que l'abandon des terres agricoles profite aux pins et aux chênes sclérophylles du fait d'une gestion forestière qui a directement favorisé les pins, abondamment plantés dans la région, et qui a indirectement favorisé les chênes verts, à travers l'exploitation de ces nouvelles forêts en taillis (Ducrey 1988, Barbero et al. 1990, Bran et al. 1990, Bacilieri et al. 1993, Li and Romane 1997, Koerner et al. 2000).



Late Holocene vegetation changes in relation with climate fluctuations and human activity in Languedoc (southern France)

J. Azuara¹, N. Combourieu-Nebout¹, V. Lebreton¹, F. Mazier², S. D. Müller³, and L. Dezileau⁴

¹UMR 7194 CNRS, Histoire naturelle de l'Homme Préhistorique, Département de Préhistoire, Muséum national d'histoire naturelle, Paris, France

²UMR 5602 CNRS, Géode, Université Toulouse-2 Jean Jaurès, Toulouse, France

³Institut des Sciences de l'Evolution (ISE-M), Université Montpellier-2, Montpellier, France

⁴UMR 5243 CNRS, Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, Montpellier, France

Correspondence to: J. Azuara (jazuara2@mnhn.fr)

Received: 6 August 2015 – Published in Clim. Past Discuss.: 1 September 2015

Revised: 30 November 2015 – Accepted: 5 December 2015 – Published: 21 December 2015

Abstract. Holocene climate fluctuations and human activity since the Neolithic have shaped present-day Mediterranean environments. Separating anthropogenic effects from climatic impacts to better understand Mediterranean paleoenvironmental changes over the last millennia remains a challenging issue. High-resolution pollen analyses were undertaken on two cores from the Palavasian lagoon system (Hérault, southern France). These records allow reconstruction of vegetation dynamics over the last 4500 years. Results are compared with climatic, historical and archeological archives. A long-term aridification trend is highlighted during the late Holocene, and three superimposed arid events are recorded at 4600–4300, 2800–2400 and 1300–1100calBP. These periods of high-frequency climate variability coincide in time with the rapid climatic events observed in the Atlantic Ocean (Bond et al., 2001). From the Bronze Age (4000calBP) to the end of the Iron Age (around 2000calBP), the spread of sclerophyllous taxa and loss of forest cover result from anthropogenic impact. Classical Antiquity is characterized by a major reforestation event related to the concentration of rural activity and populations in coastal plains leading to forest recovery in the mountains. A major regional deforestation occurred at the beginning of the High Middle Ages. Around 1000calBP, forest cover is minimal while the cover of olive, chestnut and walnut expands in relation to increasing human influence. The present-day

vegetation dominated by Mediterranean shrubland and pines has been in existence since the beginning of the 20th century.

1 Introduction

Global climate projections (IPCC, 2014) show that the Mediterranean will be significantly impacted by 21st-century temperature increases associated with a major drop in precipitation. The Mediterranean area is now included as one of the regions most sensitive to future climate change, especially concerning moisture availability. Consequences for Mediterranean environments will be particularly important since they have been largely modified by humans during the last millennia and are therefore very vulnerable even to weak influences. In this context, deciphering climatic and human causes of environmental changes is a crucial issue for understanding vegetation response to both forthcoming climate change and present land management policies.

Various Holocene climate archives are available from the Mediterranean and the Atlantic, such as marine ice-rafted debris in the North Atlantic (Bond et al., 2001), lake-level fluctuations in the Alps and the Mediterranean (Magny et al., 2002, 2013; Magny, 2004, 2013), glacier oscillations in the Apennines (Giraudi, 2004, 2005; Giraudi et al., 2011), lake isotope records from the whole Mediterranean basin (Roberts et al., 2008) and changes in storminess (Sorrel et al., 2009; Sabatier et al., 2012). They highlight important climatic

variations during the latter half of the Holocene which are correlated with vegetation changes. Nevertheless, in the Mediterranean region, separating the impact of human activity from climate remains a challenging task (Roberts et al., 2011). During the mid-Holocene climate optimum, deciduous trees dominated the Mediterranean forest but after 5000calBP, evergreen sclerophyllous taxa expanded and replaced the deciduous vegetation in many places (Reille and Pons, 1992; Jalut et al., 2000; Carrion et al., 2003; Sadori et al., 2011). This major vegetation change could be attributed either to climate change or human impact because during the same period farming spread across the northwestern Mediterranean region (Vaquer, 2010). Over the last millennia, environmental changes have resulted from interactions between climate and human activity, and there is no clear understanding of their respective influence (De Beaulieu et al., 2005).

The Languedoc is located in southern France under both Mediterranean and Atlantic climatic influences. Numerous archeological and historical records are available for this region, including archeobotanical studies valuable for assessing human impact on the environment (Durand, 2003; Chabal, 2007; Jorda et al., 2008; Cavero and Chabal, 2010; Figueiral et al., 2010). Various studies focus on the rural world in the Languedoc from the Neolithic to modern periods (Durand, 2003; Schneider et al., 2007; Gascò, 2010; Jallot, 2010; Janin, 2010; Ouzoulias, 2013). The variety of these archives may provide an extensive data set to compare climatic, archeological and historical records with the vegetation history in the Languedoc. Nonetheless, despite the existence of various Holocene pollen sequences in Languedoc such as those from Marsillargues (Planchais, 1982), Lez estuary (Planchais, 1987), Palavas (Aloïsi et al., 1978) and Embouchac (Puertas, 1998), Capestang is the only record which provides chronologically well-constrained high-resolution pollen data (Jalut et al., 2009).

This paper presents a new high-resolution composite pollen record from a sedimentary sequence recovered from the Palavasian wetland complex. The chronologically well-constrained pollen sequence documents the last 4500 yearscalBP, from the final Neolithic to the present. This detailed study enables the identification of both climatic and anthropogenic impacts on vegetation dynamics. First, the comparison between this new vegetation record and climatic archives helps to identify the consequences of both long-term and multi-decadal climate variability for Mediterranean environments. Second, the detailed correlation with archeological and historical archives from the Languedoc region allows us to understand the link between vegetation history and land-use changes in historical and prehistorical times.

2 Physical settings

The Palavasian wetland complex is located on the southeastern French coast in the northwestern part of the Mediterranean Sea (Fig. 1). The complex consists of narrow lagoons, of 2km

width and between 4 and 8km long, which run parallel to the shoreline and have shallow water depths (less than 1m). The lagoons are isolated from the sea by a continuous 150m wide wave-produced sandy barrier.

The hydrographic network is composed of the Lez and Mosson rivers. The Lez flows directly into the sea, while the Mosson splits into two branches near the coast, one flowing into the lagoons and the other joining the Lez before its mouth. Their respective watershed is quite small (653km²), extending over 50km inland.

The climate is Mediterranean with a 4-month summer drought and mild and rainy winters. Mean temperature and rainfall are respectively 23°C and 26.2mm in summer and 3.3°C and 58mm in winter (Météo France data, Montpellier Fréjorgues station).

The distribution of the main forest types classified by dominant taxa is drawn using vegetation maps from the IFN (Inventaire National Forestier, BD Forêt 1 (Fig. 1)). The regional vegetation forms altitudinal belts from the seashore to the southern part of the Massif Central (Cevennes range): the meso-Mediterranean belt is dominated by *Quercus ilex* and *Pinus halepensis*; the supra-Mediterranean belt is dominated by *Quercus pubescens* on limestone and by the introduced *Castanea sativa* on siliceous substrates; finally, the mountain belt is dominated by mixed forests of *Abies alba* and *Fagus sylvatica*. Pinewoods are present at all altitudes and are constituted by three main different species in the study area: *P. halepensis* forms extensive, mostly fireinduced pinewoods at low altitudes close to the coast, the endemic *P. nigra* subsp. *salzmannii* occupies restricted areas on dolomitic limestones in the Causse region, and *P. sylvestris* developed as a pioneer in the Cevennes range. Each *Pinus* species has its own ecological requirements and should respond differently to climatic changes. Unfortunately, these different species cannot be discriminated in routine pollen analysis, which complicates the interpretation of *Pinus* variations in terms of vegetation changes and climate changes. Halophytic vegetation is dominant in the vicinity of the coastal lagoons, mainly with *Amaranthaceae* such as *Arthrocnemum macrostachyum*, *Sarcocornia fruticosa*, *Salicornia europaea*, and *Halimione portulacoides*. The rivers supplying lagoons in freshwater are bordered by riparian forests composed of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia*, *Populus alba*, *Populus nigra*, and *Ulmus minor*. Finally, in the region, the Ericaceae are represented by an important diversity of species throughout the different altitudinal belt. The most frequent ones are *Erica arborea*, *E. scoparia*, *E. multiflora*, *E. cinerea*, *Calluna vulgaris* and *Arbutus unedo*.

3 Materials and methods

Pollen analyses were undertaken on two cores – EG08 (1.31m long) and PB06 (7.71m long) – recovered from the adjacent lagoons of Prevost and Pierre Blanche (Fig. 1). Eighty-eight pollen samples were analyzed from these two cores with a sampling resolution varying from 2 to 10cm.

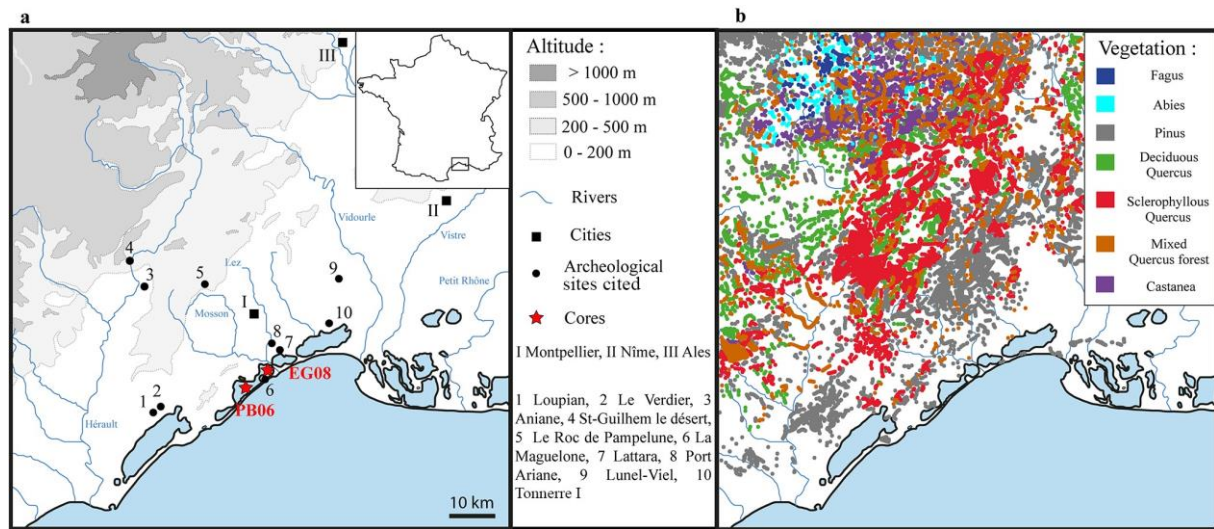


Figure 1. Geographical settings: (a) studied cores, main cities and rivers, topography, and archeological sites mentioned in the article; (b) vegetation map showing the distribution of forest types by dominant taxa (data from the National forestry inventory, IFN BD forêt 1).

3.1 Lithology and sedimentation

Previous sedimentological and geochemical analyses of both PB06 and EG08 cores highlight a clayey–silty sedimentation with shell fragments and intercalated fine layers of sandy material (Sabatier and Dezileau, 2010; Sabatier et al., 2012; Dezileau et al., 2011). The complete studied record covers the last 5 millennia from the mid-Holocene to the present day. During that time, the Palavasian complex was characterized by a lagoonal depositional environment with a recurrent marine influence through permanent connections with the sea. A major change in faunal content chronologically constrains the final closure between the lagoon and the sea at around 1000calBP (190–170cm in PB06). From that time, the lagoon became more and more isolated.

Variations in marine mollusk abundance, granulometry and Zr/Al and smectite/(illite+chlorite) ratios highlight three paleostorm events in core EG08 and eight in PB06. (Dezileau et al., 2011; Sabatier et al., 2012). The three more recent overwash layers recorded in both cores can be correlated between EG08 and PB06. They are identified as single storm events matching with historical storms documented and dated in historical archives to 1742, 1848 and 1893 (Dezileau et al., 2011). The fourth overwash layer recorded in PB06 is interpreted as another single storm event and the four older ones are interpreted as high storm activity periods (Fig. 2).

3.2 Chronology and age model

The PB06 age model was built using ^{137}Cs , ^{210}Pb and AMS (accelerator mass spectrometry) ^{14}C dates on monospecific samples of *Cerastoderma glaucum* shells (Sabatier and Dezileau, 2010; Sabatier et al., 2012). ^{14}C ages were corrected

according to reservoir age as defined by Sabatier et al. (2010) and then calibrated using the R-code package “clam” (Blaauw, 2010) and the Intcal09 calibration curve (Reimer et al., 2009) at 2 standard deviations (Sabatier et al., 2012). The whole core provides a high-resolution record over the last 7000 years; however, this particular study focuses only on the late Holocene period.

The EG08 age model has been developed by stratigraphic correlation with core PB06 (Dezileau et al., 2011). Core EG08 records the last 300 years and allows the reconstruction of a very high-resolution vegetation history during the modern period.

3.3 Pollen analysis

Pollen analyses performed on PB06 and EG08 are combined in a composite record: 13 samples in EG08 for the last 200 yearscalBP and 75 samples in PB06 from 200 to 4600calBP. The resulting average time between each samples is around 50 years for the whole sequence with variations from 10 to 100 years. There are two small gaps in the pollen sequence between 1555 and 1316calBP and between 622 and 202calBP (Fig. 2) because of insufficient pollen concentration in and below the storm sediments ($<5000\text{grainsg}^{-1}$).

Pollen extraction followed a standard method modified from Faegri and Iversen (1989). For each sample, 1g of sediment was sieved through a 250 and 5 μm mesh and then processed with HCl and HF for mineral digestion and sodium polytungstate for density separation. One tablet with a known amount of *Lycopodium* spores was added to estimate pollen concentration (Stockmarr, 1971). Pollen counts were performed at $\times 400$ magnification though pollen grains were identified at $\times 1000$ magnification with pollen keys (Punt,

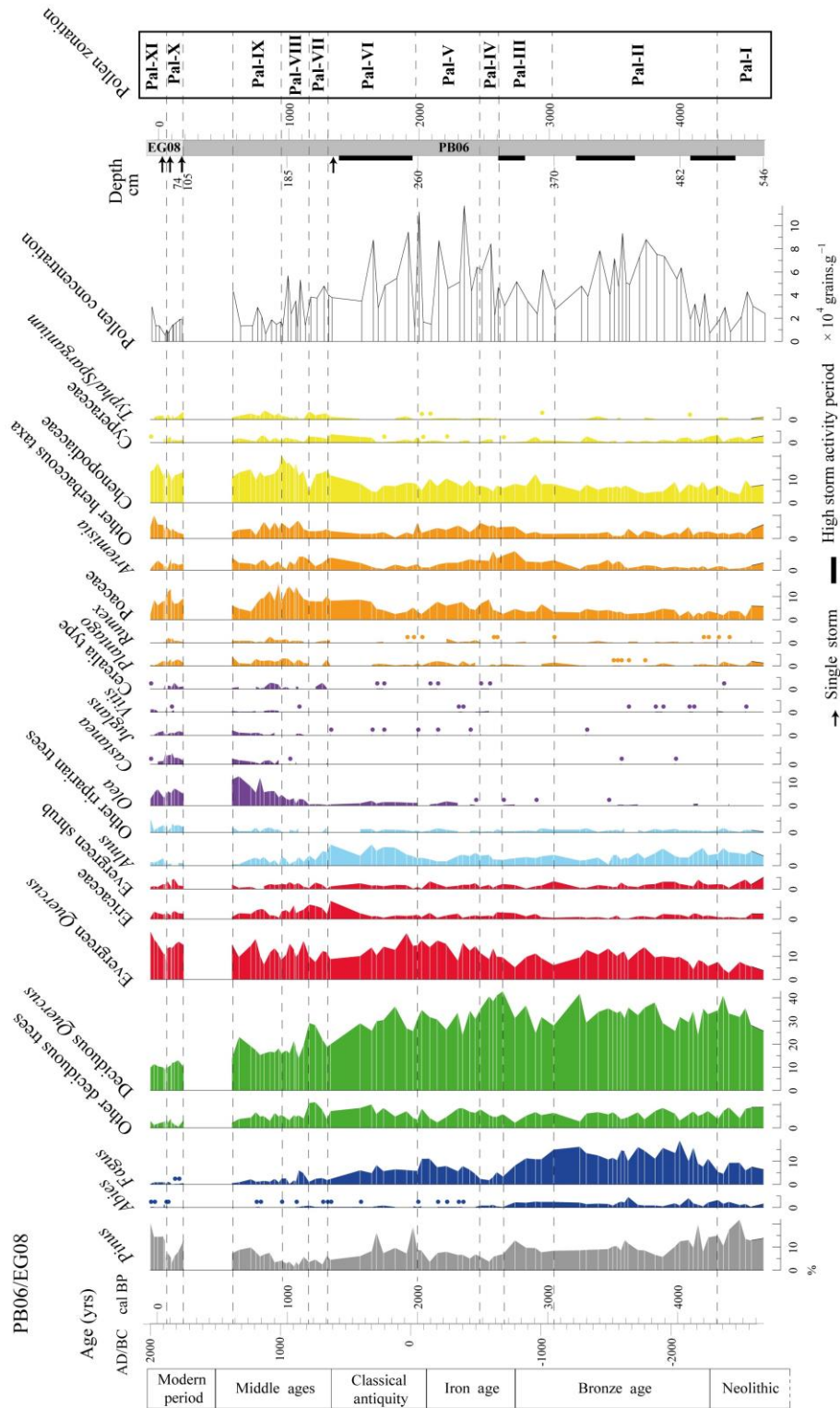


Figure 2. Pollen diagram of the cores PB06 and EG08. Pollen curves are presented in calendar yearBP (correspondence between age and depth is presented on the left). The pollen zones are represented on the right of the diagram.

1976; Beug, 2004) and atlases (Reille, 1992). A minimum pollen sum of 300 grains excluding Pteridophyta and nonpollen palynomorphs (NPP) was reached for each sample (Berglund and Ralska-Jaciewiczowa, 1986). Proportions of each taxon were calculated using the total sum of identified pollen grains without considering NPP and spores. The simplified pollen diagram (Fig. 2) was drawn using PSIMPOL (Bennett, 1992). The category “arboreal pollen” includes all the tree taxa except for the cultivated ones (*Olea*, *Castanea* and *Juglans*); the category “other deciduous trees” includes *Acer*, *Ulmus*, *Betula*, *Carpinus* and *Corylus*; the category “evergreen shrubs” includes *Pistacia*, *Cistus* and *Buxus*; and finally the category “other riparian trees” includes *Fraxinus*, *Salix* and *Tilia*. The ratio deciduous/evergreen *Quercus* was computed in order to be compared with results of previous studies (Jalut et al., 2009) and the ratio *Fagus*/deciduous *Quercus* in order to highlight covariation of these two taxa.

4 Results

4.1 Pollen taphonomy

Pollen concentration in the composite sequence is generally high, ranging from 1000 to 100000grains g^{-1} . Major drops in pollen concentration with distorted pollen proportions are recorded in the three sandy overwash layers in EG08 and in the four layers corresponding to single storm events in PB06. Surprisingly the clayey layers just below these storm events also contain low pollen concentrations. It is assumed that during a storm event, the clayey surface sediments at the bottom of the lagoon were disturbed before the deposition of the sandy layer. This resulted in partial to total removal of the polleniferous material, with huge declines in pollen concentration through the sequence. Samples from the recent overwash layers in EG08 and PB06, identified as single storm events, represent sediments deposited within a few hours and naturally record no environmental information. Consequently, pollen analyses from these overwash layers and the samples from immediately underlying sediments with pollen concentrations lower than 5000grains g^{-1} have been discarded from the pollen record to avoid taphonomic perturbations. By contrast, no taphonomical issues are detected in the four older high storm activity periods in the lower part of PB06.

4.2 Pollen transport vectors

Alnus is the only riparian taxa which is well represented in the sequence, reaching almost 10% between 2000 and 1000calBP (Fig. 2). However, studies interested in quantifying the relative contribution of different taxa to the pollen rain show that *Alnus* is a high pollen producer (Broström et al., 2008). Therefore, it is unlikely that this taxa could represent the rivers contribution to Palavas pollen assemblages. The other riparian taxa display very low pollen proportions in present as

in past pollen assemblages, in agreement with the small size of the Lez and the Mosson rivers (Fig. 2) and the position of the cores located far away from their mouths. This suggests that fluvial sources represent only a minor contribution to pollen assemblages. Moreover, despite the lagoons being continuously connected to the sea before 1000calBP, no vegetation change is contemporaneous with the sandy barrier closure. Thus, even if a marine influence existed, it probably did not influence the pollen spectra with the exception of the storm events already discussed. Finally, the main pollen transport vector into the Palavasian lagoon system is assumed to be associated with wind.

4.3 Vegetation history in the Palavas area

The pollen record from the EG08 and PB06 cores illustrates vegetation dynamics over the last 5 millennia. Eleven pollen assemblage zones were visually determined, describing the sequence of vegetation changes (Table 1, Fig. 2).

Tree pollen (50–90%) dominates the pollen spectra for almost the entire sequence, mainly comprising deciduous *Quercus* (10–40%) associated with *Pinus* (1–20%), evergreen *Quercus* (3–20%) and *Fagus* in the lower part of the sequence (up to 20%) (Fig. 2). *Alnus* is present in significant proportions (up to 10%) as well as *Abies* (up to 3%) at the base of the sequence.

Between 4700 and 4000calBP, *Pinus* proportions decrease and the first occurrence of *Cerealia*-type pollen is recorded (Pal-I and first part of Pal-II, Fig. 2). *Vitis* is recorded sporadically throughout the sequence. After 4000calBP, *Fagus*, *Abies* and the deciduous/evergreen *Quercus* ratio show a long-term downward trend (Figs. 2 and 3). *Fagus* displays several fluctuations superimposed on this overall decline. *Fagus* minima coinciding with deciduous *Quercus* maxima occur at 4600–4300calBP (Pal-I), 2800–2400calBP (Pal-III and Pal-IV) and 1300–1100calBP (PalVII) (Table 1, Fig. 2). Such oscillations are particularly highlighted by changes in the *Fagus*/deciduous *Quercus* ratio (events 3, 2 and 1 in Fig. 3). At 3300calBP, arboreal pollen proportions start to decline (85 to 70%) (Pal-II, Fig. 3). *Abies* pollen disappears almost completely from the record around 2500calBP. Just before 2000calBP, arboreal pollen proportions rise sharply to their maximum (up to ca. 85%). However, after 300 years, tree pollen abundance decreases again to 55% (Pal-III and IV, Fig. 3). Around 1300calBP, a shortlived peak in deciduous *Quercus* interrupts this general decline (Pal-VII, Table 1, Fig. 2). After this brief reforestation event, forest decline begins again and appears more intense (Pal-VI, Fig. 3). Arboreal taxa reach their minimum (45% of arboreal pollen) around 1000calBP. While cultivated tree pollen such as *Olea*, *Castanea* and *Juglans* start to increase (Pal-VII, Fig. 3), *Fagus* disappears (Pal-VIII). At the same time, Ericaceae and herbaceous taxa including Poaceae (up to 15%) and *Cerealia*-type pollen (up to 3%), reach their highest values (Pal-VIII and Pal-IX, Table 1, Fig. 2). Dur-

Table 1. Short description of the PB06 and EG08 pollen diagram zonation. Dates in the age columns (separated by slashes) represent upper and lower bounds of the zones. Negative dates refer to dates BC.

Pollen zone	Interval (cm)	Age (yearcalBP)	Age (year AD/BC)	Pollen zone signature
Pal-XI	33–0 (EG08)	–62/~62	~2012/1888	<i>Fagus</i> (<1%), deciduous <i>Quercus</i> (9–11%), sclerophyllous <i>Quercus</i> ↑ (from 11 to 21%), <i>Pinus</i> ↑ (from 11 to 21%), Ericaceae ↓ (from 5 to 0.5%), <i>Olea</i> (3–7%), <i>Castanea</i> ↓ (from 5 to 0.5%), Poaceae ↓ (from 8 to 2%), Chenopodiaceae (11–17%)
Pal-X	74–54 (EG08)	~202/62	~1748/1888	<i>Fagus</i> (<1%), deciduous <i>Quercus</i> (10–13%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (8–16%), <i>Pinus</i> (3–13%), <i>Olea</i> (4–10%), <i>Castanea</i> ↑ (from 1 to 7%), Ericaceae (1–4%), Poaceae and Chenopodiaceae (7–13%)
Pal-IX	172–120 (PB06)	~892/622	~1058/1328	<i>Fagus</i> low (0.5–2.5%), deciduous <i>Quercus</i> (14–23%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (8–15%), <i>Pinus</i> ↑ (from 4 to 9%), Ericaceae (1–4%), <i>Olea</i> ↑ (from 5 to 12%), Poaceae ↓ (from 16 to 4%), Chenopodiaceae ↓ (from 20 to 10%)
Pal-VIII	210–172 (PB06)	~1192/892	~758/1058	<i>Fagus</i> ↑ and ↓ (from 1 to 6% and from 6 to 2%), deciduous <i>Quercus</i> ↓ (from 30–16%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (8–17%), <i>Pinus</i> low (1–6%), <i>Olea</i> ↑ (from 1 to 5%), Ericaceae (3–6%) Poaceae ↑ (from 8 to 14%), Chenopodiaceae ↑ (from 5 to 20%)
Pal-VII	220–210 (PB06)	~1316/1192	~634/758	<i>Fagus</i> low (2–3%), deciduous <i>Quercus</i> ↑ (from 19 to 28%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (7–12%), <i>Pinus</i> low (2–6%), Ericaceae (2–6%), Poaceae (8–10%), Chenopodiaceae (12–14%)
Pal-VI	260–220 (PB06)	~2000/1316	~–50/634	<i>Fagus</i> ↓ (from 8 to 2%), deciduous <i>Quercus</i> ↓ (from 30 to 19%), sclerophyllous <i>Quercus</i> ↓ (from 20 to 8%), <i>Pinus</i> ↓ (from 10 to 4%), <i>Abies</i> (<1%), Ericaceae ↑ (from 1 to 8%), Poaceae ↑ (from 3 to 8%), Chenopodiaceae ↑ (from 8 to 11%)
Pal-V	298–260 (PB06)	~2434/2000	~–484/–50	<i>Fagus</i> ↑ (from 4 to 11%), deciduous <i>Quercus</i> (24–35%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (8–17%), <i>Pinus</i> (5–9%), <i>Abies</i> (<1%), Chenopodiaceae and Poaceae low (5–10%)
Pal-IV	322–298 (PB06)	~2643/2434	~–693/–484	<i>Fagus</i> low (2–5%), deciduous <i>Quercus</i> very high (35–42%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (9–14%), <i>Pinus</i> low (7–4%), <i>Abies</i> disappearance ($\leq 1\%$), Poaceae ↑ (from 2 to 6%), Chenopodiaceae (around 6%)
Pal-III	370–322 (PB06)	~3038/2643	~–1088/–693	<i>Fagus</i> ↓ (from 11 to 3%), deciduous <i>Quercus</i> ↑ (from 25 to 40%), sclerophyllous <i>Quercus</i> (5–9%), <i>Pinus</i> (8–13%), <i>Abies</i> low (2–3%), Poaceae low (3–7%), Chenopodiaceae (7–12%)
Pal-II	514–370 (PB06)	~4350/3038	~–2400/–1088	<i>Fagus</i> high (7–19%), deciduous <i>Quercus</i> high and variable (24–41%), sclerophyllous <i>Quercus</i> low (6–14%), <i>Pinus</i> (from 14 to 8%), <i>Abies</i> low (1–4%), Poaceae and Chenopodiaceae low (2–9%)
Pal-I	546–514 (PB06)	~4694/4350	~–2744/–2400	<i>Fagus</i> low (4–9%), deciduous <i>Quercus</i> ↑ (from 25 to 41%), sclerophyllous <i>Quercus</i> low (3–7%), <i>Pinus</i> variable (10–22%), <i>Abies</i> low (1–3%), Poaceae and Chenopodiaceae low (1–7%)

the 19th century, arboreal pollen proportions remain relatively low (~50%) compared to the rest of the sequence and *Castanea* pollen percentages increase sharply (Pal-X, Table 1, Fig. 2). In the last 100 years *Pinus* and evergreen *Quercus* pollen become the dominant trees of the Mediterranean forest, while cultivated-tree abundances (*Olea*, *Castanea* and *Juglans*) decrease.

5 Climate interpretation

5.1 The long-term aridity trend

In the Mediterranean basin, the early and mid-Holocene are characterized by enhanced moisture and precipitation increases until ~5000calBP (Carrión, 2002; Fletcher et al., 2007; Magny et al., 2012) and are then followed by long-term aridification throughout the region, recorded by many proxies such as palynology, geochemistry, lake levels, semimobile dune systems and Saharan eolian dust (Zazo et al., 2005; Jalut et al., 2009; Pérez-Obiol et al., 2011; Roberts et al., 2011; Jiménez-Espejo et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2015). This aridification trend has been linked to a decrease in summer insolation which could have resulted in lower sea-surface temperatures, reduced land–sea contrast and, thus, lower precipitation during the fall–winter season (Marchal et al., 2002; Jiménez-Moreno et al., 2015).

Between 4500 and 2000calBP, the noteworthy occurrence and/or high abundance of *Abies* and *Fagus* pollen at the base of the Palavas pollen record suggests their presence close to the Palavasian lagoon (Fig. 2). The occurrence of *Fagus* at low altitude in southern France is also recorded in the Lez delta pollen sequence and in the Rhône valley anthracological record (Planchais, 1987; Delhon and Thiébaud, 2005). It matches well with the mid-Holocene enhanced moisture recorded in the western part of the Mediterranean basin. In fact, *Abies* and *Fagus* are now found only in the mountainous hinterland, more than 70km north of the lagoon (Fig. 1). Therefore, in the Palavasian pollen record, high percentages of *Abies* and *Fagus* before 2800calBP may be linked to their broader expansion towards the south at lower elevations. Such a conclusion is corroborated by charcoal data recovered from coastal archeological contexts, indicating that (1) *Fagus* was present at ca. 3000calBP (Etang de l'Or Tonnerre I) and 2000calBP (Port Ariane) and (2) *Abies* was present at ca. 2000calBP (Lattara and Port Ariane) (Chabal, 2007; Jorda et al., 2008; Cavero and Chabal, 2010). These two species do not tolerate summer dryness and their expansion to lower altitudes in southern France implies that more humid conditions prevailed in the Languedoc at least locally (Quezel, 1979; Delhon and Thiébaud, 2005).

From 4500 to 3000calBP, *Pinus* declined steadily. This might express a range contraction toward the north in *Pinus sylvestris* associated with the onset of late Holocene aridification (Fig. 2). The parallel long-term downward trend expressed in the *Abies* and *Fagus* abundance curves from 3000 to 1000calBP clearly follows the Holocene long-term

aridification (Figs. 2 and 3). At the same time, deciduous *Quercus* proportions remain very high around Palavas (Fig. 2). No clear decrease in *Quercus* is evidenced, which is inconsistent with results from other sites in the Languedoc. For instance, in the Capestang sequence, less than 100km from Palavas, deciduous *Quercus* begins to decline at 4000calBP in correlation with an increase in evergreen *Quercus* (Jalut et al., 2009). Such a replacement of deciduous forest by sclerophyllous evergreen forest is lacking in Palavas at the same period, occurring only during the last century. The Capestang core was sampled in a wetland area with small ponds (Jalut, 1995). Considering the size of these ponds (around 100m wide), the pollen record at this site probably documents a more local-scale vegetation history compared to the Palavas sequence with its much larger basin (around 2km wide) (Sugita, 1993). Actually, in the Palavas region, the mountainous hinterland massifs might have favored the continuation of relatively humid conditions and hence the persistence of deciduous *Quercus* forests until the historical period. The same deciduous *Quercus* forests were disadvantaged in the plains surrounding Capestang, resulting in the absence of a deciduous *Quercus* pollen signal. A similar situation is recorded at Lake Scutari (Albania/Montenegro) where a strong altitudinal gradient, combined with sufficient moisture availability, favored the development of deciduous forest throughout the late Holocene (Sadori et al., 2014).

Around 2000calBP, *Abies* almost disappears from the palynological record and definitively from the Languedoc lowlands, and *Fagus* persists up to 1000calBP. Late Holocene climate changes have hence caused the northward range contraction in *Abies*, *Fagus* and probably also *Pinus sylvestris* towards their present-day mountainous location. These same changes favored the development of deciduous *Quercus* forests and Mediterranean pines at the studied location.

5.2 Short-term climatic fluctuations

Sharp decreases in *Fagus* pollen proportions coinciding with deciduous *Quercus* maxima occurred at 4600–4300, 2800–2400 and 1300–1100calBP (Fig. 2) and are highlighted through sharp decreases in the *Fagus*/deciduous *Quercus* ratio (Fig. 3). Oscillations might be linked to repetitive *Fagus* retreats toward higher altitudes coinciding with repeated expansions of deciduous *Quercus* close to Palavas at lower altitudes (Figs. 2 and 3). These decreases might also correspond to major drops in *Fagus* pollen productivity caused by enhanced environmental stresses. In the French mountainous area of the Mediterranean, *Fagus* is at the limit of its geographical range (Quezel, 1979), and it is therefore very sensitive to climatic variations, especially regarding moisture availability (Delhon and Thiébaud, 2005). Since *Fagus* is less tolerant to dryness than deciduous *Quercus*, each fluctuation may be related to repeated arid episodes.

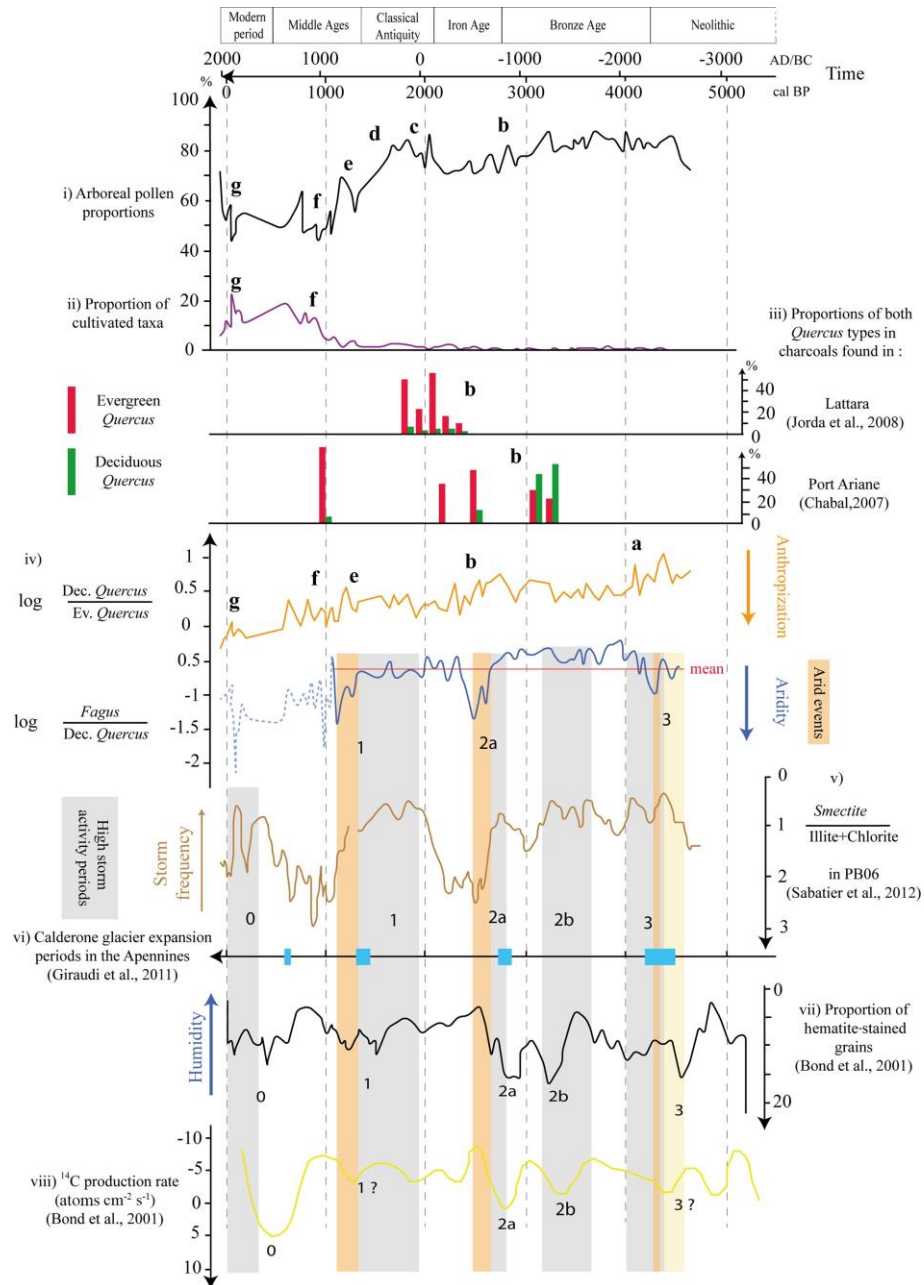


Figure 3. Comparison of the pollen data from the core PB06 and EG08 with anthracological and climatic data. Orange shaded bars represent arid events and grey shaded bars represent high storm activity periods: (i) arboreal pollen proportions; (ii) proportion of cultivated taxa; (iii) proportions of both *Quercus* type charcoals in Lattara and Port Ariane archeological sites; (iv) logarithm of deciduous/evergreen *Quercus* (orange) and *Fagus*/deciduous *Quercus* (blue) ratios (after ~1100calBP (10th century) the *Fagus*/deciduous *Quercus* ratio (dotted light blue line) cannot be interpreted in terms of climate fluctuations because of the strong human influence); (v) smectite/illite+chlorite ratio in the core PB06 (Sabatier et al., 2012); (vi) Calderone glacier expansion periods in the Apennines (the width of each blue box represent the estimated time during which the glacier expand (Giraudi et al., 2011)); (vii) proportion of hematite-stained grains in the cores MC-52/VM29-191 in the North Atlantic (Bond et al., 2001); (viii) ¹⁴C production rate (Bond et al., 2001).

Arid events have already been reported in the central and western Mediterranean from Lake Scutari (Albania/Montenegro) soon before 4000, around 2900 and around 1450calBP (Sadori et al., 2014) and in southwestern Spain at 4000, 3000–2500 and 1000calBP (JimenezMoreno et al., 2015). Discrepancies in the chronology of these events between sites are probably due to age model uncertainties. Furthermore, these arid events correspond in time to Calderone glacier extension phases in the Apennines around 4200calBP, between 2855–2725 and 1410–1290calBP (Fig. 3) (Giraudi, 2004, 2005; Giraudi et al., 2011). They are also concurrent with the rapid vegetation and marine environment changes recorded in Mediterranean (e.g., Cacho et al., 2001; Fletcher et al., 2007; Frigola et al., 2007; e.g., Kotthoff et al., 2008; Schmiedl et al., 2010; Combourieu-Nebout et al., 2009, 2013; Desprat et al., 2013; Fletcher and Zielhofer, 2013). These climatic events fit with the general picture of climate change depicted by lake-level fluctuations in central Europe and the northern Mediterranean (Magny, 2013; Magny et al., 2013). Moreover, they are contemporaneous with North Atlantic Bond events around 4200, 2800 and 1400calBP, underlining the efficient climatic coupling between the North Atlantic and the Mediterranean during the late Holocene (Fig. 3).

Variations in clay mineralogy in the core PB06 provide a proxy of past storm frequency in the Palavas region complementary to pollen data, which may give useful information to investigate mechanisms of these climatic oscillations (Sabatier et al., 2012). Arid events depicted by vegetation are contemporaneous with sharp variations in storminess. They occur during transition periods, before (event 3) or after (events 1 and 2) high storm activity periods (Fig. 3). Increases in storm frequency have been interpreted as periods during which westerlies, and thus storm tracks, were shifted to the south, bringing more precipitation to the Mediterranean. These situations are similar to persistent negative NAO-like periods (NAO – North Atlantic Oscillation) and may be caused by the southward displacement of the polar front linked to a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) during colder periods (Dezileau et al., 2011; Trouet et al., 2012). Such an interpretation is consistent with the humidity recorded in PB06 during high storm activity periods and with the Calderone glacier expansion phases (Giraudi, 2004, 2005; Giraudi et al., 2011). Conversely arid events 2 and 1 might correspond to persistent positive NAO-like periods. According to this mechanism, these events might correspond to warmer periods with a decreasing storm frequency when westerlies and storm tracks are shifted to the north. The closeness in time of arid events 2 and 1 with respectively high storm activity periods 2a and 1 within the Bond event 2a and 1 time periods, suggests that these two

Bond events might be divided in two phases, a humid one followed by an arid one. A similar schema is reported during older arid episodes, Heinrich events 4, 2 and 1 (Naughton et al., 2009). A two-phase pattern occurs within these three Heinrich events with a change from wet and cold to dry and cool conditions. The proposed mechanism involving the succession of opposite persistent NAO-like periods is very similar to the one developed for the late Holocene rapid climatic events (Trouet et al., 2012), despite Heinrich events being recorded in a glacial period. The arid event 3 remains more difficult to interpret because it seems contemporaneous with an increase in storminess. However, it is difficult to define its lower boundary because it is located at the bottom of the sequence. Further analyses are needed to determine properly its chronological extension and link to high storm activity periods.

Bond events have been correlated with fluctuations in ^{14}C production rate, suggesting a solar forcing (Bond et al., 2001) (Fig. 3). However, no exceptional residual ^{14}C excursions are depicted around 4200 and 1400calBP and the variability in solar activity cannot explain all the observed changes (Debret et al., 2007; Sabatier et al., 2012). Wavelet analysis performed on Bond et al. (2001) IRD (ice-rafted debris) time series and other marine paleoclimatic proxies highlights three major climate cyclicities: 1000, 1500 and 2500 years. The two cyclicities of 1000 and 2500 years are solar related, while the 1500-year climate cycles, dominant during the second part of the Holocene, appear to be clearly linked with the oceanic circulation (Debret et al., 2007). In the Mediterranean, the succession of stormy or humid periods and arid events close in time within some Bond events time periods brings new aspects to characterizing late Holocene climatic oscillations that should be taken into account in future attempts to understand the mechanisms involved in climate variability.

6 Anthropogenic impact on vegetation

6.1 Ecological significance of evergreen *Quercus* development during the late Holocene in southern France

During the late Holocene, in the northwestern Mediterranean, sclerophyllous evergreen forest development has been controversially interpreted either as an effect of late Holocene aridification (Jalut et al., 2000, 2009) or as a consequence of increasing anthropogenic impact (Triat-Laval, 1978; Planchais, 1982; Reille, 1992; Tinner et al., 2009; Henne et al., 2015).

In the Palavas record the deciduous/evergreen *Quercus* ratio displays a regular decrease through the sequence, which could result from the late Holocene

aridification trend (Fig. 3). However, after 2000calBP, deciduous and evergreen *Quercus* forests both decline at the same time. This simultaneous decline of evergreen and deciduous *Quercus* is not consistent with variations driven by the increasing aridity. Moreover, no correlation can be found between increases in evergreen *Quercus* proportions and the short arid events discussed before (Figs. 2 and 3) which conversely correspond to deciduous *Quercus* increases. The transition from deciduous to evergreen forest is not clearly recorded in Palavas before the last century. Therefore, climate variability alone cannot explain the evergreen *Quercus* dynamic around the Palavasian wetland complex, and other factors have to be considered.

6.2 Influence of human societies on forest composition before Classical Antiquity

At the end of the Neolithic, between 4500 and 4000calBP, the decrease in the deciduous/evergreen *Quercus* ratio might be the first evidence of anthropogenic impact on Mediterranean forest composition (Pal-I in Fig. 2 and event a in Fig. 3). In fact, more than 100 small villages were present during this period in the Palavas region (Jallot, 2011). Farming societies were very wealthy and dynamic, with a higher influence and control of the environment than during previous periods (Jallot, 2010). The increase in agricultural activity may thus have favored the evergreen *Quercus*, a tree taxon which is especially resilient to high-frequency disturbances (Barbero et al., 1990).

After 3300calBP, at Port Ariane (Chabal, 2007) and Tonnerre I (Cavero and Chabal, 2010), the anthracological records display higher abundances of evergreen *Quercus* in comparison to the Palavas pollen data (Figs. 2 and 3). These results illustrate the overrepresentation of evergreen *Quercus* in the areas surrounding human settlements during the Bronze Age and confirm that evergreen *Quercus* forests were already favored by humans.

Between 2800 and 2000calBP, the deciduous/evergreen *Quercus* ratio decreases again (event b in Fig. 3). At that time, evergreen *Quercus* dominates the Port Ariane and Lattara anthracological assemblages (event b in Fig. 3) (Chabal, 2007; Jorda et al., 2008). Evergreen *Quercus* abundance around archeological sites reinforces the link between increases in evergreen *Quercus* pollen and the enhanced anthropogenic influence since 2800calBP. These changes correspond to the Bronze Age–Iron Age transition, a crucial period in Languedoc prehistory. During the Iron Age, the coastal area around the Palavasian lagoons became an important trading area with Mediterranean civilizations. The development of Lattara city near the lagoon shores attests to the

significant increase in human activity between 2500 and 2000calBP (Cavero and Chabal, 2010). Nevertheless, the second arid event recorded between 2800 and 2400calBP in the Palavas sequence may have triggered forest changes or exacerbated human impact on vegetation. As well as changes in forest composition, human activity also began to affect forest cover through deforestation.

6.3 Classical Antiquity

During Classical Antiquity, the maximum expansion of forest recorded at Palavas (event c in Fig. 3) does not seem to fit with the widespread economic development in the Languedoc. However, settlement migration from the hinterland to the coast, beginning during the Iron Age, allowed forest expansion in the hinterland. Archeologists have observed a decrease in the number of small settlements in mountainous areas while the coastal cities such as Lattara expanded (Janin, 2010). Thus, during Classical Antiquity, most of the *villae* in this part of the Languedoc were located in coastal plains (Ouzoulias, 2013; *carte archéologique nationale BD patriarche* <http://www.villa.culture.fr/#/fr/annexe/ressources/t=Ressources>).

Therefore, the forest expansion possibly corresponds to forest recovery in the mountains, which were less densely populated at this time. Reforestation was probably also favored by enhanced humidity attested by the relative importance of *Fagus* in the deciduous forest (Fig. 2).

6.4 Transition between Classical Antiquity and the early Middle Ages

The collapse of the Roman Empire is generally considered to have been a major crisis of the rural world, leading to widespread land abandonment and reforestation (Kaplan, 1994). However, the Palavas pollen record clearly shows a major deforestation (event d in Fig. 3), which is consistent with the most recent historical and archeological studies carried out in the Languedoc but does not support the theory of a major crisis. Historians now interpret the decrease in *villae* (Roman farms) numbers at the end of Classical Antiquity as the result of an agrarian system transformation in the Gallia Narbonensis province. Numerous small *villae* were replaced gradually by larger ones, fewer in number but less vulnerable to economic hazards. At the beginning of the 5th century (1550calBP), while the number of *villae* sharply decreased in the Languedoc, important extensions of the Loupian *villae* (Fig. 1) are recorded on the lagoon shore (Schneider et al., 2007). Moreover, recent archeological excavations in this area have discovered a new type of rural housing which developed during the early Middle

Ages on, and alongside, the former Roman territorial network. Two new settlements of this type were founded near abandoned *villae* in Lunel-Viel and Verdier between the 4th and the 5th centuries (Fig. 1) (Schneider et al., 2007). During the same period, the Roc de Pampelune village started to develop in the mountains where territories were free of human occupation during Classical Antiquity (Fig. 1) (Schneider et al., 2007). Finally, a new diocese was established in the 6th century on the island of La Maguelone (Fig. 1) (Schneider, 2008). In such a context of human occupation, the major deforestation event recorded at Palavas (Figs. 2 and 3) is consistent with the archeology, which provides evidence of a very dynamic rural world despite the collapse of the Roman Empire.

6.5 Crisis of the rural world?

Following the major forest decline associated with the Classical Antiquity–early Middle Ages transition, significant reforestation occurred between 1300 and 1200calBP (650 and 750calAD) (Pal VII in Fig. 2 and event e in Fig. 3). This event coincides with a gap in the archeological record between the 7th and the 8th centuries. In fact, during this period, many archeological settlements are abandoned in the Languedoc. For instance, Roc de Pampelune village and Dassargues farm, near Palavas, were abandoned between 1350 and 1300calBP (600 and 650calAD) while new settlements were founded in their vicinity approximately 100 years later (Schneider et al., 2007) (Fig. 1). For now, this settlement abandonment alone does not demonstrate a rural decline at this time (Schneider et al., 2007). On the other hand, the reforestation recorded in the Palavas pollen sequence attests to a major crisis during this period and confirms that human activity caused forest loss before the 7th century (Fig. 3). This reforestation is characterized by an important increase in most of deciduous-tree pollen proportions, including deciduous *Quercus* but excepting *Fagus*, which displays very low abundances related to the arid event 1 discussed previously (Fig. 2). In spite of the late Holocene aridification and the arid event 1, the increase in deciduous *Quercus* indicates that climatic conditions in the hinterland were still favorable to deciduous forest development except for *Fagus*.

6.6 The High Middle Ages

During the High Middle Ages (11th, 12th and 13th centuries), new types of human settlements are identified in the Languedoc (Durand, 2003; Schneider et al., 2007). Historical studies have identified 128 new fortified villages (*castra*) in the region with at least 8 of them within the watershed of the Palavasian lagoon. Thirty-three new (or innovative) rural settlements

known by the term *mansus*, specifically located in or close to recently deforested areas, were located near Palavas. Two major abbeys were established at Aniane and St-Guilhem and developed intensive land-use practices. Feudal lords deforested river banks to extend their lands in order to grow cereals. At least 27 of these cereal fields were present along the Mosson and Lez rivers. Finally, the city of Montpellier was also established during this period and became an important city in France in the 13th century (Britton et al., 2007). These settlement expansions explain the major forest loss (event f in Fig. 3) and the evergreen shrubland extension (Fig. 2) recorded in the Palavas pollen record from 1150 to 850calBP (from ca. 800 to 1100AD). Historical and palynological studies both highlight the strong human influence on the environment during the High Middle Ages.

Just like during the reforestation of the 7th and 8th centuries, *Fagus* abundance changes around 1100calBP are not consistent with variations in proportions of other forest taxa. *Fagus* is the only pollen taxa which displays a significant increase at this time (Fig. 2). Though *Fagus* may be affected at that time by human activity, the decorrelation between *Fagus* signal and the anthropogenic vegetation changes reinforce the interpretation of *Fagus* as a good climate indicator until this approximate date. However, after 1100calBP *Fagus* proportions increasingly drop. Human impact on forest taxa is expected to be too strong and *Fagus* can no longer be used as an aridity proxy.

6.7 Cultivated plants record

The first evidence of *Cerealia*-type pollen recorded in the Palavas pollen sequence at 4400calBP (Fig. 2) is congruent with the Embouchac pollen record, attesting to cereal cultivation in the vicinity of the lagoon shores by Neolithic populations (Puertas, 1999) (Fig. 1). Later, during the Middle Ages (Fig. 2), the maximum of *Cerealia*-type pollen correlates with the strong anthropogenic impact associated with the cereal fields planted along the Mosson and Lez rivers flowing into the lagoon (Fig. 1) (Durand, 2003).

In the archeological record, evidence for grape cultivation occurs from the Iron Age and accounts for the presence of *Vitis* pollen after 2500calBP (Alonso et al., 2007, 2008). Earlier, *Vitis* pollen grains may originate from wild grapes naturally growing in this area (Ali et al., 2008). Moreover, archeobotanical studies demonstrate that Neolithic and Bronze Age populations were gathering wild grapes and thus may have favored this taxon near the lagoon (Alonso et al., 2007, 2008; Chabal and Terral, 2007).

Before Classical Antiquity, it is assumed that the few *Olea* pollen grains found at Palavas (Fig. 2) refer to wild olive trees probably present in narrow

thermomediterranean coastal areas. The later continuous record of *Olea* since Classical Antiquity (Fig. 2) is probably related to its introduction and cultivation by the Romans in southern France (Leveau, 2003). However, at Palavas, low proportions of *Olea* are recorded throughout the first millennium AD. Indeed, various archeological archives attest to the limited cultivation of olives in this area during the Roman period (Alonso et al., 2008; Leveau, 2003). Historical studies demonstrate that olive cultivation developed later in Languedoc, during the High Middle Ages (Leveau, 2003), in agreement with our pollen data (Fig. 2).

During the medieval period, simultaneous increases in *Juglans* and *Castanea* with *Olea* (Fig. 2) suggest an expansion of tree cultivation and corroborate the major influence of human activity on the environment in the Palavas region around 1000AD.

6.8 Reforestation during the last century

At the beginning of the 20th century, the major reforestation with evergreen *Quercus* and *Pinus* recorded at Palavas is consistent with land registry data which indicate that forest cover increased from 80000 to 190000 ha between 1900 and 2000AD in the French department of Hérault (Koerner et al., 2000). This change corresponds to the well-known industrial revolution, which resulted in migration of rural populations towards cities, and to widespread land abandonment. The mechanization of farming at the beginning of the 20th century amplified the abandonment of land unsuitable for modern agriculture, which was consequently recolonized by the forest.

6.9 The deciduous forest replacement

During the 20th-century reforestation, *Pinus* and evergreen *Quercus* proportions rise while deciduous *Quercus* proportions remain stable (Pal-VIII in Figs. 2 and 3). The expansion of evergreen *Quercus* and *Pinus* forest has no equivalent in the past. Indeed, at the end of the 9th century, after 100 years of reforestation the dominant taxon was still deciduous *Quercus*.

Differences between the reforestation dynamic of the 20th century compared to that of the 9th century might be related to the late Holocene aridification. During the last 1000 years, the enhanced dryness could have favored *Pinus* and evergreen *Quercus*. However, ecological studies in southern France demonstrate that in the near future *Quercus pubescens*, the present deciduous species in this area, could replace *Quercus ilex* and *Pinus halepensis* in many places (Bacilieri et al., 1993). Indeed, *Pinus halepensis* is a pioneer species of Mediterranean ecological successions that will typically be replaced by *Q. ilex*. Furthermore, it is known that *Q. ilex* inhibits the germination of its own

seeds and not those of *Q. pubescens* (Barbero et al., 1990; Bran et al., 1990; Bacilieri et al., 1993; Li and Romane, 1997). Such processes of auto-allopathy enable the replacement of *Q. ilex* by *Q. pubescens*. Vegetation surveys over several decades show that without any human disturbances, the proportions of *Q. pubescens* in the vegetation increase (Barbero et al., 1990).

Therefore, the *Pinus* and evergreen *Quercus* expansion is more likely related to enhanced anthropogenic impact on forests. Indeed, *P. halepensis* was widely planted (Barbero et al., 1988) and coppicing was widespread in southern France during the first half of the 20th century (Ducrey, 1988; Barbero et al., 1990; Koerner et al., 2000). As a consequence of coppicing, *Q. pubescens* has been supplanted by *Q. ilex* as the deciduous oak is less efficient at resprouting and thus less resilient to high-frequency disturbances such as forest harvesting compared to the evergreen oak (Barbero et al., 1990). Similar situations where the present Mediterranean vegetation is strongly shaped by recent human activity more than climatic factors are also recorded in Italy (Henne et al., 2015).

Conclusion

Based on the Palavas pollen record, vegetation changes highlighted during the last 4600calBP are interpreted in terms of climate and/or human influence and indicate the following:

- a clear aridification trend from 4600 cal BP to the present day expressed through the range contraction toward the north in *Fagus* and *Abies*.
- three short arid events which interrupt the general trend at 4600–4300, 2800–2400 and 1300–1100calBP. These events coincide in time with rapid climatic events that occurred during the late Holocene. The closeness in time of arid events with high storm activity periods within the Bond windows, suggests a two-phase pattern with a humid phase followed by an arid one.

Oscillations of evergreen *Quercus* representation and arboreal pollen proportions largely correlated with human history. Firstly, farming activity favored evergreen *Quercus* from the Neolithic onwards, gradually changing the forest composition. Secondly, three deforestation episodes are depicted (1) from the Bronze Age to the end of the Iron Age; (2) at the transition between Classical Antiquity and the Middle Ages; and (3) during the 9th century. Between the first two episodes, Classical Antiquity is characterized by a major reforestation related to the concentration of rural activity and populations in plains, leading to forest recovery in the mountains. At the beginning of the 20th

century, a new reforestation occurred due to farming mechanization. Evergreen *Quercus* and *Pinus* expansion is related to coppicing and the increase in fire frequency.

The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/cp-11-1769-2015-supplement.

Acknowledgements. This research was funded by MISTRALS/PALEOMEX meta-program, the CNRS and the French Museum of National History (MNHN). Radiocarbon dating was performed at the LMC14 laboratory as a part of the French ARTEMIS program. Some samples were processed in the IPHES laboratory of palynology (Tarragona, Spain), and we are grateful to Francesc Burjachs Casas, Isabel Expósito Barea and Ethel Allué for their welcome and their help. We thank Michelle Farrell for English corrections. We are grateful to Bruno Cinotti for sharing unpublished data about estimated forest cover using land register. We thank the reviewers for their helpful comments in improving the manuscript.

Edited by: J. Guiot

References

- Ali, A. A., Roiron, P., Chabal, L., Ambert, P., Gasco, J., André, J., and Terral, J.-F.: Holocene hydrological and vegetation changes in southern France inferred by the study of an alluvial travertine system (Saint-Guilhem-le-Désert, Hérault), *C. R. Geosci.*, 340, 356–366, doi:10.1016/j.crte.2008.02.001, 2008.
- Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., and Thommeret, Y.: The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution, *Geogr. Phys. Quatern.*, 32, 145–162, 1978.
- Alonso, N., Buxó, R., and Rovira, N.: Recherches sur l'alimentation végétale et l'agriculture du site de Lattes-Port Ariane: étude des semences et fruits, *Lattara*, 20, 219–249, 2007.
- Alonso, N., Buxó, R., and Rovira, N.: Archéobotanique des semences et des fruits de Lattara: bilan des recherches, La ville portuaire de Lattara (Lattes, Hérault) et son territoire: nouveaux acquis, nouvelles questions, *Gallia*, 65, 1–8, 2008.
- Bacilieri, R., Bouchet, M. A., Bran, D., Grandjanny, M., Maistre, M., Perret, P., and Romane, F.: Germination and regeneration mechanisms in Mediterranean degenerate forests, *J. Veg. Sci.*, 4, 241–246, 1993.
- Barbero, M., Loisel, R., and Quézel, P.: Perturbations et incendies en région méditerranéenne française, in: Homenaje a Pedro Montserrat, Instituto de Estudios Altoaragoneses, 409–420, 1988.
- Barbero, M., Bonin, G., Loisel, R., and Quézel, P.: Changes and disturbances of forest ecosystems caused by human activities in the western part of the Mediterranean basin, *Plant Ecol.*, 87, 151–173, 1990.
- Bennett, K. D.: PSIMPOLL: a quickBASIC program that generates PostScript page description files of pollen diagrams, INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods newsletter, 8, 11–12, 1992.
- Berglund, B. and Ralska-Jasiewiczowa, M.: Pollen analysis and pollen diagrams, Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, Vol. 455, p. 484, 1986.
- Beug, H. J.: Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete, Verlag Dr. Friedrich Pfeif, München, 542 pp., 2004.
- Blaauw, M.: Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences, *Quaternary Geochronol.*, 5, 512–518, 2010.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G.: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130–2136, 2001.
- Bran, D., Lobreaux, O., Maistre, M., Perret, P., and Romane, F.: Germination of *Quercus ilex* and *Q. pubescens* in a *Q. ilex coppice*, *Vegetatio*, 87, 45–50, 1990.
- Britton, C., Chabal, L., Pagès, G., and Schneider, L.: Approche interdisciplinaire d'un bois méditerranéen entre la fin de l'antiquité et la fin du Moyen Âge, Saugras et Aniane, Valène et Montpellier, Médiévales, Langues, Textes, Histoire, 53, 65–80, 2007.
- Broström, A., Nielsen, A. B., Gaillard, M.-J., Hjelle, K., Mazier, F., Binney, H., Bunting, J., Fyfe, R., Meltsov, V., and Poska, A.: Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review, *Veg. Hist. Archaeobot.*, 17, 461–478, 2008.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., and Zahn, R.: Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes, *Paleoceanography*, 16, 40–52, 2001.
- Carrión, J. S.: Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 2047–2066, 2002.
- Carrión, J. S., Sánchez-Gómez, P., Mota, J. F., Yll, R., and Chaín, C.: Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain, *Holocene*, 13, 839–849, 2003.
- Cavero, J. and Chabal, L.: Paléogéographie, dynamique forestière et peuplement d'un milieu lagunaire. L'étang de l'Or (Hérault) à la fin de la Préhistoire, *Quaternaire, Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21, 13–26, 2010.
- Chabal, L.: Étude anthracologique de Lattes Port Ariane: forêts littorales en Bas Languedoc depuis le Néolithique moyen, edited by: Daveau, I., Port Ariane (Lattes, Hérault), construction deltaïque et utilisation d'une zone humide lors des six derniers millénaires, *Lattara*, 20, 183–198, 2007.
- Chabal, L. and Terral, J.-F.: Le bois de vigne de Port Ariane: étude de racines de vigne alto-médiévales, *Lattara*, 20, 1–7, 2007.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., and Marret, F.: Rapid climatic

- variability in the west Mediterranean during the last 25000 years from high resolution pollen data, *Clim. Past*, 5, 503–521, doi:10.5194/cp5-503-2009, 2009.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Bout-Roumazielles, V., Goring, S., Dormoy, I., Joannin, S., Sadori, L., Siani, G., and Magny, M.: Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea), *Clim. Past*, 9, 2023–2042, doi:10.5194/cp9-2023-2013, 2013.
- De Beaulieu, J.-L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., and Guiter, F.: Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate, *Plant Biosyst.*, 139, 114–126, 2005.
- Debret, M., Bout-Roumazielles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J. F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., and Trentesaux, A.: The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records, *Clim. Past*, 3, 569–575, doi:10.5194/cp-3-569-2007, 2007.
- Delhon, C. and Thiébaud, S.: The migration of beech (*Fagus sylvatica* L.) up the Rhone: the Mediterranean history of a “mountain” species, *Veg. Hist. Archaeobot.*, 14, 119–132, 2005.
- Desprat, S., Combourieu-Nebout, N., Essallami, L., Sicre, M. A., Dormoy, I., Peyron, O., Siani, G., Bout Roumazielles, V., and Turon, J. L.: Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land–sea correlation, *Clim. Past*, 9, 767–787, doi:10.5194/cp-9-767-2013, 2013.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaigns, J., Martinez, P., and Von Grafenstein, U.: Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 299, 289–297, 2011.
- Ducrey, M.: Sylviculture des taillis de Chêne vert pratiques traditionnelles et problématique des recherches récentes, ENGREF, Ecole nationale du génie rural, des eaux et des forêts, Nancy, France, 1988.
- Durand, A.: Les paysages médiévaux du Languedoc: Xe–XIIIe siècles, Presses Univ. du Mirail, 2003.
- Faegri, K. and Iversen, J.: Textbook of pollen analysis, 4th Edn., edited by: Faegri, K., Kaland, P. E., and Krzywinski, K., Wiley, Chichester, 1989.
- IPCC: Summary for policymakers, in: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., and White, L. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1–32, 2014.
- Figueiral, I., Jung, C., Martin, S., Tardy, C., Compan, M., Pallier, C., Pomaredes, H., and Fabre, L.: La perception des paysages et des agro-systèmes antiques de la moyenne vallée de l’Hérault. Apports des biomarqueurs à l’archéologie préventive, in *La perception des paysages et des agro-systèmes antiques de la moyenne vallée de l’Hérault. Apports des biomarqueurs à l’archéologie préventive*, 415–430, APDCA, 2010.
- Fletcher, W. J. and Zielhofer, C.: Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene Rapid Climate Changes, *CATENA*, 103, 16–29, doi:10.1016/j.catena.2011.05.001, 2013.
- Fletcher, W. J., Boski, T., and Moura, D.: Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years, *Holocene*, 17, 481–494, 2007.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., and Curtis, J. H.: Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record, *Paleoceanography*, 22, PA2209, doi:10.1029/2006PA001307, 2007.
- Gasco, J.: L’âge du Bronze dans le sud de la France, in: *La France préhistorique, un essai d’histoire*, Editions Gallimard, France, 2010.
- Giraudi, C.: The Apennine glaciations in Italy, Quaternary glaciations—extent and chronology, part I: Europe, *Developments in quaternary science*, 2, 215–224, 2004.
- Giraudi, C.: Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy), *Quaternary Res.*, 64, 176–184, 2005.
- Giraudi, C., Magny, M., Zanchetta, G., and Drysdale, R. N.: The Holocene climatic evolution of Mediterranean Italy: A review of the continental geological data, *Holocene*, 21, 105–115, 2011.
- Henne, P. D., Elkin, C., Franke, J., Colombaroli, D., Calò, C., La Mantia, T., Pasta, S., Conedera, M., Dermody, O., and Tinner, W.: Reviving extinct Mediterranean forest communities may improve ecosystem potential in a warmer future, *Front. Ecol. Environ.*, 13, 356–362, 2015.
- Jallot, L.: La fin du Néolithique dans la moitié sud de la France, in *La France préhistorique, un essai d’histoire*, Editions Gallimard, France, 2010.
- Jallot, L.: Frontières, stabilités, emprunts et dynamique géoculturelle en Languedoc méditerranéen au Néolithique final (3400–2300 av. J.C.), in *Actes des 8èmes Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente*, 87–119, 2011.
- Jalut, G.: Analyse pollinique de sédiments holocènes de l’étang de Capestang (Hérault), *Temps et espace dans le bassin de l’Aude du Néolithique à l’Age du Fer*, 293–302, 1995.
- Jalut, G., Amat, A. E., Bonnet, L., Gauquelin, T., and Fontugne, M.: Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 160, 255–290, 2000.
- Jalut, G., Dedoubat, J. J., Fontugne, M., and Otto, T.: Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact, *Quaternary Int.*, 200, 4–18, 2009.
- Janin, T.: L’âge du fer dans le sud de la France, in *La France préhistorique, un essai d’histoire*, 461–486, Editions Gallimard, France, 2010.
- Jiménez-Espejo, F. J., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R. S., Rodríguez-Tovar, F. J., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Huertas, A. D. and PardoIguízquiza, E.: Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record, *Chem. Geol.*, 374, 1–12, 2014.

- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J. N., Carrión, J. S., López-Sáez, J. A., Villarías-Robles, J. J., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, Á., and Contreras, C.: Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain, *Holocene*, 25, 607–617, 2015.
- Jorda, C., Chabal, L., and Blanchemanche, P.: Lattara entre terres et eaux, *Gallia*, 65, 1–230, 2008.
- Kaplan, M.: *Le Moyen Âge, IV^e-X siècles*, Paris, Bréal, 1994.
- Koerner, W., Cinotti, B., Jussy, J.-H., and Benoît, M.: Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIX^e siècle: identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés, *Revue forestière française*, 52, 249–270, 2000.
- Kotthoff, U., Müller, U. C., Pross, J., Schmiedl, G., Lawson, I. T., van de Schootbrugge, B., and Schulz, H.: Lateglacial and Holocene vegetation dynamics in the Aegean region: an integrated view based on pollen data from marine and terrestrial archives, *Holocene*, 18, 1019–1032, 2008.
- Leveau, P.: L'oléiculture en Gaule Narbonnaise: données archéologiques et paléoenvironnementales. Présentation/Interprétation, *Revue archéologique de Picardie*, 1, 299–308, 2003.
- Li, J. and Romane, F. J.: Effects of germination inhibition on the dynamics of *Quercus ilex* stands, *J. Veg. Sci.*, 8, 287–294, 1997.
- Magny, M.: Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements, *Quaternary Int.*, 113, 65–79, 2004.
- Magny, M.: Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: a comment on Bleicher, *Holocene*, 23, 1202–1212, 2013.
- Magny, M., Miramont, C., and Sivan, O.: Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records, *Palaeogeogr. Palaeoecol.*, 186, 47–59, 2002.
- Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannière, B., Haas, J. N., Bassetti, M., Bellintani, P., Scandolari, R., and Desmet, M.:
Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy, *Quaternary Res.*, 77, 382–396, 2012.
- Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J. L., BoutRoumazielles, 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., Vannière, 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., and Wirth, S.: North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses, *Clim. Past*, 9, 2043–2071, doi:10.5194/cp-9-2043-2013, 2013.
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., and van Kreveld, S.: Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 455–483, 2002.
- Naughton, F., Goñi, M. S., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., and Rostek, F.: Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 284, 329–342, 2009.
- Ouzoulias, P.: La géographie de la villa dans les Gaules romaines?: quelques observations, in: *Actes du colloque international AGER IX*, 253–268, 2013.
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs, A., Iriarte, M. J., Otto, T., and Hernández-Beloqui, B.: Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula, *Holocene*, 21, 75–93, 2011.
- Planchais, N.: Palynologie lagunaire de l'étang de Mauquo, Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique, *Pollen et spores*, 1, 93–118, 1982.
- Planchais, N.: Impact de l'homme lors du remplissage de l'estuaire du Lez (Palavas, Hérault) mis en évidence par l'analyse pollinique, *Pollen et spores*, 29, 73–88, 1987.
- Puertas, O.: Évolution holocène de la végétation en bordure de l'étang de Méjean: analyse pollinique du sondage d'Embouchac (Lattes, Hérault, France) [Holocene vegetation dynamic on the edge of the Méjean lagune; pollen analysis of Embouchac boring (Lattes, Hérault, France)], *Quaternaire*, 9, 79–89, 1998.
- Puertas, O.: Premiers indices polliniques de néolithisation dans la plaine littorale de Montpellier (Hérault, France), *Bulletin de la Société préhistorique française*, 96, 15–20, 1999.
- Punt, W.: *The Northwest European Pollen Flora (NEPF) Vol I (1976), Vol II (1980), Vol III (1981), Vol IV (1984) Vol V (1988), Vol VI (1991), Vol VII (1996)*, Elsevier, Amsterdam, 1976.
- Quezel, P.: La région méditerranéenne française et ses essences forestières, signification écologique dans le contexte circumméditerranéen, *Forêt Méd.*, 1, 7–18, 1979.
- Reille, M.: *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*, Marseille: Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, 520 pp., 1992.
- Reille, M. and Pons, A.: The ecological significance of sclerophyllous oak forests in the western part of the Mediterranean basin: a note on pollen analytical data, in *Quercus ilex* L. ecosystems: function, dynamics and management, 13–17, Springer, 1992.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk, R. C., Buck, C. E., Burr, G. S., and Edwards, R. L.: IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years calBP, *Radiocarbon*, 51, 1111–1150, 2009.
- Roberts, N., Jones, M. D., Benkaddour, A., Eastwood, W. J., Filippi, M. L., Frogley, M. R., Lamb, H. F., Leng, M. J., Reed, J. M., and Stein, M.: Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 2426–2441, 2008.
- Roberts, N., Eastwood, W. J., Kuzucuoglu, C., Fiorentino, G., and Caracuta, V.: Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition, *Holocene*, 21, 147–162, 2011.
- Sabatier, P. and Dezileau, L.: Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes. Estimation de l'aléa de

- tempête depuis 2000 ans, *Quaternaire, Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21, 5–11, 2010.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., and Von Grafenstein, U.: 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events, *Quaternary Res.*, 77, 1–11, 2012.
- Sadori, L., Jahns, S., and Peyron, O.: Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean, *Holocene*, 21, 117–129, 2011.
- Sadori, L., Giardini, M., Gliozzi, E., Mazzini, I., Sulpizio, R., van Welden, A., and Zanchetta, G.: Vegetation, climate and environmental history of the last 4500 years at lake Shkodra (Albania/Montenegro), *Holocene*, 25, 435–444, 2014.
- Schmiedl, G., Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K.-C., Hamann, Y., Kotthoff, U., Dulski, P., and Pross, J.: Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22000 years, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 3006–3020, 2010.
- Schneider, L.: Aux marges méditerranéennes de la Gaule mérovingienne. Les cadres politiques et ecclésiastiques de l'ancienne Narbonnaise Iere entre Antiquité et Moyen Age (VeIXe siècles), *L'espace du diocèse, Genèse d'un terroir dans l'occident médiéval (Ve-XIIIe siècle)*, 69–95, 2008.
- Schneider, L., Fauduet, I., and Odenhardt-Donvez, I.: Structures du peuplement et formes de l'habitat dans les campagnes du sud-est de la France de l'Antiquité au Moyen Âge (IVe-VIIIes.): essai de synthèse, *Gallia*, 64, 11–56, 2007.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., and Mouazé, D.: Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France), *Quaternary Sci. Rev.*, 28, 499–516, 2009.
- Stockmarr, J.: Tablets with spores used in absolute pollen analysis, *Pollen et spores*, XIII, 615–621, 1971.
- Sugita, S.: A model of pollen source area for an entire lake surface, *Quaternary Res.*, 39, 239–244, 1993.
- Tinner, W., van Leeuwen, J. F., Colombaroli, D., Vescovi, E., Van der Knaap, W. O., Henne, P. D., Pasta, S., D'Angelo, S., and La Mantia, T.: Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy, *Quaternary Sci. Rev.*, 28, 1498–1510, 2009.
- Triat-Laval, H.: Contribution pollenanalytique à l'histoire tardipostglaciaire de la végétation de la Basse Vallée du Rhône, Université d'Aix-Marseille III, 1978.
- Trouet, V., Scourse, J. D., and Raible, C. C.: North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability, *Global Planet. Change*, 84, 48–55, 2012.
- Vaquier, J.: Le Néolithique moyen en France, cultures et interactions (4600–3500 av. J.C.), in *La France préhistorique, un essai d'histoire*, 2010.
- Zazo, C., Mercier, N., Silva, P. G., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., and Polo, D.: Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary, *Geomorphology*, 68, 269–290, 2005.

2. Des forêts de hêtre à basse altitude en zone méditerranéenne dans le sud de la France au cours de l'holocène

Résumé (Azulara et al. 2017, Journal of Vegetation Science, en révision)

Dans la séquence de Palavas, les proportions relativement élevées de pollen de hêtre (*Fagus*), suggèrent que ce taxon était par le passé plus abondant et plus proches de la lagune qu'actuellement. La présence de ce taxon aujourd'hui montagnard en Méditerranée à des altitudes probablement plus basses a déjà été proposée pour la région de Palavas (Triat Laval 1979, Planchais 1982, 1987, Delhon et al. 2005). Si son déclin à partir de 3000 ans cal BP semble étroitement lié à une aridification du climat, il est aussi probable que les déforestations par l'homme aient joué un rôle non négligeable dans sa disparition à basse altitude (Azulara et al. 2015). Ainsi, en théorie, ces forêts languedociennes de hêtre à plus basse altitude constituent un excellent modèle pour l'étude des interactions « Homme/végétation/climat ». Toutefois, en pratique, la dynamique de recolonisation de l'Europe par ce taxon à la fin de la dernière période glaciaire est très particulière et les mécanismes qui la contrôlent restent mal connus (Giesecke et al. 2017). En effet, la distribution des aires refuges est difficile à contraindre et l'arrivée du hêtre est souvent très tardive par rapport aux autres taxons forestiers tels que le chêne. L'expansion à proprement parler des forêts de hêtres se fait la plupart du temps avec un retard de plusieurs centaines d'années par rapport à l'arrivée des premiers arbres colonisateurs (Magri et al. 2006, Giesecke et al. 2007, Magri 2008, Bradshaw et al. 2010). A ce titre, l'enregistrement en continu de ce taxon à Palavas est très intéressant dans la mesure où il offre l'opportunité d'affiner les reconstitutions de sa distribution passée dans le sud-est de la France et d'examiner la signification écologique de ces forêts méditerranéennes de hêtre.

Afin de reconstituer la biogéographie du hêtre en contexte « méditerranéen », les données de Palavas ont été replacées dans un contexte plus large en compilant des données polliniques de plus de 70 sites du sud-est de la France à partir de la base de données EPD (European Pollen Database) et à partir de publications. Ces informations ont été confrontées aux données anthracologiques du Languedoc et de la vallée du Rhône. Ce travail met en évidence que le hêtre est probablement présent dans tout le sud de la France depuis le Tardiglaciaire puisqu'il apparaît régulièrement dans le registre anthracologique mais qu'il forme sûrement de petites populations éparses étant donné qu'il est quasiment absent du registre palynologique. Il se

développe de façon relativement limitée dans le Languedoc et la basse vallée du Rhône entre 8000 et 6000 ans cal BP sans jamais former des peuplements vraiment importants. Ce n'est qu'à partir de 6000 ans cal BP que, de façon assez soudaine, les forêts de hêtre prennent leur essor, à Palavas, dans le Languedoc d'une manière plus générale mais aussi dans le Massif Central, les Alpes et le Jura. L'expansion très rapide et quasi-simultanée du hêtre autour de 6000 ans cal BP dans des régions assez éloignées suggère un contrôle climatique encore indéterminé avec un effet de seuil qui bridait le développement de ce taxon avant cette date. L'apogée des forêts de hêtre du sud de la France survient en même temps qu'à Palavas entre 4000 et 3000 ans cal BP. Après 3000 ans cal BP, le déclin du hêtre dans les parties méridionales de son aire de répartition de l'époque commence, en lien avec un climat de plus en plus aride en été et une anthropisation de plus en plus forte, comme cela a déjà été discuté précédemment.

Les données polliniques semblent suggérer que le hêtre poussait au moins dans les limites actuelles de l'étage supra-méditerranéen et peut-être même plus bas même dans l'actuel méso-méditerranéen. Une synthèse des occurrences de charbons de hêtre dans le registre archéologique du Languedoc confirme largement cette hypothèse et permet même d'être plus précis. Les données anthracologiques montrent clairement que des forêts de hêtres ont pu se développer jusqu'à une altitude de 200 m. Les données polliniques de Palavas ont également été comparées avec plusieurs milliers de spectres actuels venant de toute l'Europe et du pourtour Méditerranéen en utilisant la technique des analogues moderne (MAT). Ces analyses suggèrent que la végétation dominante aux abords de Palavas entre 7800 et 2500 ans cal BP présentait probablement des ressemblances avec certaines forêts supra-méditerranéennes du Système Ibérique, dominées par des chênes décidus qui peuvent être remplacés localement par des chênes verts dans les zones les plus thermophiles, mais aussi par des hêtres dans les zones les plus abritées et arrosées. Ces résultats suggèrent que l'étage de végétation supra-méditerranéen descendait probablement beaucoup plus bas qu'aujourd'hui et que les forêts de cet étage étaient assez différentes des forêts supra-méditerranéennes actuelles du Languedoc, fortement altérées par l'homme, notamment *via* l'introduction du châtaignier depuis l'Antiquité.

Article

***Fagus sylvatica* forests at low altitudes within the Mediterranean area of southern France during the Holocene: history and ecological significance**

Azuara Julien¹, Vincent Lebreton¹, Odile Peyron², Florence Mazier³, Nathalie Combourieu-Nebout¹

julien.azuara@mnhn.fr

vincent.lebreton@mnhn.fr

odile.peyron@umontpellier.fr

florence.mazier@univ-tlse2.fr

nathalie.nebout-combourieu@mnhn.fr

¹Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, UMR 7194 CNRS, Muséum National d'Histoire Naturelle, 1 rue R. Panhard 75013 Paris, France.

²Département Paleoenvironnements, ISEM CNRS, Université de Montpellier, Place Eugène Bataillon 34 095 Montpellier, France

³GEODE, UMR 5602, Université Toulouse-2 Jean Jaurès, Maison de la Recherche 5 allée A. Machado 31058 Toulouse, France

8442 words (10.4), figures (4 pages), total 14.4 pages

Abstract

Question

While today restricted to Peri-Mediterranean mountains, palaeobotanical data suggest that during the Holocene *Fagus sylvatica* forest grew at lower altitudes within the French Mediterranean area. Where were these forests? Where did they originate? When did they become installed and when did they disappear? Which factors influenced their dynamic and is it possible to find modern analogues to these environments?

Location

The Languedoc, within the French Mediterranean area.

Method

In this article, we present a well dated and high-resolution pollen sequence from Palavas in the Languedoc covering the last 8000 years. Past pollen spectra are compared with present spectra from a database using the Modern Analogue Technique (MAT) to test whether modern analogues could be found. A review of *Fagus* charcoal evidence in the Languedoc and the lower Rhône valley, and of pollen data from 74 sites in south-eastern France are presented in order to address the question of beech forest location and to place the results in a broader context.

Results

The Palavas pollen sequence shows that *Fagus sylvatica* was present in the Languedoc from the beginning of the sequence. Around 6000 yrs cal BP, an abrupt transition from small beech populations to well-developed forests is recorded. The maximum development of beech forests occurs between 4000 and 3000 yrs cal BP, while *Fagus sylvatica* starts to regress after 3000 yrs cal BP.

Conclusion

Scattered *Fagus sylvatica* refuge areas were probably present throughout southern France during the last Glacial period. *Fagus sylvatica* starts to spread around 8000 yrs cal BP while beech forests never expand before 6000 yrs cal BP. The concomitant *Fagus sylvatica* expansion in several remote sites around 6000 yrs cal BP suggests that a global factor such as climate is responsible for this major change. Both pollen and charcoal data indicate that *Fagus sylvatica* was growing within the present Meso-Mediterranean altitudinal range. The search for modern analogues suggests that the Languedoc forests could have resembled present Supra-Mediterranean forests from the Iberian system. Recurrent abrupt climate changes, the aridity trend and human deforestation caused beech forests to decline.

Keywords: palynology, European Beech, forest ecosystems, post-glacial spread, climatic control, human impact, Modern Analogue Technique.

Plants nomenclature: Tutin et al. (1968–1993)

Abbreviations: MAT=Modern Analogue Technique

Running head: *Fagus sylvatica* history in south-eastern France

Introduction

After centuries of major deforestation (Kaplan et al. 2009), many regions of Western Europe have experienced significant afforestation since the 19th century due to rural flight and abandonment of land (Correia 1993, Mac Donald et al. 2000). In France for instance, estimates indicate an increase in forest cover from 14.6% at the beginning of the 18th century to 26.7% at the end of the 20th century (Koerner et al. 2000). Nevertheless, despite this afforestation, forest ecosystems remain highly susceptible to impact from human societies through forest management practices oriented toward maximum profitability (Bengtsson et al. 2000, Carnus et al. 2006, Kuuluvainen 2009), landscape fragmentation (Riitters et al. 2000, Wade et al, 2003) and ongoing climate change, whose impact on forest ecosystems has already been observed (Meshinev et al. 2000, Kullman, 2001, Walther, 2000). Moreover, climate models (GCMs) predict further warming of between 2°C and 4°C over the next century, combined with a potential increase in climate variability, such as variations in the frequency of storms and heat waves (IPCC 2013). In this context, the future of the highly managed European forest ecosystems, products and services is a major concern (Lindner et al. 2010).

Fagus sylvatica (European beech) is one of the most common trees of European forests (Bohn et al. 2000). In many regions, this species is clearly dominant or co-dominant and can even form quasi-monospecific stands, occupying 80% to 100% of the canopy area (Guckland et al. 2009). As the dominant tree in these forests, *F. sylvatica* particularly contributes to water and nutrient cycles, favours soil development and provides multiple habitat structures (Chapin et al., 2002). Moreover, *F. sylvatica* abundance has been found to specifically influence factors such as soil pH, soil nutrient stocks, litter layer thickness or understorey herb-layer diversity (Mölder et al. 2008, Guckland et al. 2009). Thus, *F. sylvatica* greatly influences both abiotic and biotic environments and plays the role of ecosystem engineer in many European ecosystems. Thus, the impact of the ongoing climate change on *F. sylvatica*'s distribution is a crucial issue in order to predict the future of many European forest ecosystems. To this end, studying *F. sylvatica*'s recolonization of Western Europe after the end of the last glacial period represents an interesting reference case study.

Several studies have been carried out to document *F. sylvatica* spread and/or expansion at both a European scale (Gliemeroth 1995, Magri et al. 2006, Giesecke et al. 2017) and a regional scale in the Alps (Van der Knaap et al. 2005), the Rhône valley (Delhon et al. 2005), the

southern Pyrenees (Pèlachs et al. 2009), and in the Iberian range (López-Merino et al. 2008). The Holocene spread and the expansion of *F. sylvatica* appears to have been delayed, irregular and discontinuous compared to the other major European tree taxa (i.e. *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, etc.). Several possible factors governing these specific patterns and processes in the past dynamics of *F. Sylvatica*, including climate variability, rates of spreading, location of glacial refuge areas, human impact and fire disturbances, have already been discussed (Küster 1997, Tinner & Lotter 2006; Magri et al. 2006, Giesecke et al. 2007; Magri 2008, Bradshaw et al. 2010; Saltré et al. 2013; Lehsten et al. 2014). Nevertheless, the spread and the extension of *F. sylvatica* during the Holocene remains a largely unresolved question (Giesecke et al. 2017).

In the Languedoc and the lower Rhône valley, pollen and charcoal data suggest that well-developed beech forests could have been growing at low altitudes within the Mediterranean area during the Holocene, while they are now restricted to mountains (Triat Laval 1979, Planchais 1982, 1987; Delhon & Thiébault 2005, Jalut et al., 2009). Moreover, Triat Laval (1979) proposed the presence of a refuge area in the Camargue, where *F. sylvatica* could have survived during the last glacial period. Nevertheless, despite all of these elements, the history of *F. sylvatica* in south-eastern France is poorly detailed in studies at a European scale, even though this is a key region (Gliemeroth 1995, Magri et al. 2006, Saltré et al. 2013; Lehsten et al. 2014). Delhon & Thiébault (2005) have published a regional review but they only focus on the Rhône valley. The present study aims to fill this gap. The high-resolution pollen sequence from the Palavas coastal lagoon provides an original record of beech forest history in the eastern Languedoc (Azuara et al., 2015). In addition, charcoal data from the Languedoc and the lower Rhône valley, and further pollen data from south-eastern France, have been compiled in order to address the issue of the past dynamic of Holocene Mediterranean beech forests, their distribution and also their ecological significance, by looking for the nearest modern analogues.

Natural settings of eastern Languedoc and factors controlling *Fagus sylvatica* distribution

The south-eastern part of France, where the Palavas PB06 pollen sequence is located, is under the influence of a Mediterranean climate characterized by mild winters and hot, dry summers. Precipitation maxima occur in October, with Heavy Precipitation Events (HPE), while minima occur in July. The steep altitudinal gradient results in a decrease in seasonality with altitude and the vegetation is distributed in altitudinal belts (Rameau et al. 2008).

F. sylvatica (Fig. 1c: light blue) develops in the Montane-Mediterranean belt above 800m and up to 1500-1700m where the mean temperature of the coldest month ranges between -7 and -3°C and the annual temperature ranges between 4 and 8°C. In fact, *F. sylvatica* has a shallow root system which renders it susceptible to drought and thus particularly sensitive to summer drought. Beech forests require an annual precipitation rate that is higher than 750mm and they favour high atmospheric humidity. Within the mountain belt, *F. sylvatica* grows on a wide variety of soils, from alkaline to slightly acid- or even thin soils, although the tree avoids waterlogged sites (Rameau et al 2008). Forest fires have considerable impact on *F. sylvatica* forests. Its poor ability to resprout, the low input of new seeds after clearance, and competition with the fire-prone shrubs and herbs all result in scant regeneration (Herranz et al. 1996). One of the most important species competing with *F. sylvatica* is *Quercus pubescens*. *Q. pubescens* seedlings are more tolerant to competition with herbaceous plants and can develop in a wider variety of sites. Moreover, *Q. pubescens* adults are well adapted to seasonal dryness and are more resilient to disturbances such as forest fire or coppicing (Kunstler et al 2005, 2006). Mixed stands of *F. sylvatica* and *Abies alba* also grow within the Montane-Mediterranean belt and stands of *Pinus nigra* subsp. *nigra* (Fig. 1c: pink), *Cedrus atlantica* and *Pseudotsuga menziesii* (Fig. 1c: dark blue) were widely planted over a large altitudinal range during the 20th century (Rameau et al. 2008).

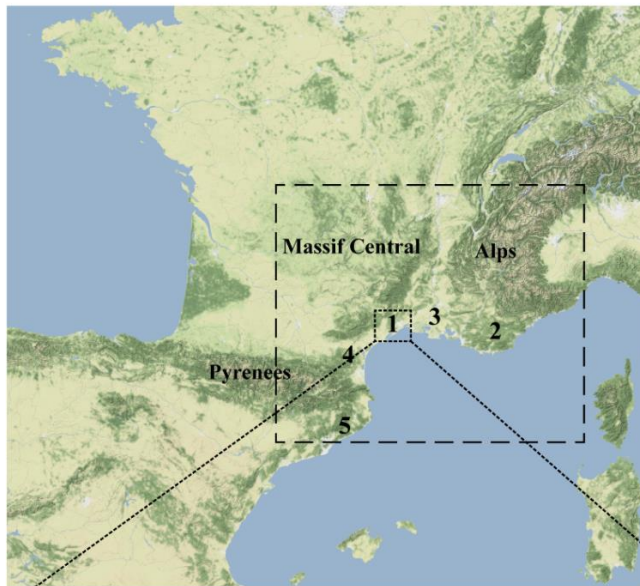
Between 800 and 400-650m extends the Supra-Mediterranean belt. The mean temperature of the coldest month ranges between -3 and 0°C and the annual temperature between 8 and 12°C. The climate is still Mediterranean, though less contrasted and with higher levels of precipitation. *Quercus pubescens* forests with *Buxus sempervirens* are clearly dominant within this vegetation belt and over all types of substrate (Fig. 1c: green). When *Quercus pubescens* forests frequently include species such as *Quercus ilex* at lower altitudes or *Castanea sativa* and *Quercus petraea* over siliceous substrates. *Castanea sativa* forests are also found on siliceous substrates (Fig. 1c: purple). Most of the semi-open environments within this belt are clearly dominated by *Buxus sempervirens* (Rameau et al. 2008).

Finally, the Meso-Mediterranean belt develops from 400-650m down to the coast, where the mean temperature of the coldest month exceeds 0°C, the mean annual temperature ranges between 12 and 16°C and the annual precipitation rate is between 500 and 800mm/yr. *Quercus ilex* forests are clearly dominant within this belt (Fig. 1c: brown) (Rameau et al. 2008). The distinctive species within these communities are, inter alia, *Viburnum tinus* and *Phillyrea latifolia* at low altitudes over calcareous substrates, *Buxus sempervirens* and *Quercus pubescens*

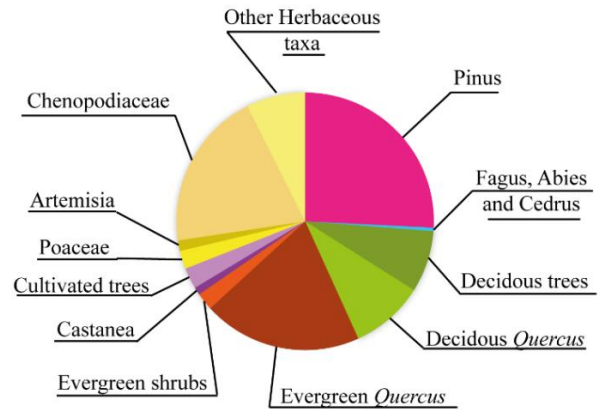
at high altitudes over calcareous substrates, and *Erica arborea* or *Arbutus unedo* over siliceous substrates. Wood cutting, fires, soil erosion and grazing have encouraged semi-open and open environments in many places. In these areas, the forests have been replaced by grasslands (Fig. 1c: yellow) or scrublands (Fig. 1c: orange) that are dominated by the shrubs previously cited and other species such as, with *Quercus coccifera* and *Cistus albidus* at low altitudes over calcareous substrates, *Rhamnus alaternus* at high altitudes over calcareous substrates, and *Erica cinerea* or *Cistus monspeliensis* over siliceous substrates. As a pioneer species, *Pinus halepensis* is often the first tree to recolonize the disturbed environments; however, it is also widely planted (Fig. 1c: pink). Finally, where the soils are deeper, *Quercus pubescens* can completely replace *Quercus ilex* and, in restricted areas with higher precipitation, *Pinus nigra* subsp. *salzmannii* forests may also develop (Rameau et al. 2008).

It should be noted that, despite its sensitivity to summer dryness and to fires, *F. sylvatica* occurs infrequently at low altitudes within the Mediterranean area when edaphic conditions are favourable, as for example in the forests of Valbonne and Cagne (Rameau et al. 2008).

a) Geographical settings



b) Simplified modern pollen spectra of Palavas.



c) Simplified vegetation map of the Hérault department

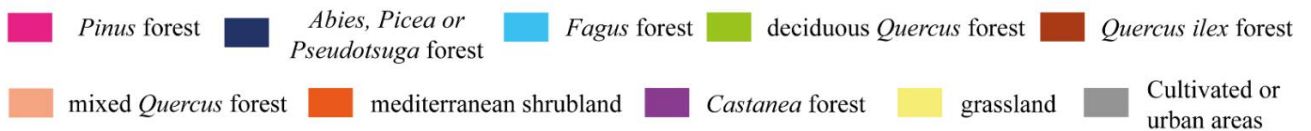
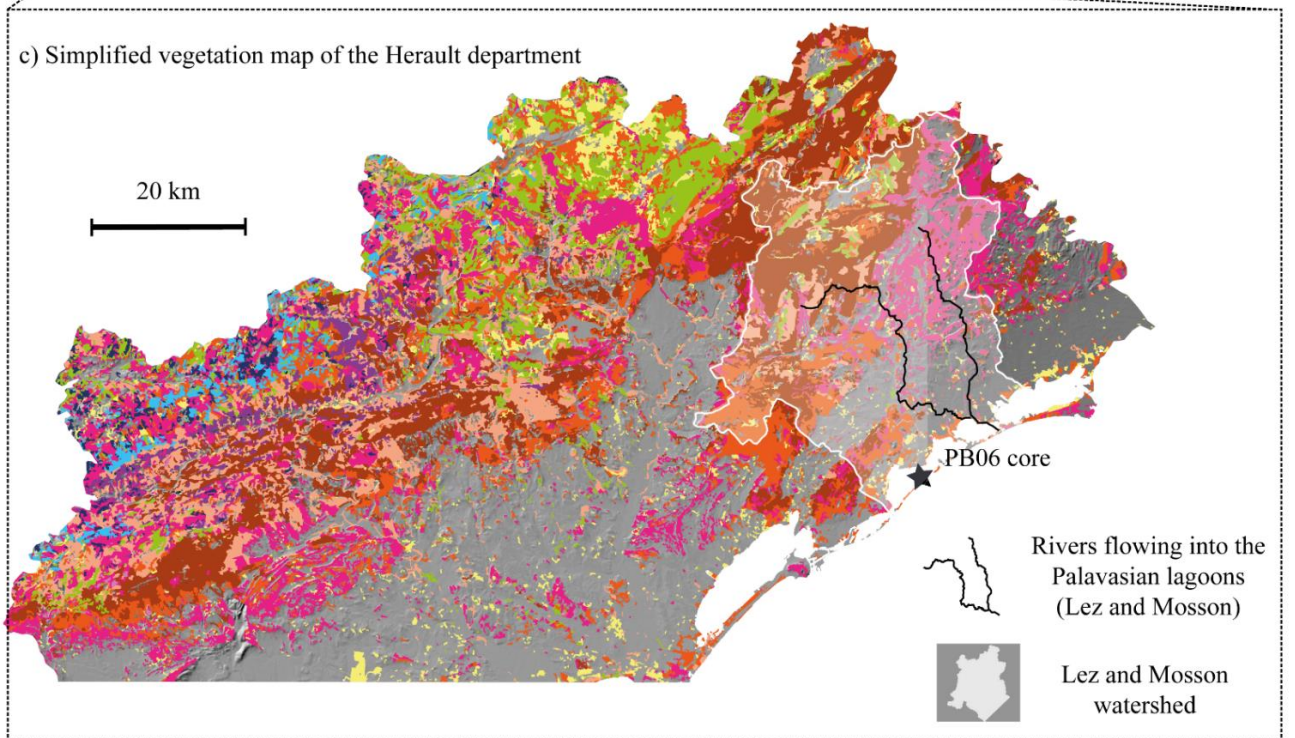


Figure 1: Natural setting: (a) Geographical setting: Regions are numbered as follows: **1** Languedoc, **2** Provence, **3** Camargue, **4** Roussillon and **5** Catalonia. The large dashed square refers to the area where the Holocene *Fagus* distribution is examined in this study, the small dashed square represents the area covered by the vegetation map. (b) Simplified modern pollen spectra from Palavas lagoon, from 4 surface samples collected within the ponds of the lagoon system. (c) Simplified vegetation map of the area around the Palavas lagoon system (IFN data).

Material and methods

Core description and Pollen analyses

Pollen analysis undertaken on the PB06 core from the Pierre Blanche coastal lagoon in eastern Languedoc (N 43.498547° and E 3.862119°), provides a well-dated (2012), high resolution pollen-based vegetation record for the last 7800 years. Previous sedimentological analyses have revealed a clayey-silty sediment with shell fragments and intercalated fine sandy layers, which have been interpreted as marine inputs resulting from extreme storm events (Sabatier et al. 2012). The PB06 age model has been constructed on the basis of 19 Accelerator Mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates on monospecific shells (Sabatier et al. 2012). Radiocarbon ages were corrected according to reservoir age (Sabatier et al. 2010) and calibrated using the Intcal09 calibration curve (et al. 2009). After 600 yrs cal BP, the pollen record is disturbed by marine sediment inputs to the lagoon which continued until very recent times. Palynological results are presented in a simplified pollen diagram with taxa grouped together according to their ecological significance in palynology. *F. sylvatica* pollen can only be determined to genus level. Thus, the term “*Fagus*” is used when describing pollen results. Since *F. sylvatica* is the only species within its genus currently found in Western Europe, it is assumed that *Fagus* pollen indicates the presence of *F. sylvatica* (Huntley et al. 1989). Further information about the pollen analysis methods is provided in Appendix S1.

Modern analogues technique

Modern analogues to the past pollen spectra were sought using the Modern Analogue Technique (MAT) developed by Guiot et al. (1990). The principle of this method involves estimating the degree of dissimilarity between fossil pollen spectra and modern pollen assemblages from Europe and the Mediterranean (more than 3000 spectra from soils, mosses and top cores). To avoid biases due to site effects, aquatic taxa and Amaranthaceae, which are overrepresented in lagoon environments, are removed from all data before computing the squared-chord distance between past and present pollen assemblages. For each fossil pollen spectrum, the modern pollen spectrum with the smallest squared-chord distance is chosen as the nearest modern analogue. Of course, just because a modern pollen assemblage is chosen as nearest analogue, it does not automatically follow that the corresponding present environment is equivalent to the past one, especially since pollen analysis provides a simplified image of vegetation from a taxonomical point of view. For instance, palynology does not allow us to distinguish a *Quercus robur* from a *Quercus pubescens* or any other deciduous *Quercus* stand.

Moreover, the database is not exhaustive and, even if it were, modern analogues do not necessarily exist for a given past environment. In this study, the vegetation composition and the geographical position of the nearest modern analogues are used to compare, in a systematic way, the past vegetation of the Languedoc with present European and Mediterranean environments. To ensure that the present environments of the Languedoc are well represented within the database, 4 surface samples from the Palavas lagoon were added to the modern pollen dataset together with 27 pollen assemblages from the eastern Languedoc hinterland characterizing Meso-, Supra- and Montane Mediterranean belts (Fig. 1b) (unpublished data). The distances between the nearest modern analogues and their corresponding fossil pollen spectra allow a quantitative comparison to be made. The smaller the distance to the nearest analogue, the more reliable the comparison is.

Comparison with other palaeobotanical data

Charcoal analysis can provide complementary information regarding the past distribution of *F. sylvatica*. Indeed, charcoal gives a more local signal than pollen records. Therefore, the occurrences of *Fagus* charcoal within archaeological sites in the Languedoc and the lower Rhône valley is mapped along with the extant distribution of *F. sylvatica*. A detailed list of the sites is available in Appendix S2, Table II. Charcoal occurrences from the pedosedimentary sequences of the lower Rhône valley presented by Delhon & Thiébault (2005) are also reported.

In order to place the Palavas vegetation record in a broader regional context, 74 pollen sequences from the European Pollen Database (EPD), from published articles and from PhD works were also collated (see list of the sequences in Appendix S2, Table I). The studied area extends between N 42-46° latitude and E 1-8° longitude and includes the French Alps, the Massif Central and the eastern Pyrenees. The palaeobotanical data are presented as maps indicating the distribution and the abundance of *Fagus* within eight time windows. For sites with an available calibrated age-model, *Fagus* abundances represent the mean pollen proportions over the corresponding time-window. For other sites, *Fagus* abundances represent its mean proportions within one or several samples associated with radiocarbon dates within the range of the time window.

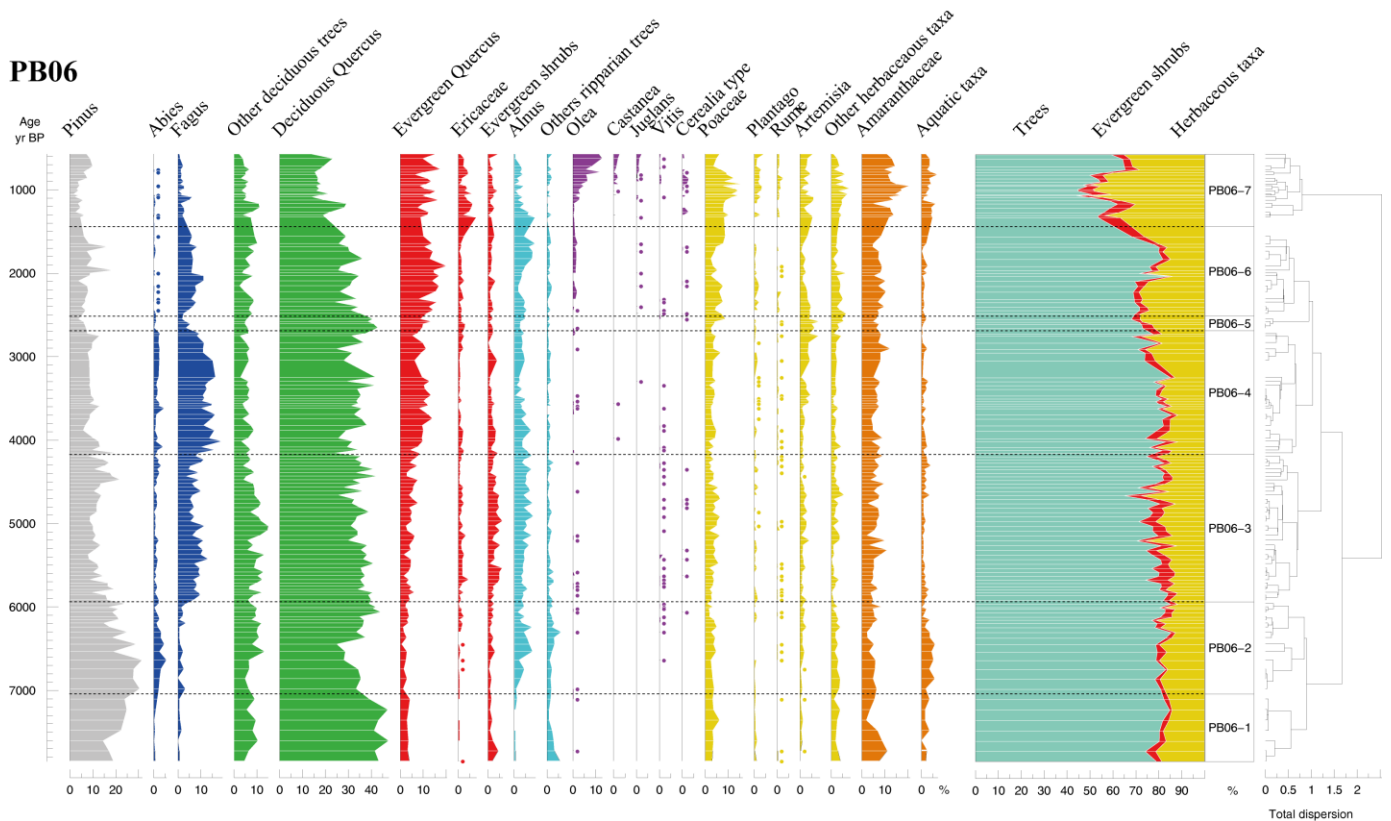


Figure 2: Simplified pollen diagram for core PB06 (Palavasian Lagoon). A detailed description in the diagram is presented in Appendix S3, Table I.

Results and discussion

History of *Fagus sylvatica* in south-eastern France

During the Early Holocene, *F. sylvatica* is absent from most of the sequences within the studied area. The oldest significant presence of *Fagus* pollen in southern France is recorded in the “Les Frignants” sequence, located near the mouth of the Rhône River (Triat-Laval 1979). Proportions of *Fagus* pollen between 1-5% are reached successively in 5 samples attributed to the Preboreal period around 11 800 yrs cal BP. Between 12000 and 7000 yrs cal BP, *F. sylvatica* spreads slowly but regularly within the Languedoc, where it seems well established by around 7000 yrs cal BP. In Palavas, the very low (<1%) but almost continuous *Fagus* record between 8000 and 7000 yrs cal BP (Fig. 2), is consistent with these observations (Figure 3). This early spread of *F. sylvatica* within the French Mediterranean area, the concomitant scarcity of *Fagus* occurrences in the rest of southern France (Figure 3) and the Late Glacial *Fagus* charcoal from the Gorges du Gardon (Fig. 3), all suggest a local origin for the Early Holocene beech forests of the Languedoc and Camargue. Triat-Laval (1979) and Delhon & Thiébaud (2005) proposed the presence of a *F. sylvatica* refuge area in the coastal plains of south-eastern France which were submerged by the Versilian transgression after the Late Glacial. Based on spatial analysis

of variance in isozyme data combined with paleobotanical data, Magri et al. (2006) also proposed a refuge area near the Camargue region. However, *Fagus sylvatica* refuges were not necessarily all located in the coastal areas. Indeed, *Fagus* charcoal was found within Late Glacial archaeological layers in the eastern Languedoc (Bazile-Robert 1981) and in the Roussillon (Vernet 1980), within hinterland sites (Fig. 3). Moreover, the presence of *F. sylvatica* is also attested since the Late Glacial by soil macrocharcoal in the Landes de Gascogne area in south-western France (de Lafontaine et al. 2014). Therefore, during the last glacial period, there was not simply a single *F. sylvatica* refuge area restricted to the Languedoc coastal plains but rather, very small populations scattered throughout southern France.

The Middle Holocene is a crucial period for *F. sylvatica*'s past dynamic. Between 7000 and 5000 yrs cal BP, the *Fagus* proportions in the Palavas record rise from very low values (~1.5%) towards their maximum of around 20%. This expansion of *Fagus* during the Middle Holocene is consistent with the regional pollen data which show the wide scale development of beech forests in the Camargue and throughout the Languedoc (Figure 3). At about 7000 yrs cal BP, mean proportions of around 13% are recorded in Baïssescure (1000m high) in the Montagne Noire (de Beaulieu 1967). At the same time, macro-charcoal data demonstrate the beginning of *Fagus sylvatica* spread from the Camargue northwards following the Rhône valley (Delhon and Thiébaud, 2005). An even more important beech forest expansion is recorded in the Jura and the Massif Central where *Fagus* proportions exceed 20 % in some sequences (Figure 3). Nevertheless, this expansion of *F. sylvatica* does not occur in a regular manner. In Palavas, the sharp change at around 6000 yrs cal BP (Fig. 2) is evidence for a rapid transition from small populations towards well-developed beech forests at low altitude in the eastern Languedoc. In the studied area, other sites, such as Mont Belier (de Beaulieu et al. 1982) and Narses Mortes (Jouffroy-Bapicot et al. 2007) in the Massif Central, or Saint-Julien de Ratz and Hieres-sur-Amby (Clerc 1988) at the southern edge of the Jura (Appendix S3, Fig. I), also display a very rapid expansion at the same time. This might suggest that climatic factors triggered the sudden transition from small beech populations to well-developed forests in southern France. However, even if this very rapid *F. sylvatica* expansion is highlighted in many others European sequences, it is not always recorded at this date (Giesecke et al. 2007). In other sites, such as Lago di Avigliana (Finsinger & Tinner 2006) in the Italian Alps or Brameloup (de Beaulieu et al. 1985) in the Massif Central, this first sharp increase in *Fagus* occurs 1000 years later (Appendix S3, Fig. I). In les Laubies (around 4000 yrs cal BP) (de Beaulieu and Gilot 1972) and in Mont-Sec (around 2000 yrs cal BP) (Nakagawa 1998) the delay is even longer. A few sequences, such as

those from Palavas and Gatimort (Pulido 2006) in the Languedoc, also display a second important rise of *Fagus* but not always at the same time (Appendix S3, Fig. I). Finally, other sequences (e.g. the Creux de Croue, Wegmüller 1966) (Appendix S3, Fig. I) do not display any sharp increases in *Fagus* proportions but, rather, a very progressive rise. This diversity in the patterns of expansion is puzzling. Nevertheless, whatever the date of *F. sylvatica*'s first arrival, beech forests never expand earlier than 6000 yrs cal BP in central and western Europe. Thus, the driving force of the expansion might be a global primary factor such as climate, preventing *F. sylvatica*'s spread, but modulated incidentally by local factors.

In the sequence from Palavas, the maximum expansion of the beech forests is recorded between 4000 and 3000 yrs cal BP and is followed by their progressive decline and eventual disappearance. The same timing is observed in Capestang, another sequence located in the Languedoc coastal plains approximately 70 km to the west (Jalut et al. 2009). On the other hand, the extra-regional data indicate that the maximum extension of *F. sylvatica* occurred between 4000 and 2000 yrs cal BP, and that it became rarer in the Mediterranean area after 2000 yrs cal BP, culminating in its present distribution (Figure 3). Therefore, *F. sylvatica* decline began earlier at low altitude. Similar to the spread and expansion of *F. sylvatica*, the disappearance of low altitude beech forests in the Languedoc does not occur continuously. In Palavas, the *F. sylvatica* population seems to fluctuate, with two periods of very low *Fagus* proportions around 2600 and 1200 yrs cal BP corresponding to periods of relatively high proportions of deciduous *Quercus*. These *F. sylvatica* retreats in favour of deciduous *Quercus* are concomitant with phases of glacier advance in the Apennines (Azulara et al. 2015) and arid periods revealed by biomarker analysis in the Gulf of Lion (Jalali et al. 2017). Thus, they suggest that climate variability influenced the past dynamic of *Fagus sylvatica* and that the competition between *Fagus sylvatica* and *Quercus pubescens* observed nowadays in the Mediterranean mountains (Kunstler et al 2005, 2006) already existed as early as 6000 years ago. The beginning of the decrease in *Fagus* proportions also coincides with the first obvious evidence for human influence on the vegetation, such as decreasing arboreal pollen proportions and increasing cultivated taxa and evergreen *Quercus* (Fig. 2). Given the progressive deforestation evident since 3000 yrs cal BP, human activities could have contributed to the long-term decrease of beech forests, other factors being the aridity trend evidenced all over the Mediterranean region (Magny et al. 2012; Jimenez-Espejo et al. 2014; Jaouadi et al. 2016, Peyron et al., 2017).

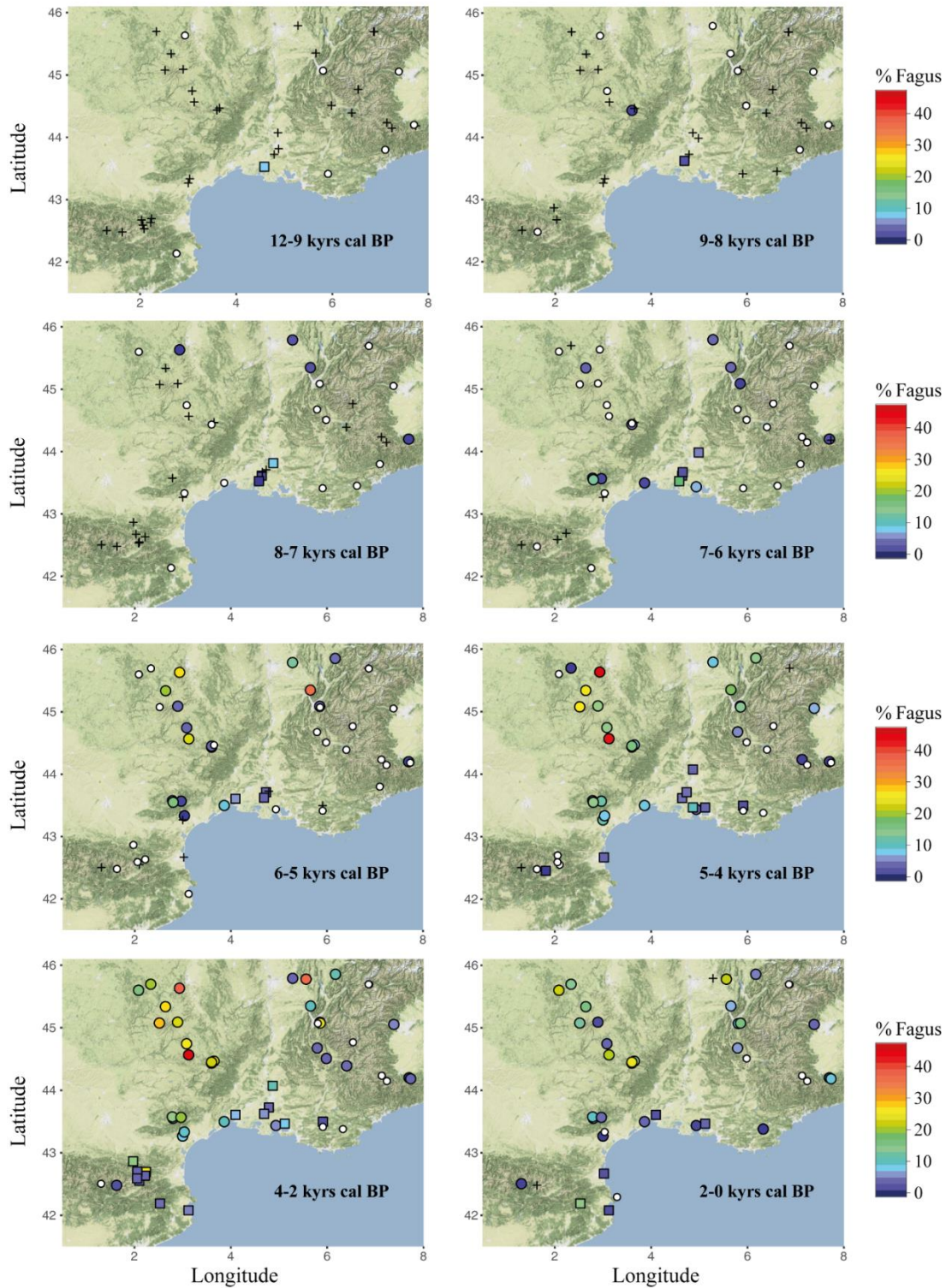


Figure 3: Maps of past *Fagus* abundance in pollen sequences. **Cross (+)**: site with available pollen data but no *Fagus* recorded. **White circle (○)**: mean *Fagus* abundance lower than 1%. **Coloured circle (●)**: mean *Fagus* abundance greater than 1%, the colour indicates the proportions. **Coloured square (■)**: dated level with more than 1% *Fagus* pollen, the colour indicates the proportions.

Beech forests at low altitude within the Mediterranean area during the Holocene?

Considering that, *Fagus* proportions only represent 0.01% of the pollen assemblages in the Palavas surface samples (Fig. 1b), the relatively high proportions of *Fagus* pollen (up to 20%) within the sequence (Fig. 2) indicate that this species was more abundant and/or growing at lower altitudes during the past. These results are consistent with the previous pollen sequence produced for the Languedoc coast (Planchais 1982, 1987, Jalut et al. 2009). Therefore, the question arises as to where these montane taxa were growing, and, hence, where the pollen deposited into the lagoon came from?

The fact that the regional vegetation is structured in altitudinal belts parallel to the coast give us the opportunity to address, in a qualitative way, the issue of the pollen source area. The watershed of the two rivers flowing into the Palavasian lagoon system barely reaches the upper part of the Meso-Mediterranean belt (Fig. 1). Therefore, the pollen proportions of *Abies*, *Fagus*, *Castanea* and the other deciduous trees (excluding deciduous *Quercus*) are good indicators of the contribution of the Montane and Supra-Mediterranean belts to the pollen rain entering the lagoons. On the other hand, the Amaranthaceae pollen which is always overrepresented in lagoon contexts, corresponds almost exclusively to the contribution of the salty marshes surrounding the ponds. Thus, the pollen spectra of the Palavas surface samples suggests that the local halophytic vegetation and the surrounding Meso-Mediterranean forests are well represented, with a significant but lower contribution from the Supra-Mediterranean forests and negligible proportions of mountainous trees (*Abies* and *Fagus*). Therefore, the significant *Fagus* proportions recorded in the Palavas sequence implies that *F. sylvatica* was certainly growing at lower altitudes during the second part of the Holocene, at least within the present Supra-Mediterranean belt or even in the present Meso-Mediterranean belt.

Fagus macro-charcoal was recovered from many low-altitude archaeological sites in the Languedoc and the lower Rhône valley dating from the Palaeolithic to the Middle-Ages (Fig. 3). The oldest evidence is comprised of *Fagus* charcoal from archeological levels dated to around 36 000, 24 000 and 13 500 yrs cal BP, from the Gorges du Gardon (Bazile-Robert 1981), and from late Paleolithic levels in the Aude valley (Vernet 1980). These regular occurrences of *Fagus* charcoal throughout the Holocene suggest that beech forests could have been present within the lower Meso-Mediterranean belt during the Holocene (Chabal 1997, Durand 1998, Delhon et al. 2005). However, the situation is not that simple. In fact, most of the time, the few instances of *Fagus* charcoal occur within assemblages dominated by typical Meso-Mediterranean taxa, such as evergreen and deciduous *Quercus*, *Arbutus unedo*, *Erica* sp., *Buxus*

sempervirens, and riparian trees such as *Fraxinus* sp. and *Ulmus* sp. Moreover, proportions in pollen and charcoal assemblages are difficult to compare directly since they result from natural and anthropogenic accumulation processes respectively. Thus, on the basis of the available evidence, we must distinguish a number of different situations:

-In the Lauragais region, *Fagus* reaches 6 and 15% of the charcoal assemblages in two Iron Age levels from the “Oppidum de l’Agréable” site (alt. 276m) (Fig. 4 n°6) and 22% in a Bronze Age or Iron Age level from Canecaude (alt. 200m) (Fig. 4 n°3) (Vernet 1980). Within all of these levels, deciduous *Quercus* dominates the charcoal assemblages and the Mediterranean taxa are poorly represented. Therefore, the presence of low altitude mesophilous forests with *F. sylvatica* is strongly supported in this area. Nevertheless, it is difficult to say whether or not *F. sylvatica* and the deciduous *Quercus* species were growing in mixed or separated stands. Additionally, the *Fagus* charcoal found in the Canecaude Palaeolithic levels suggest that *F. sylvatica* was probably present in the Lauragais since the Late Glacial (Vernet 1980).

-In the lower Rhône valley, Delhon et al. (2005) presents results of pedoanthracological analyses which indicate the presence of *Fagus* charcoal since the Neolithic (Fig. 4). These results are very important since charcoal from natural pedosedimentary sequences represent *in situ* vegetation. Moreover, the Valbonne forest, one of the rare extant beech forests growing at low altitude within the Mediterranean area (75-300 m), is located in this region. Plant imprints in travertine indicate that *F. sylvatica* was already present around 870 yrs cal BP in this location (Farizier 1981). Therefore, the past presence of *F. sylvatica* in the lower Rhône valley during the second part of the Holocene is highly probable.

-In contrast, in the Camargue, on the Languedoc coast and in the Gardon valley, given the proximity of archaeological sites to rivers and the low abundance of *Fagus* charcoal, it cannot be ruled out that pieces of wood travelled from the lower slopes of the mountains towards the coast via rivers before being collected by humans. Thus, the presence of this taxon at very low altitudes is possible but not certain. Nevertheless, the *Fagus* charcoal recovered in Latara, within the small Lez and Mosson watershed, confirm that *F. sylvatica* was at least growing below the present Meso-Mediterranean upper edge during Classical Antiquity (Jorda et al. 2008).

Finally, it must be noted that *F. sylvatica* is not the only montane taxon growing at lower altitudes within the Mediterranean area. The significant presence of *Abies* (up to 4.5%) within the Palavas sequence, while this taxon only represents 0.02% in the modern spectra (Fig. 1),

also suggests a distribution shift toward lower altitudes. Moreover, a limited quantity of *Abies* charcoal is also found in some archaeological levels from low altitude Languedoc sites (e.g. Chabal 1997, Durand 1998, Jorda et al. 2008). Nevertheless, since *Abies* pollen proportions are very low in Palavas and *Abies* charcoal is less frequent, it is difficult to discuss its past distribution in greater detail.

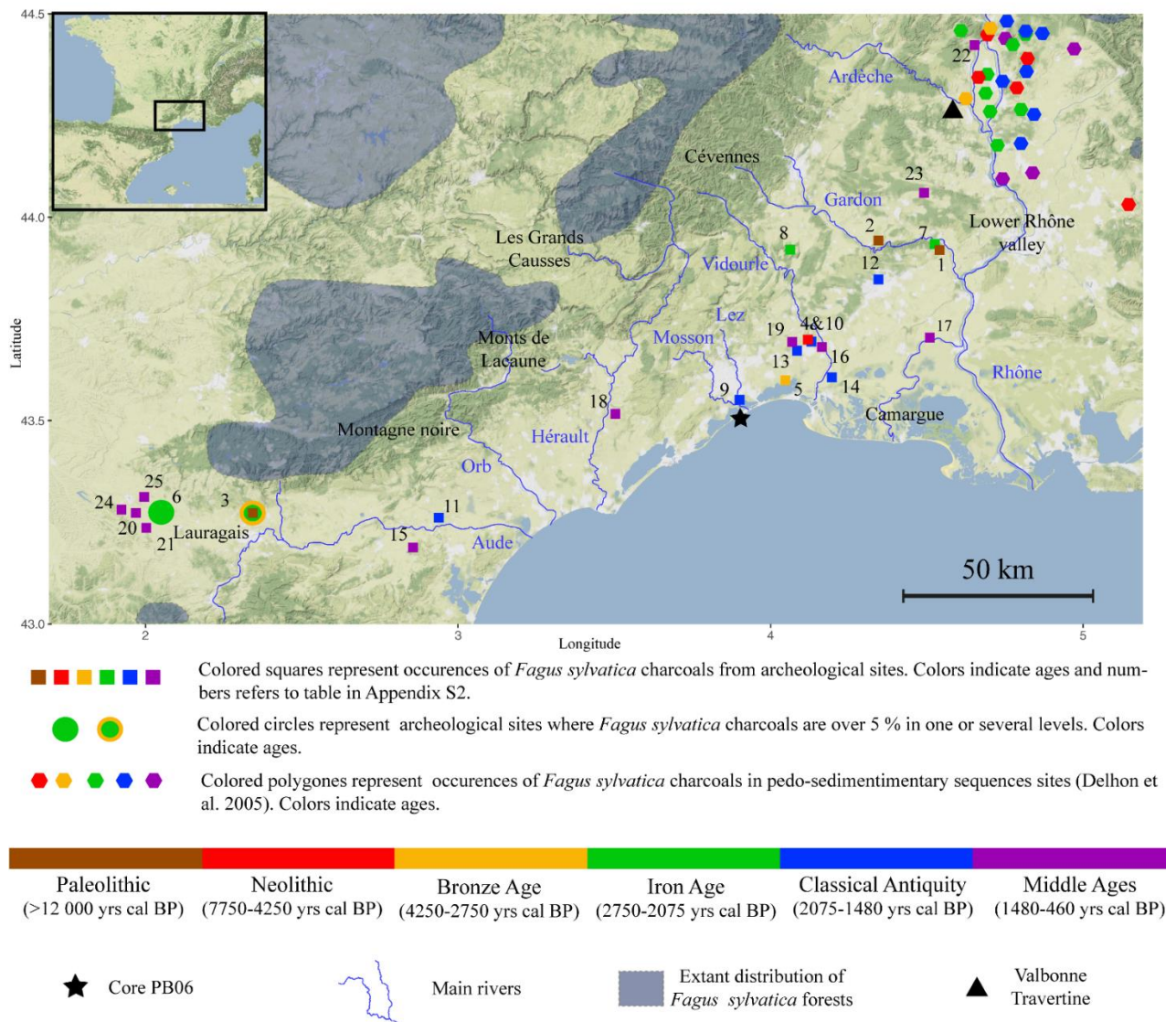


Figure 4: Map of the extant distribution of *Fagus sylvatica* and distribution of *Fagus* charcoal data from archaeological sites and pedosedimentary sequences in the Languedoc and the lower Rhône valley.

Ecological significance of the low altitude *Fagus* populations

The MAT analysis shows that the modern spectra from the Palavasian lagoon are never identified as a nearest modern analogue throughout the sequence (Fig. 5). Therefore, none of

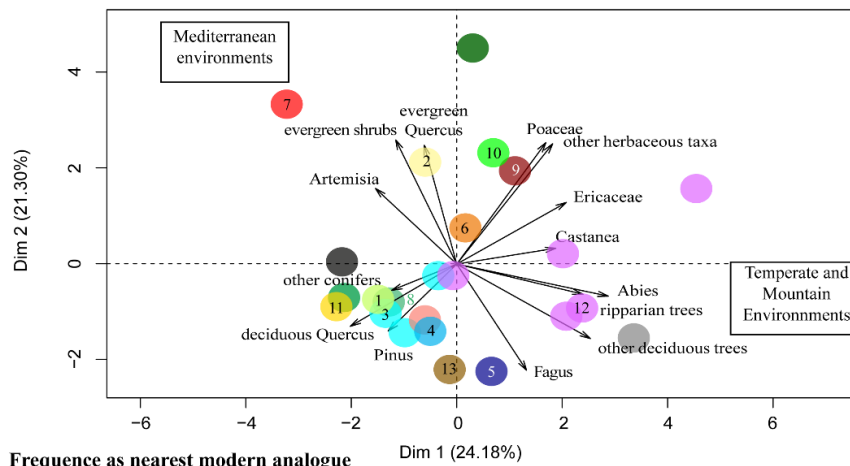
the different vegetation compositions recorded for the last 8000 yrs can be considered as equivalent to the present regional vegetation in the environs of Palavas. This is consistent with previous works suggesting that the present vegetation of the eastern Languedoc developed during the last century under the influence of forest management, particularly coppicing which favours *Quercus ilex* forests, and plantations which have considerably increased the area covered by pines (Azulara et al. 2015).

The most frequent nearest analogue (Fig. 5 analogue 1) comes from the Moncayo massif in the northern part of the Iberian System. This assemblage is dominated by deciduous *Quercus* (44%) and *Pinus* (30%) with significant proportions of *Fagus* (5%) and evergreen *Quercus* (2%), both Mediterranean and montane components which characterized the Palavas vegetation composition throughout the sequence. It is selected as the nearest analogue over a long time span, between 7350 yrs and 1700 yrs cal BP, with a very low dissimilarity value before 5900 yrs cal BP but increasing thereafter. Two other analogues, with a similar vegetation composition and coming from the Sierra Cebollera in the same region (Fig. 5 analogues 8), are also selected before 5900 yrs cal BP. These analogues characterized Supra-Mediterranean deciduous *Quercus* forests (*Quercus faginea* and *Quercus pyrenaica*) of the northern Iberian System, between 900-1300m high. These forests mark the transition between evergreen *Quercus* forests, mostly *Quercus ilex* subsp. *ballota*, which reach the lower Supra-Mediterranean belt at this latitude, and the *F. sylvatica* forests growing above 1200m (Navarro 1989). These environments might represent relatively good analogues to the Early and Middle Holocene vegetation in the eastern Languedoc, even taking into account that *Quercus pubescens* might already have been the dominant deciduous *Quercus* in southern France. The zone between 900 and 1200m in the Moncayo massif is particularly helpful for visualising the vegetation distribution in the Languedoc before 3000 yrs cal BP. In fact, at these altitudes, deciduous *Quercus* occupies most of the area. Nevertheless, evergreen *Quercus* forests are present in dry calcareous locations close to 900m and *F. sylvatica* occupies northern slopes and steep gorges above 1150m (Navarro 1989). Such a distribution is plausible in the Palavas region with in addition evergreen *Quercus* stands encouraged by human disturbances regardless of altitude (Azulara et al. 2015).

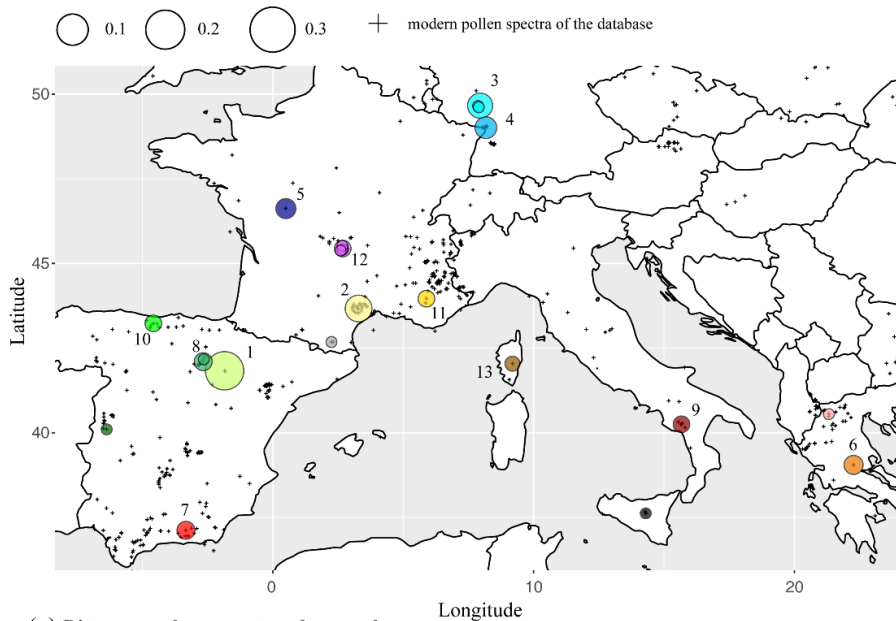
Between 8000 and 2500 yrs cal BP, these north-western Iberian analogues are often replaced by non-Mediterranean analogues from the Massif Central, western France and western Germany, especially between 4000 and 3000 yrs cal BP when *Fagus* pollen is very abundant. However, the vegetation composition of these assemblages never includes Mediterranean taxa, in particular evergreen *Quercus*, which is present throughout the Palavas sequence. Thus, such

analogues are not very helpful from an ecological point of view. On the other hand, after 2500 yrs cal BP, the north-western Iberian analogues are only selected twice while an assemblage from the Languedoc upper Meso-Mediterranean belt becomes the most frequent nearest analogue until 1500 yrs cal BP (Fig. 5 analogue 2). This major change probably highlights the installation of the modern vegetation composition of the Languedoc, dominated by Meso-Mediterranean forests, starting around 3000 yrs cal BP. Nevertheless, after 2000 yrs cal BP, the major human-induced deforestation and the development of olive tree cultivation dramatically transformed the environments again. This explains why the nearest analogues selected in the last part of the sequence are located in very arid region of the Mediterranean basin. In fact, this type of landscape disappeared from the Languedoc during the 19th and the 20th centuries (Azuara et al. 2015).

(a) Nearest analogues composition



(b) Frequency as nearest modern analogue



(c) Distance to the nearest modern analogue

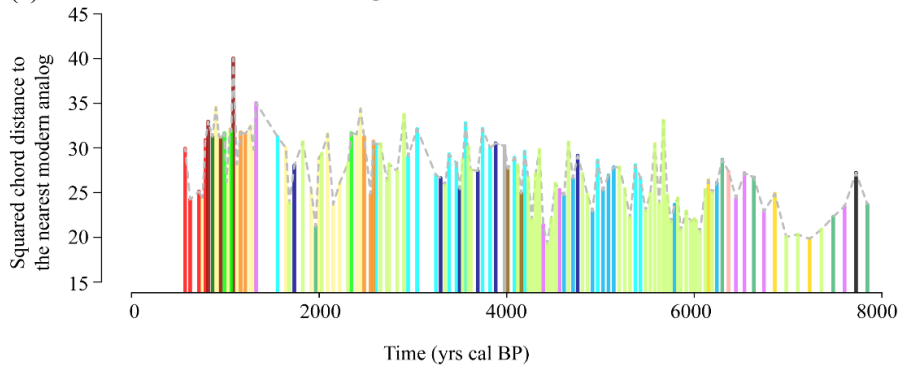


Figure 5: Composition (a), distribution and frequency (b) and squared-chord distance to corresponding PB06 pollen spectra (c) of the best modern analogues selected with the MAT. A list with the position, the frequency and the number assigned to the best modern analogues is presented in Appendix S3 Table II. Colours were assigned arbitrarily to the analogues to make the figure more understandable. To display the vegetation composition of the analogues in a synthetic way (a), they are presented as points within a Principal Component Analysis (PCA). Each coloured circle represents the position of an analogue within the biplot of the first two axis of the PCA and the arrows represent the variables, in this case the pollen taxa.

Conclusion

The new high resolution and securely dated pollen sequence from the Palavasian coastal lagoons, illustrates in detail the history of low altitude beech forests in the eastern Languedoc. The comparison of pollen data with charcoal evidence from archaeological sites and pedoseimentary sequences, demonstrates that *F. sylvatica* forests were certainly growing at low altitude in the Languedoc and the lower Rhône valley during the Holocene, and that they persisted until very recent times. MAT analysis suggests that modern analogues to the Holocene Languedoc vegetation can be observed in the mountains of the north-western Iberian Peninsula, at the transition between the Mediterranean area and the Atlantic area, at around 1000m. Indeed, the lower parts of deciduous *Quercus* forests growing at this altitude can be replaced by evergreen *Quercus* in the driest locations while their upper parts can be replaced by *F. sylvatica* stands on northern slopes and in steep gorges. In the Languedoc, evergreen *Quercus* forests were certainly additionally favoured by human activities. The present Meso-Mediterranean forest of the Languedoc developed progressively between 3000 and 2000 yrs cal BP. The Palavas pollen profile can also be compared with other pollen records from southern France. An overall outline of *F. sylvatica*'s history thus emerges.

During the last 12 000 years, low altitude beech forests colonized the Mediterranean area of southern France from local scattered refuge areas. Small populations of *F. sylvatica* spread slowly in the Languedoc between 12000 and 6000 yrs cal BP, however their development remained relatively limited during this period. Around 6000 yrs cal BP, the beech forest rapidly expanded. This sudden expansion is a common feature of European sequences. This transition from small populations toward well-developed beech forests occurred at the same time in several sites in the Jura and the Massif Central and occurs later, never earlier, in the other records. This suggests that the expansion could have been triggered by climate parameters modulated by edaphic conditions. Between 6000 and 4000 yrs cal BP, beech forests became an important component of Mediterranean ecosystems in southern France. Their relatively complex dynamic is characterized by rapid fluctuations, which can be partly related to climate variability. Finally, after 4000 yrs cal BP, beech forests regressed in the Mediterranean lowlands until their recent complete disappearance. The combined effects of increasing summer aridity, rapid climate change, and increasing influence of human activities after 3000 yrs cal BP are all factors responsible for this decline. The fluctuating abundance of *F. sylvatica* in Palavas therefore illustrates the resilience of these ecosystems. Finally, a multiplying of pressures resulted in their disappearance in the lowlands.

The late expansion of *F. sylvatica* in areas where Late Glacial refuges are attested and the successive expansion episodes are reminiscent of the decorrelation observed between *F. sylvatica*'s initial spread and its expansion in northern Europe (Giesecke et al. 2017). In the context of ongoing climate change, these past Mediterranean beech forests represent an interesting model for investigating the future of *F. sylvatica* in the highly managed European forest ecosystems.

Acknowledgements

This research was funded by MISTRALS/PALEOMEX meta-program, the CNRS and the French Museum of National History (MNHN). Radiocarbon dating was performed at the LMC14 laboratory as a part of the French ARTEMIS program. Regional pollen data were extracted from the [European Pollen Database](#) (EPD) and the work of the data contributors and the EPD community is gratefully acknowledged. None of the authors have conflicts of interest to declare.

References

- 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). *Climate of the Past* 11: 1769–1784.
- Bazile-Robert, E. 1981. Flore et végétation des gorges du Gardon à la moyenne vallée de l'Hérault, de 40 000 à 9 500 BP, d'après l'anthracanalyse. Approche paléoécologique in Le milieu naturel au Quaternaire dans les Causses et vallées périphériques. Travaux de la RCP 576. *Paléobiologie continentale Montpellier* 12: 79–90.
- De Beaulieu, J.-L., Pons, A., & Reille, M. 1982. Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du Massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollen et spores*
- Bengtsson, J., Nilsson, S.G., Franc, A., & Menozzi, P. 2000. Biodiversity, disturbances, ecosystem function and management of European forests. *Forest ecology and management* 132: 39–50.
- Bohn, U., Gollub, G., Hettwer, C., Weber, H., Neuhäuslová, Z., Raus, T., & Schlüter, H. 2000. Karte der natürlichen Vegetation Europas/Map of the Natural Vegetation of Europe. Maßstab/Scale 1: 2,500,000.
- Bradshaw, R.H.W., Kito, N., & Giesecke, T. 2010. Factors influencing the Holocene history of Fagus. *Forest Ecology and Management* 259: 2204–2212.
- Carnus, J.-M., Parrotta, J., Brockerhoff, E., Arbez, M., Jactel, H., Kremer, A., Lamb, D., O'Hara, K., & Walters, B. 2006. Planted forests and biodiversity. *Journal of Forestry* 104: 65–77.

- Chabal, L. 1997. *Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive): l'anthracologie, méthode et paléoécologie*. Editions de la Maison des Sciences de l'Homme.
- Chapin, F.S. 2002. *III, Matson PA, Mooney H A. Principles of terrestrial ecosystem ecology*. New York: Springer-Verlag.
- Clerc, J. 1988. Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné.
- Correia, T. 1993. Land abandonment: changes in the land use patterns around the Mediterranean basin. *Cahiers Options Méditerranéennes* 1: 97–112.
- De Beaulieu, J. L. 1967. Recherches pollen-analytiques sur les tourbières des monts de l'Espinouse (Hérault). DES, 89 p.
- De Beaulieu, J.L., & Gilot, E. 1972. Végétations holocènes du Mont Lozère: analyses polliniques et datages. *Acad Sci Paris CR Ser D*
- De Beaulieu, J. de, Pons, A., & Reille, M. 1985a. Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 44: 37576365–556180.
- Delhon, C., & Thiébault, S. 2005. The migration of beech (*Fagus sylvatica* L.) up the Rhone: the Mediterranean history of a “mountain” species. *Vegetation History and Archaeobotany* 14: 119–132.
- Durand, A., & Les paysages médiévaux du Languedoc, X. 1998. XIIe siècles. *Toulouse: PUM*
- Farizier, M. 1981. *La Flore des Tufs de Valbonne (Gard) et la question du Hêtre à basse altitude en région Méditerranéenne*.
- Finsinger, W., & Tinner, W. 2006. Holocene vegetation and land-use changes in response to climatic changes in the forelands of the southwestern Alps, Italy. *Journal of Quaternary Science* 21: 243–258.
- Giesecke, T., Brewer, S., Finsinger, W., Leydet, M., & Bradshaw, R.H.W. 2017. Patterns and dynamics of European vegetation change over the last 15,000 years. *Journal of Biogeography*. doi: 10.1111/jbi.12974
- Giesecke, T., Hickler, T., Kunkel, T., Sykes, M.T., & Bradshaw, R.H.W. 2006. ORIGINAL ARTICLE: Towards an understanding of the Holocene distribution of *Fagus sylvatica* L.: The Holocene distribution of *Fagus sylvatica*. *Journal of Biogeography* 34: 118–131.
- Gliemeroth, A.K. 1995. *Palaeoökologische Untersuchungen ueber die letzten 22'000 Jahre in Europa: vegetation, Biomasse und Einwanderungsgeschichte der wichtigsten Waldbaume*.
- Guckland, A., Jacob, M., Flessa, H., Thomas, F.M., & Leuschner, C. 2009. Acidity, nutrient stocks, and organic-matter content in soils of a temperate deciduous forest with different abundance of European beech (*Fagus sylvatica* L.). *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 172: 500–511.
- Guiot, J. 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 49–69.

- Herranz, J.M., Martínez-Sánchez, J.J., De Las Heras, J., & Ferrandis, P. 1996. Stages of plant succession in *Fagus sylvatica* L. and *Pinus sylvestris* L. forests of Tejera Negra Natural Park (Central Spain), three years after fire. *Israel Journal of Plant Sciences* 44: 347–358.
- Huntley, B., Bartlein, P.J., & Prentice, I.C. 1989. Climatic Control of the Distribution and Abundance of Beech (*Fagus* L.) in Europe and North America. *Journal of Biogeography* 16: 551.
- 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*
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., & Otto, T. 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200: 4–18.
- Jaouadi, S., Lebreton, V., Bout-Roumazeilles, V., Siani, G., Lakhdar, R., Boussoffara, R., Dezileau, L., Kallel, N., Mannai-Tayech, B., & Combourieu-Nebout, N. 2016. Environmental changes, climate and anthropogenic impact in south-east Tunisia during the last 8 kyr. *Climate of the Past* 12: 1339–1359.
- Jiménez-Espejo, F.J., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R.S., Rodríguez-Tovar, F.J., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Delgado Huertas, A., & Pardo-Igúzquiza, E. 2014. Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. *Chemical Geology* 374-375: 1–12.
- Jorda, C., Chabal, L., & Blanchemanche, P. 2008. Lattara entre terres et eaux: Paléogéographie et paléoboisements autour du port protohistorique. *Gallia*
- Jouffroy-Bapicot, I., Pulido, M., Baron, S., Galop, D., Monna, F., Lavoie, M., Ploquin, A., Petit, C., de Beaulieu, J.-L., & Richard, H. 2007. Environmental impact of early palaeometallurgy: pollen and geochemical analysis. *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 251–258.
- Kaplan, J.O., Krumhardt, K.M., & Zimmermann, N. 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28: 3016–3034.
- van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Finsinger, W., Gobet, E., Pini, R., Schweizer, A., Valsecchi, V., & Ammann, B. 2005. Migration and population expansion of *Abies*, *Fagus*, *Picea*, and *Quercus* since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. *Quaternary Science Reviews* 24: 645–680.
- Koerner, W., Cinotti, B., Jussy, J.-H., & Benoît, M. 2000. Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIXe siècle: identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés. *Revue forestière française* 52: 249–270.
- Kullman, L. 2001. 20th century climate warming and tree-limit rise in the southern Scandes of Sweden. *Ambio: A journal of the Human Environment* 30: 72–80.
- Kunstler, G., Curt, T., Bouchaud, M., & Lepart, J. 2005. Growth, mortality, and morphological response of European beech and downy oak along a light gradient in sub-Mediterranean forest. *Canadian Journal of Forest Research* 35: 1657–1668.
- Kunstler, G., Curt, T., Bouchaud, M., & Lepart, J. 2006. Indirect facilitation and competition in tree species colonization of sub-Mediterranean grasslands. *Journal of Vegetation Science* 17: 379–388.

- Küster, H. 1997. The role of farming in the postglacial expansion of beech and hornbeam in the oak woodlands of central Europe. *The Holocene*, 7(2): 239-242.
- Kuuluvainen, T. 2009. Forest management and biodiversity conservation based on natural ecosystem dynamics in northern Europe: the complexity challenge. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 38: 309–315.
- De Lafontaine, G., Amasifuen Guerra, C.A., Ducouso, A., & Petit, R.J. 2014. Cryptic no more: soil macrofossils uncover Pleistocene forest microrefugia within a periglacial desert. *New Phytologist* 204: 715–729.
- Lehsten, D., Dullinger, S., Hülber, K., Schurgers, G., Cheddadi, R., Laborde, H., Lehsten, V., François, L., Dury, M., & Sykes, M.T. 2014. Modelling the Holocene migrational dynamics of *Fagus sylvatica* L. and *Picea abies* (L.) H. Karst: LPJ-CATS migration model. *Global Ecology and Biogeography* 23: 658–668.
- Lindner, M., Maroschek, M., Netherer, S., Kremer, A., Barbati, A., Garcia-Gonzalo, J., Seidl, R., Delzon, S., Corona, P., Kolström, M., & others. 2010. Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management* 259: 698–709.
- López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Zapata, M.B.R., & García, M.J.G. 2008. Reconstructing the history of beech (*Fagus sylvatica* L.) in the north-western Iberian Range (Spain): From Late-Glacial refugia to the Holocene anthropic-induced forests. *Review of Palaeobotany and Palynology* 152: 58–65.
- MacDonald, D., Crabtree, J.R., Wiesinger, G., Dax, T., Stamou, N., Fleury, P., Lazpita, J.G., & Gibon, A. 2000. Agricultural abandonment in mountain areas of Europe: environmental consequences and policy response. *Journal of environmental management* 59: 47–69.
- Magny, M., Peyron, O., Sadori, L., Ortu, E., Zanchetta, G., Vannièrè, B., & Tinner, W. 2012. Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south- and north-central Mediterranean. *Journal of Quaternary Science* 27: 290–296.
- Magri, D. 2008. Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica*). *Journal of Biogeography* 35: 450–463.
- Magri, D., Vendramin, G.G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gomory, D., Latalowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J.M., Tantau, I., van der Knaap, W.O., Petit, R.J., & de Beaulieu, J.-L. 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist* 171: 199–221.
- Meshinev, T., Apostolova, I., Koleva, E., & others. 2000. Influence of warming on timberline rising: a case study on *Pinus peuce* Griseb. in Bulgaria. *Phytocoenologia* 30: 431–438.
- Mölder, A., Bernhardt-Römermann, M., & Schmidt, W. 2008. Herb-layer diversity in deciduous forests: raised by tree richness or beaten by beech? *Forest Ecology and Management* 256: 272–281.
- Nakagawa, T. 1998. Études palynologiques dans les Alpes françaises centrales et méridionales: histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène.
- Navarro, G. 1989. Contribución al conocimiento de la vegetación del Moncayo. *Opusc. Bot. Pharm. Complutensis* 5: 5–64.

- Pèlachs, A., Pérez-Obiol, R., Ninyerola, M., & Nadal, J. 2009. Landscape dynamics of *Abies* and *Fagus* in the southern Pyrenees during the last 2200 years as a result of anthropogenic impacts. *Review of palaeobotany and palynology* 156: 337–349.
- Peyron, O., Combourieu-Nebout, N., Brayshaw, D., Goring, S., Andrieu-Ponel, V., Desprat, S., Fletcher, W., Gambin, B., Ioakim, C., Joannin, S., & others. 2017. Precipitation changes in the Mediterranean basin during the Holocene from terrestrial and marine pollen records: a model-data comparison. *Climate of the Past* 13: 249.
- Planchais, N. 1987. Impact de l'homme lors du remplissage de l'estuaire du Lez (Palavas, Hérault) mis en évidence par l'analyse pollinique. *Pollen et spores* 29: 73–88.
- Planchais, N. 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollen et Spores*
- Pulido Avila, M.G. 2006. Conséquences de l'anthropisation sur la dynamique postglaciaire de la végétation dans le sud du Massif Central, France.
- Rameau, J.-C., Mansion, D., & Dumé, G. 2008. *Flore forestière française: région méditerranéenne*. Forêt privée française.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., ... & Friedrich, M. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4): 1111-1150.
- Riitters, K., Wickham, J., O'Neill, R., Jones, K.B., & Smith, E. 2000. Global-scale patterns of forest fragmentation. *Conservation Ecology* 4.:
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., & Von Grafenstein, U. 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.
- Saltré, F., Saint-Amant, R., Gritti, E.S., Brewer, S., Gaucherel, C., Davis, B.A.S., & Chuine, I. 2013. Climate or migration: what limited European beech post-glacial colonization?: European beech post-glacial migration. *Global Ecology and Biogeography* 22: 1217–1227.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P.M. 2013. *IPCC, 2013: summary for policymakers in climate change 2013: the physical science basis, contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA.
- Tinner, W., & Lotter, A. 2006. Holocene expansions of *Fagus silvatica* and *Abies alba* in Central Europe: where are we after eight decades of debate? *Quaternary Science Reviews* 25: 526–549.
- Triat-Laval, H. 1979. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- & postglaciaire de la végétation de la Basse Vallée du Rhône.
- Vernet, J.-L. 1980. La végétation du bassin de l'Aude, entre Pyrénées et Massif Central, au Tardiglaciaire et au Postglaciaire d'après l'analyse anthracologique. *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 33–55.
- Wade, T., Riitters, K., Wickham, J., & Jones, K.B. 2003. Distribution and causes of global forest fragmentation. *Conservation Ecology* 7.:

Walther, G.-R., & others. 2000. Climatic forcing on the dispersal of exotic species.
Phytocoenologia 30: 409–430.

Wegmuller, S. 1966. Ober die spat-und postglaziale Vegetations-geschichte des stwestlichen
Jura. *Beitràge zurgeobot. Landesaufnahme des Schweiz.*

Supporting Information to the paper Azuara et al, *Fagus sylvatica* forests at low altitudes within the Mediterranean area of southern France during the Holocene: History and ecological significance. *Journal of Vegetation Science*. Appendix S1. Detailed Materials and Methods

Pollen analyses

Pollen analyses were undertaken on core PB06 (7.71 m long), which was sampled in the Pierre Blanche lagoon near Palavas (Sabatier et al. 2010, 2012). The PB06 age model has been constructed on the basis of 19 Accelerator Mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates on monospecific samples of *Cerastoderma glaucum* shells (Sabatier & Dezileau 2010; Sabatier et al. 2012). Radiocarbon ages were corrected according to reservoir age (Sabatier et al. 2010) and calibrated using the Intcal09 calibration curve (Reimer et al. 2009) at 2 standard deviations (Sabatier et al, 2012). The whole core provides a high-resolution record spanning the last 7800 years, however the present work focuses on the period before 600 yrs cal BP. Indeed, after this date, the pollen record is disturbed by marine sediment inputs to the lagoon which continued until very recent times.

127 palynological samples were analyzed with a sampling resolution varying from 2 to 10 cm and with a mean time step of 55 years (25-130 years). Two small gaps were found in the pollen sequence between ~3245- 3045-cal BP and between ~1555-1330 cal BP) due to insufficient pollen concentration in overwash layers associated with marine storms (pollen concentration <5000 grains.g⁻¹). Pollen extraction followed a standard protocol modified from Faegri & Iversen (1989). Each sample, consisting of 1 g of sediment, was sieved on a 250 µm mesh, processed with HCl and HF for mineral digestion and with sodium polytungstate (d=2.1g.l⁻¹) for density separation. A known amount of *Lycopodium* spores was added to estimate pollen concentration (Stockmarr 1971). Pollen counts and identifications were performed at magnifications of x400 and x1000 respectively. Pollen keys (Punt 1976; Beug 1961) and atlases (Reille 1992), together with a reference collection of modern pollen grains, were used for identification purposes. A minimum pollen sum of 300 grains, excluding *Pteridophyta* and non-pollen palynomorphs (NPP), was counted in each sample (Berglund & Ralska-Jaciewiczowa 1986). Proportions of each taxon were calculated using the total sum of identified pollen grains excluding NPP and spores.

Results are presented in a simplified diagram (Figure 2), the detailed diagram over the period 0-4500 yrs cal BP being available in Azuara et al. (2015). In order to display the pollen data in a simpler way, taxa were grouped together according to their ecological significance in palynology. The “other deciduous trees” group encompasses the following pollen taxa: *Acer*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia* and *Ulmus*. The “evergreen shrubs” group is composed of: *Pistacia*, Ericaceae, *Buxus* and *Cistus*. The group “Riparian trees” includes: *Alnus*, *Fraxinus* and *Salix*. The “cultivated taxa” group is composed of: *Olea* (only after 2500 yrs cal BP), *Cerealia type*, *Castanea* and *Juglans*. Finally, the “other herbaceous taxa” group includes, among others: *Artemisia*, Apiaceae, Asteroideae, Cichorioideae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Urticaceae, Lamiaceae, etc.

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). *Climate of the Past* 11: 1769–1784.

- Berglund, B., & Ralska-Jasiewiczowa, M. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology* 455: 484.
- Beug, H.-J. 1961. Leitfaden der pollenbestimmung. *Fischer, Stuttgart* 1: 63.
- Faegri, K., & Iversen, J. 1989. *Textbook of pollen analysis (4th edn by Faegri, K., Kaland, PE & Krzywinski, K.)*. Wiley, Chichester.
- Punt, W. 1976. *The Northwest European Pollen Flora (NEPF) Vol I (1976), Vol II (1980), Vol III (1981), Vol IV (1984) Vol V (1988), Vol VI (1991), Vol VII (1996)*. Elsevier, Amsterdam.
- Reille, M. 1992. Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. *Marseille: Laboratoire de Botanique historique et Palynologie*, 520p
- Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Buck, C.E., Burr, G.S., & Edwards, R.L. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
- Sabatier, P., & Dezileau, L. 2010. Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes. Estimation de l'aléa de tempête depuis 2000 ans. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 21: 5–11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquet, L., Colin, C., & Siani, G. 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228: 205–217.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquet, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., & Von Grafenstein, U. 2012. 7000years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*

Supporting Information to the paper Azuara et al, *Fagus sylvatica* forests at low altitudes within the Mediterranean area of southern France during the Holocene: History and ecological significance. *Journal of Vegetation Science*. Appendix S2. Regional palaeobotanical data.

Treatment of regional palaeobotanical data

In order to place the Palavas vegetation record in a broader regional context, 106 pollen sequences from the Alps, the southern half of France and the north of Spain were collected and compiled. The European Pollen Database (EPD) provides a panel of 52 sequences with a calibrated age model for *Fagus sylvatica* completed by 16 additional sequences with at least 3 available radiocarbon dates. All of the radiocarbon dates were calibrated using the IntCal13 calibration curve (Reimer et al. 2009) at 2 standard deviations, and age models were built by linear interpolation using the R clam software (Blaauw 2010). In southern France, important geographical gaps occur in the EPD, especially in the Pyrenees and along the Mediterranean coast. Thus, 38 sequences from published articles and PhD works were also taken into account. However, these do not have any age mode or only feature non-calibrated dates or are discontinuous sequences. The *Fagus* curve from the 3 sequences with a calibrated age model were “digitalized” and the others were incorporated in the database with *Fagus* proportions associated with single calibrated radiocarbon dates, and called “dated levels” thereafter. Types, localization and sources of the data used in this study are summarized in Table 2. The collated palaeobotanical data are presented as maps indicating the distribution and the mean abundance (in the case of pollen data) of *Fagus* within 8 time windows. Considering the uncertainty of the chronological framework for our dataset, and in an attempt to avoid far-fetched comparisons, the time windows cover intervals of 1000 years except for the intervals 0-2000, 2000-4000 and 9 000-12 000 years cal BP which were not divided because of the homogeneous results within the period. In our study, the 1% threshold is chosen to draw the maps and to reconstruct *Fagus sylvatica* migrations. However, this threshold is not the only one that can be used and its meaning needs to be discussed and clarified.

Very low pollen percentages found in a sequence can result either from the local presence of few individuals or long-distance pollen transport from a distant and important population (van der Knaap et al. 2005). Indeed, the abundance of a taxon in a pollen sequence depends on many factors: i) its abundance in the surrounding environment, ii) its distribution, iii) its pollen productivity, iv) the size of the catchment basin and v) the structure of the vegetation (Sugita 1994). To overcome these very complex issues and to study Holocene tree migrations using pollen data in a rigorous and reproducible way, palynologists widely use arbitrary pollen proportion thresholds as indicators of the first arrival of a taxon in the area around a site. Different thresholds have been defined, 0.5% (Brewer et al. 2002), 1% (Gliemeroth 1995), 2% (Magri et al. 2006). Some authors also introduce the continuity of the pollen curve as a supplementary indicator of first arrival (Müller et al. 2007; Lopez-Merino et al. 2008). The 1% percent threshold applied in this article to mean proportions over a 1000 yr period, takes into account the continuity of the pollen curve in a very conservative way. The same threshold applied to “dated levels” is slightly less conservative as the continuity of the record is not considered. In any case, the age model uncertainties and, consequently, the choice of studying 1000 yr time windows, do not allow precise investigation of the timing of *Fagus sylvatica* migrations. Van der Knaap et al. (2005), tested different thresholds between 0.5 and 8% used to study tree migrations across the Alps and demonstrated that the threshold value does not

influence the results for the spatial patterns of migration and expansion. Since the comparison of the Palavas results with extra regional pollen data aims to place the Languedoc *Fagus sylvatica* history within general spatial patterns of migration in southern France, the threshold value is not a major concern.

Table IV: Names, positions, chronological frameworks and references of the sites used to map *Fagus sylvatica* past dynamic in south-eastern France throughout the Holocene.

Name	Latitude	Longitude	Chronological framework	Reference
Ampoix	45.6333	2.9333	With calibrated age model	de Beaulieu and Goeury, 1987
Augery	43.61467	4.642819	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Autures	43.98593	4.986198	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Baissescure	43.55	2.8	With calibrated age model	de Beaulieu, 1977
Banyoles	42.1352778	2.7563888	Calibrated dates	Pèrez-Obiol and Julià, 1994
Barbegal	43.710048	4.736238	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Beauchamps	43.814263	4.882818	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Biecai	44.2	7.7	With calibrated age model	Ortu et al. 2008
Biot	43.8	7.1	With calibrated age model	Nicol-Pichard and Dubar, 1998
Bonnecombe	44.56667	3.125	With calibrated age model	de Beaulieu et al. 1985
Bosc del Estanyons	42.479631	1.6291156	With calibrated age model	Miras et al. 2007
Brameloup	44.7444	3.08111	With calibrated age model	de Beaulieu et al. 1985
Burg	42.505	1.3061111	With calibrated age model	Pèlachs et al. 2007
Canet	42.66776	3.020436	Calibrated dates	Planchais, 1985
Capestang	43.3333	3.0333	With calibrated age model	Jalut et al. 2009
Cerin	45.777222	5.561944	With calibrated age model	Ruffaldi, 1991
Clapeyret	44.147222	7.238889	With calibrated age model	de Beaulieu, 1977
Col des Lauzes	44.7675	6.536944	With calibrated age model	de Beaulieu, 1977
Col Luitel	45.0883333	5.84972222	With calibrated age model	Wegmüller, 1977
Correo	44.5083333	5.98305556	With calibrated age model	Nakagawa, 1998
Courthézon	44.072707	4.868212	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Etang de Berre	43.466534	5.119976	Calibrated dates	Laval and Medus, 1989
Etang d'Ouveillan	43.26667	3	With calibrated age model	Sanchez-Goñi, 1995
Fos	43.436667	4.936667	With calibrated age model	Vella, 1999
Fournas	42.7	2.05888889	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1995
Gatimort	43.575278	2.785556	With calibrated age model	Pulido, 2006
Gourg Nègre	42.6333333	2.21666667	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1994
Grand Paluds de Fos	43.467124	4.866863	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Grignard	43.670924	4.656208	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Hiere sur Amby	45.7908333	5.28333333	With calibrated age model	Clerc, 1988
La Borde	42.5333333	2.08333333	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1997

La Feixa	42.4527778	1.81361111	Calibrated dates	Gómez-Ortiz and Esteban-Amat, 1993
La molina	43.3793917	6.32722222	With calibrated age model	López-Merino et al. 2011
La moulinasse	42.6941667	2.235555	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1993
Lac d'Anney	45.8566667	6.17222222	With calibrated age model	Noël et al. 2001
Lac de Balcère	42.5908333	2.055	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1997
Lac de Praver	45.0736111	5.85638889	With calibrated age model	Nakagawa, 1998
Lac du Lauzon	44.6752778	5.79333333	With calibrated age model	Argant and Argant, 2000
Lac du Verney-Dessus	45.6933333	6.8725	With calibrated age model	Miras et al. 2006
Lago Piccolo di Avigliana	45.0533333	7.38416667	With calibrated age model	Finsinger and Tinner, 2007
Lande	43.56667	2.96667	With calibrated age model	Pulido, 2006
Laurenti	42.675	2.02944444	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1996
Le Serre	42.55	2.1	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1993
Les baux de Provence	43.726254	4.789346	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Les Frignants	43.527516	4.584471	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Les laubies	44.46667	3.65	With calibrated age model	de Beaulieu and Gilot, 1972
Les sagnes	42.5908333	2.0575	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1997
Longeyroux	45.6002778	2.08388889	With calibrated age model	Miras et al. 2011
Marsillargues	43.606838	4.097534	Calibrated dates	Planchais, 1982
Meyranne	43.622482	4.691476	Calibrated dates	Triat Laval, 1979
Mondovi	44.18333	7.73333	With calibrated age model	Ortu et al. 2008
Mont Belier	45.3377778	2.643056	With calibrated age model	de Beaulieu et al. 1982
Narses Mortes	44.4333	3.6	With calibrated age model	Jouffroy-Bapicot et al. 2007
Orgials	44.2333333	7.13333333	With calibrated age model	Ortu et al. 2008
Palavas	43.498547	3.862119	With calibrated age model	Azuara et al. 2015
Peschio	44.45	3.6	With calibrated age model	Pulido, 2006
Pinet	42.865	1.972222	Calibrated dates	Reille and Lowe, 1998
Pla del Estany	42.1883333	2.52972222	Calibrated dates	Burjachs, 1994
Pont d'Argens	43.452133	6.624296	Calibrated dates	Dubar et al. 2004
Port Lligat	42.2922222	3.29111111	With calibrated age model	López-Sáez et al. 2009
Ratz	45.348333	5.655278	With calibrated age model	Clerc, 1988
Ribiere	45.696389	2.337222	With calibrated age model	Miras, 2004
Roussy	45.07611	2.5175	With calibrated age model	Miras, 2004
Seillons- Source d'Argens	43.497138	5.909729	Calibrated dates	Triat-Laval and Reille, 1981
Sobrestany	42.0796234	3.12200546	Calibrated dates	Van Compo et al. 2005
Torveraz	45.6952778	6.86055556	With calibrated age model	Miras et al. 2006
Tourbiere de Mont Sec	45.0688889	5.80666667	With calibrated age model	Nakagawa, 1998

Tourves	43.413546	5.910407	With calibrated age model	Nicol-Pichard, 1987
Vallon de Provence	44.3911111	6.40416667	With calibrated age model	de Beaulieu, 1977

Table V: Archeological sites with *Fagus* charcoals occurrences

Number	Name of the sites	level's dates	References
1	Esquicho Grapaou	40 000–20 000 yrs cal BP	Bazile-Robert 1981
2	La Salpêtrière	13 500 yrs cal BP	Bazile-Robert 1981
3	Canecaude	Late paleolithic	Vernet 1980
4	Ambrussum	5550-4550 yrs cal BP	Chabal 1989
5	Tonnerre I	3150-2700 yrs cal BP	Cavero et Chabal, 2010
6	Oppidum de l'Agréable	2350-2550 yrs cal BP	Vernet 1980
7	Oppidum du Marduel	2475-2450 yrs cal BP	Chabal 1997
8	La jouffe	2525-2450 yrs cal BP	Chabal 1997
9	Lalara	2350-1850 yrs cal BP	Jorda et al. 2008
10	Ambrussum	2050-1900 yrs cal BP	Chabal 1989
11	Sallèles-d'Aude	1950-1650 yrs cal BP	Chabal 2001
12	ZAC les Halles à Nimes	1900-1750 yrs cal BP	Chabal 1997
13	Lunel-Viel	1800-1730 yrs cal BP	Chabal 1990
13	Lunel-Viel	1870-1600 yrs cal BP	Chabal 1997
14	Dassargues	1500-1430 yrs cal BP	Chabal 1997
15	Ormaison	1650-950	Durand 1998
16	Psalmodi	1650-750 yrs cal BP	Durand 1998
17	Augery	1150-950 yrs cal BP	Durand 1998
18	Montagnac	1150-750 yrs cal BP	Durand 1998
19	Lunel-Viel	1050-750 yrs cal BP	Durand 1998
20	Le Roc	950-750 yrs cal BP	Durand 1998
21	Puy-Redon	950-750 yrs cal BP	Durand 1998
22	Saint-Paul Trois Chateaux	950-750 yrs cal BP	Durand 1998
23	Saint-Victor	750-850 yrs cal BP	Durand 1998
24	Laval-Basse	750-550 yrs cal BP	Durand 1998
25	Castelnaudary	550-350 yrs cal BP	Durand 1998

Argant, J., & Argant, A. 2000. Mise en évidence de l'occupation ancienne d'un site d'altitude: analyse pollinique du lac du Lauzon (Drôme). *Géologie alpine, hors-série* 31: 6.

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). *Climate of the Past* 11: 1769–1784.

Bazile-Robert, E. 1981. Flore et végétation des gorges du Gardon à la moyenne vallée de l'Hérault, de 40 000 à 9 500 BP, d'après l'anthracanalyse. Approche paléoécologique in Le milieu naturel au Quaternaire dans les Causses et vallées périphériques. Travaux de la RCP 576. *Paléobiologie continentale Montpellier* 12: 79–90.

De Beaulieu, J.L., & Goeury, C. 1987. Zonation automatique appliquée à l'analyse pollinique : exemple de la Narse d'Amboix (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 24: 49–61.

De Beaulieu, J.-L., Pons, A., & Reille, M. 1982. Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du Massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollen et spores*

Blaauw, M. 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5: 512–518.

Burjachs, F. 1994. Palynology of the upper Pleistocene and Holocene of the North-East Iberian Peninsula: Pla de l'Estany (Catalonia). *Historical Biology* 9: 17–33.

Cavero, J., & Chabal, L. 2010. Paléogéographie, dynamique forestière et peuplement d'un milieu lagunaire. L'étang de l'Or (Hérault) à la fin de la Préhistoire. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 21(1): 13-26.

Chabal, L. 1997. *Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive): l'antracologie, méthode et paléoécologie*. Editions de la Maison des Sciences de l'Homme.

Chabal, L. 2001. Les potiers, le bois et la forêt à l'époque romaine, à Sallèles d'Aude (Ier-IIIe s. ap. J.-C.). *Collection «ISTA»* 760: 93–110.

Chabal, L. 1989. Perspectives anthracologiques sur le site de Lattes (Hérault) in Introduction à l'étude de l'environnement de Lattes antique. *Lattara* 53–72.

Chabal, L., & Durand, A. 1990. *Etude anthracologique pour une histoire du paysage*. Presses universitaires de Franche-Comté.

Clerc, J. 1988. Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné.

De Beaulieu, J.L. 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises.

De Beaulieu, J.L., & Gilot, E. 1972. Végétations holocènes du Mont Lozère: analyses polliniques et datages. *Acad Sci Paris CR Ser D*

De Beaulieu, J. de, Pons, A., & Reille, M. 1985. Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 44: 37576365–556180.

Dubar, M., Bui-Thi-Maï, N.-P.S., & Michel, T. 2004. Étude palynologique du carottage de Pont d'Argens (Roquebrune-sur-Argens, Var): histoire holocène de la végétation en Provence cristalline; facteurs naturels et anthropiques. *Ecologia mediterranea* 30: 147–157.

Druand, A., & Les paysages médiévaux du Languedoc, X. 1998. XIIe siècles. *Toulouse: PUM*

Finsinger, W., & Tinner, W. 2007. Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m asl): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene* 17: 1119–1127.

Gliemeroth, A.K. 1995. *Palaeoökologische Untersuchungen ueber die letzten 22'000 Jahre in Europa: vegetation, Biomasse und Einwanderungsgeschichte der wichtigsten Waldbaeume.*

Gómez Ortiz, A., & Esteban Amat, A. 1993. Análisis polínico de la turbera de La Feixa (La Màniga, Cerdanya, 2.150 m). Evolución del paisaje. *Estudios sobre Cuaternario, medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano*

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., & Otto, T. 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200: 4–18.

Jorda, C., Chabal, L., & Blanchemanche, P. 2008. Lattara entre terres et eaux: Paléogéographie et paléoboisements autour du port protohistorique. *Gallia*

Jouffroy-Bapicot, I., Pulido, M., Baron, S., Galop, D., Monna, F., Lavoie, M., Ploquin, A., Petit, C., de Beaulieu, J.-L., & Richard, H. 2007. Environmental impact of early palaeometallurgy: pollen and geochemical analysis. *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 251–258.

Laval, H., & Medus, J. 1989. Analyse pollinique de sédiments du Quaternaire récent de l'Etang de Berre (Bouches-du-Rhône, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 309: 2135–2141.

Laval, H., Medus, J., & Roux, M. 1991. Palynological and sedimentological records of Holocene human impact from the Etang de Berre, southeastern France. *The Holocene* 1: 269–272.

López-Merino, L., Cortizas, A.M., & López-Sáez, J.A. 2011. Human-induced changes on wetlands: a study case from NW Iberia. *Quaternary Science Reviews* 30: 2745–2754.

Magri, D., Vendramin, G.G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gomory, D., Latalowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J.M., Tantau, I., van der Knaap, W.O., Petit, R.J., & de Beaulieu, J.-L. 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist* 171: 199–221.

Miras, Y. 2004. L'analyse pollinique du plateau de Millevaches (Massif central, France) et de sites périphériques limousins et auvergnats: approche des paléoenvironnements, des systèmes agropastoraux et évolution des territoires ruraux.

Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H., & Euba, I. 2007. Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180m, Vall del Madriu, Andorre). *Comptes Rendus Palevol* 6: 291–300.

Miras, Y., Guenet, P., & Richard, H. 2011. Holocene vegetation, landscape and reconstruction of human activity from prehistory to the roman period based on new pollen data performed in “the plateau de Millevaches” (Limousin, Massif central, France). *Quaternaire* 147–164.

Miras, Y., Millet, L., Guiter, F., Ponel, P., De Beaulieu, J.-L., & Goslar, T. 2006. Dynamique des écosystèmes et impact de l'homme dans le secteur du col du Petit Saint Bernard au cours de l'Holocène. *Actes du Programme Interreg “Alpis Graia”*

Muller, S.D., Nakagawa, T., De Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Carcaillet, C., Miramont, C., Roiron, P., Bouterin, C., Ali, A.A., & Bruneton, H. 2007. Post-glacial migration of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the south-western Alps: Post-glacial migration of silver fir in the SW Alps. *Journal of Biogeography* 34: 876–899.

Nakagawa, T. 1998. Études palynologiques dans les Alpes françaises centrales et méridionales: histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène.

Nicol-Pichard, S. 1987. Analyse pollinique d'une séquence tardi et postglaciaire à Tourves (Var, France). *Ecologia mediterranea* 13: 29–42.

Nicol-Pichard, S., & Dubar, M. 1998. Reconstruction of late-glacial and holocene environments in southeast France based on the study of a 66-m long core from Biot, Alpes Maritimes. *Vegetation History and Archaeobotany* 7: 11–15.

Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.-L., & Disnar, J.-R. 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25: 229–244.

Ortu, E., Peyron, O., Bordon, A., de Beaulieu, J.L., Siniscalco, C., & Caramiello, R. 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: an attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International* 190: 71–88.

Paradis-Grenouillet, S., Allée, P., Vives, G.S., & Ploquin, A. 2015. Sustainable management of metallurgical forest on Mont Lozère (France) during the Early Middle Ages. *Environmental Archaeology* 20: 168–183.

Pèlachs, A., Soriano, J.M., Nadal, J., & Esteban, A. 2007. Holocene environmental history and human impact in the Pyrenees. *Contributions to Science* 3: 423–431.

Pèrez-Obiol, R., & Julià, R. 1994. Climatic change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research* 41: 91–98.

Planchais, N. 1985. Analyses polliniques du remplissage holocène de la lagune de Canet (plaine du Roussillon, département des Pyrénées-orientales). *Ecologia mediterranea* 11: 117–127.

Planchais, N. 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollen et Spores*

Pulido Avila, M.G. 2006. Conséquences de l'anthropisation sur la dynamique postglaciaire de la végétation dans le sud du Massif Central, France.

Reille, M., & Lowe, J.J. 1993. A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews* 12: 47–77.

Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Buck, C.E., Burr, G.S., & Edwards, R.L. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.

Ruffaldi, P. 1991. Première contribution à l'étude de la végétation tardiglaciaire et holocène du Bugey: l'exemple de la tourbière de Cerin (Ain, France). *Revue de Paléobiologie* 10: 137–149.

Sanchez-Goñi, M.F. 1995. Analyse palynologique de l'étang d'Ouveillan. *Temps et espace dans le bassin de l'Aude du Néolithique à l'Âge du Fer, Toulouse, Centre d'Anthropologie*

Sugita, S. 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology*

Triat-Laval, H. 1979. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- & postglaciaire de la végétation de la Basse Vallée du Rhône.

Triat-Laval, H., & Reille, M. 1981. Analyse pollinique d'une séquence tourbeuse de Provence orientale (Seillons-Source d'Argens, Var, France). *Ecologia mediterranea* 7: 31–35.

Van Campo, E., Parra, I., & Otto, T. 2005. Análisis palinológico y radiométrico del sondeo Sobrestany. Nueve milenios de historia natural e impactos humanos sobre la vegetación del Alt Empordà. *Empúries: revista de món clàssic i antiguitat tardana* 33–44.

Van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Finsinger, W., Gobet, E., Pini, R., Schweizer, A., Valsecchi, V., & Ammann, B. 2005. Migration and population expansion of *Abies*, *Fagus*, *Picea*, and *Quercus* since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. *Quaternary Science Reviews* 24: 645–680.

Vella, C. 1999. Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône.

Vernet, J.-L. 1980. La végétation du bassin de l'Aude, entre Pyrénées et Massif Central, au Tardiglaciaire et au Postglaciaire d'après l'analyse anthracologique. *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 33–55.

Wegmuller, S. 1966. Ober die spat-und postglaziale Vegetations-geschichte des stdwestlichen Jura. *Beiträge zurgeobot. Landesaufnahme des Schweiz.*

Wegmüller, S. 1977. *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät-und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné)*. Haupt

Supporting Information to the paper Azuara et al, *Fagus sylvatica* forests at low altitudes within the Mediterranean area of southern France during the Holocene: History and ecological significance. *Journal of Vegetation Science*. Appendix S3. Additional Table and Figure

Table VI: Detailed description of PB06 pollen diagram.

Name	Dates (yrs cal BP)	Description
PB06-1	7850-7040	Very high proportions of arboreal pollen (~80%), spectra largely dominated by deciduous <i>Quercus</i> (~40%) and <i>Pinus</i> (15-30%), very low proportions of evergreen taxa (2-7%). <i>F. sylvatica</i> occurs almost continuously from the very beginning of the sequence with low pollen proportions (~1.5%).
PB06-2	7040-5940	Deciduous <i>Quercus</i> pollen proportions almost divided by two over a period of approximately 600 yrs before returning to their initial value. <i>Pinus</i> proportions relatively high over a period of 300 yrs but dramatically decreasing afterwards. Maximum <i>Abies</i> proportions (~4.5%) around 6500 yrs cal BP.
PB06-3	5940-4170	Arboreal pollen proportions still very high (~80%), decreasing <i>Pinus</i> proportions (~13%) and increasing evergreen taxa (~10%). <i>Fagus</i> proportions rising abruptly around 6000 yrs cal BP up to 10 % before decreasing slightly after 5000 yrs cal BP. <i>Abies</i> almost disappears from the sequence. First scattered occurrences of <i>Cerealia</i> type pollen.
PB06-4	4170-2690	Slight decrease of arboreal pollen proportions around 3000 yrs cal BP. Pollen spectra still dominated by deciduous <i>Quercus</i> (30-40%), <i>Pinus</i> proportions even lower (<10%), evergreen <i>Quercus</i> still increasing (10-15%) and evergreen shrubs slightly decreasing. <i>Fagus</i> proportions rising abruptly around 4300 yrs cal BP up to their maximum (10-20%). <i>Abies</i> poorly represented but more abundant than in the previous pollen zone (1-2.5%).
PB06-5	2690-2510	<i>Fagus</i> proportions drop dramatically from 15% to 2% while deciduous <i>Quercus</i> proportions increase by 15 %.
PB06-6	2510-1440	Decreasing deciduous <i>Quercus</i> proportions from 40 to 25%. Higher proportions of evergreen <i>Quercus</i> (10-20%) and Poaceae (5-10%). <i>Fagus</i> proportions rising again to 10 % between 2500 and 2000 yrs cal BP while <i>Abies</i> is almost absent. Very low <i>Pinus</i> proportions. Around 2000 yrs cal BP, the <i>Olea</i> pollen curve is continuous for the first time since the beginning of the sequence.
PB06-7	1440-570	Minimal arboreal pollen and maximal evergreen taxa proportions. Deciduous <i>Quercus</i> proportions lowest values (15-20%) and <i>Fagus</i> disappearance (0.5-1%). Increasing <i>Olea</i> proportions to 11% with <i>Juglans</i> , <i>Castanea</i> and <i>Cerealia</i> type well represented.

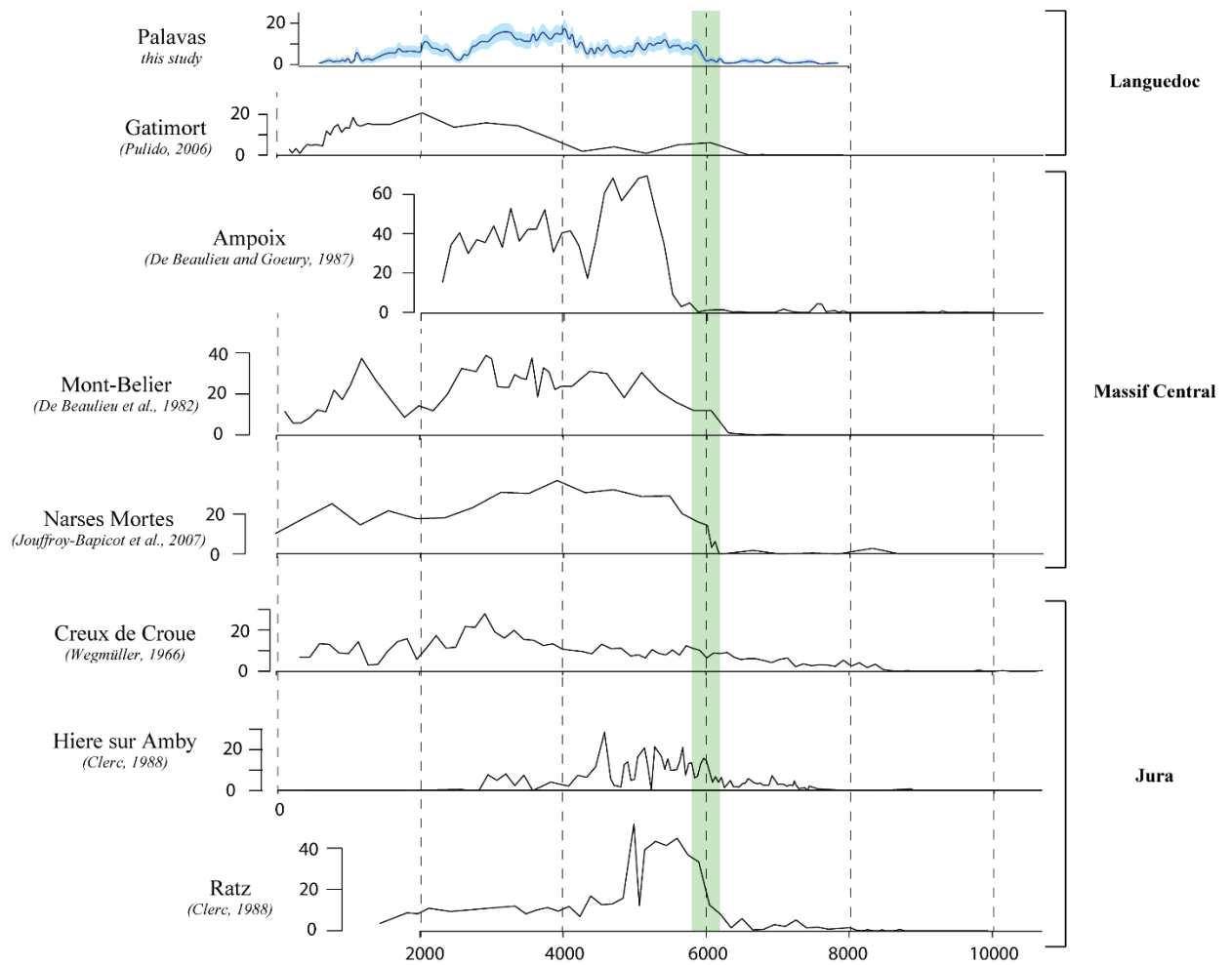


Figure I: Comparison of the *Fagus* proportions throughout the Holocene in the sequences of the Jura, the Massif Central and the Languedoc. The shaded green area marks the expansion of beech forests.

Table VII: Number, position, altitude and frequency of nearest modern analogues

Number	Latitude	Longitude	Altitude	Frequency
1	41.83	-1.85	1100	0.36
2	43.67	3.29	294	0.13
3	49.66	7.95	440	0.10
4	49.01	8.17	124	0.06
5	46.62	0.5	117	0.05
6	39.05	22.27	500	0.04
7	37.12	-3.33	1420	0.03
8	42.1	-2.67	1000	0.03
9	40.25	15.67	510	0.02
10	43.23	-4.58	130	0.02
11	43.96	5.89	400	0.02
12	45.44	2.68	870	0.02
13	42.04	9.19	948	0.02
14	40.1	-6.37	600	0.01
15	45.42	2.69	942	0.01
16	42.17	-2.65	900	0.01
17	49.65	7.87	370	0.01
18	42.68	2.25	1506	0.01
19	45.4	2.67	880	0.01
20	45.52	2.67	920	0.01
21	49.61	7.9	520	0.01
22	40.55	21.32	650	0.01
23	45.38	2.6	800	0.01
24	37.62	14.3	999	0.01

3. Interprétation des changements de végétations observés dans la séquence de Mar Menor

Comme pour les données polliniques de Palavas, les résultats obtenus sur la carotte MM2 ont été comparés avec les séquences palynologiques régionales, avec les archives paléoclimatiques ainsi qu'avec le registre archéologique et historique de la région de Murcie.

a. Influence du contexte sédimentaire sur l'enregistrement pollinique

Avant d'interpréter les résultats palynologiques de cette séquence en termes de changement de végétation, il est nécessaire de vérifier s'ils sont impactés par les variations du milieu de sédimentation présentées précédemment (voir chapitre II-1-b). Une hausse très rapide des proportions de chênes décidus (*Quercus* type *robur*) est enregistrée vers 5400 ans cal BP, suivie d'une diminution progressive puis d'une chute brutale autour de 2400 ans cal BP (Figure IV-1). Une telle augmentation suivie peu après d'un déclin, rappelle dans une certaine mesure le maximum de taxons mésophiles enregistré dans de nombreuses séquences de la région et interprété comme une période de précipitations plus abondantes peu après le milieu de l'holocène (e.g. Villaverde, Carrion et al. 2001, Siles, Carrion et al. 2002, Gador, Carrion et al. 2003) (Figure IV-2). Néanmoins, plusieurs différences importantes par rapport à ces séquences méritent d'être signalées. En effet, le maximum de chênes décidus qui se situe autour de 5000 ans cal BP à Mar Menor intervient alors que ce taxon et les autres taxons mésophiles sont déjà en régression dans la plupart des autres séquences. De plus dans les autres séquences de la région, cette hausse des taxons mésophiles s'effectue toujours au détriment des pins (*Pinus*) qui régressent systématiquement pendant cette période. Or, à Mar Menor l'augmentation rapide des chênes décidus vers 5400 ans cal BP coïncide avec une hausse importante des pins et la baisse brutale enregistrée vers 2400 ans cal BP coïncide avec une chute des proportions de pins.

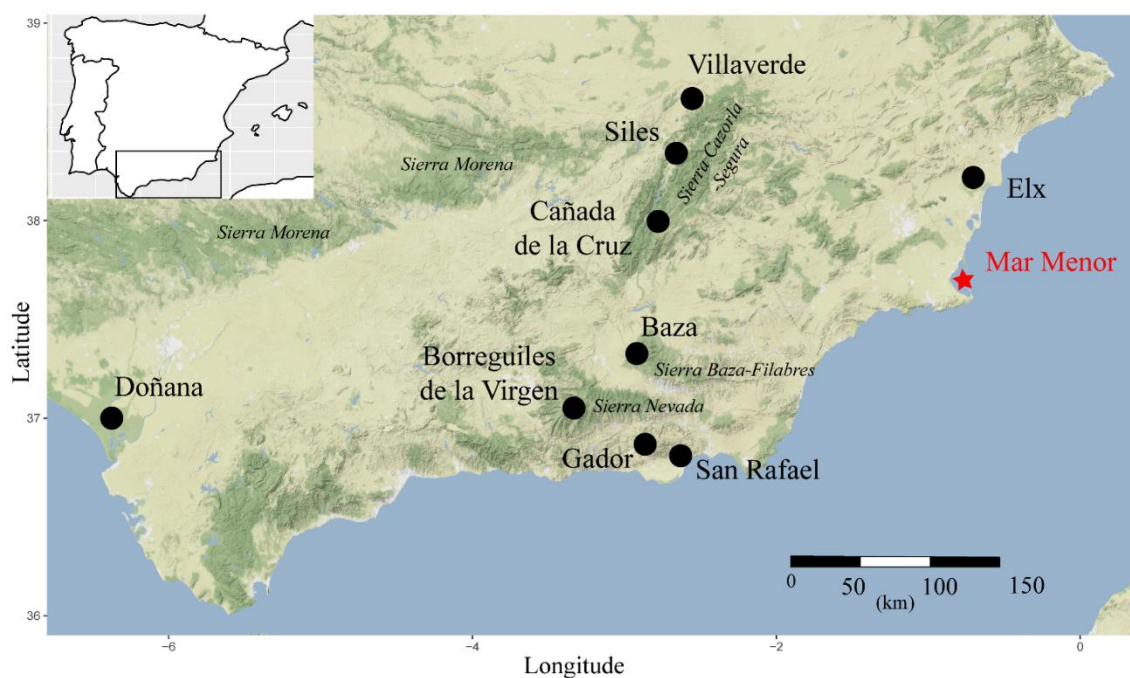


Figure IV-2 : Carte des principaux reliefs du sud-est de la péninsule Ibérique et distribution des principales séquences polliniques de la région comparées avec celle de Mar Menor (●).

C'est justement vers 5400 ans cal BP que le cordon dunaire séparant la lagune de Mar Menor de la Méditerranée se stabilise autour sa position actuelle. A partir de cette date, une nette influence marine est enregistrée grâce aux restes fauniques contenus dans les sédiments (Dezileau et al. 2016). Cette influence marine s'estompe autour de 2400 ans lorsque les communications entre la lagune et la mer s'interrompent (Dezileau et al. 2016). Par conséquent, les proportions plus élevées de chênes décidus et de pins entre ces deux dates traduisent vraisemblablement des apports polliniques lointains plus importants, en lien avec une lagune ouverte sur la mer et non pas avec un changement de végétation d'origine climatique. Pour interpréter les résultats polliniques entre ces deux dates, il ne faudra donc pas perdre de vue que les données de cette période reflètent une zone de collecte du pollen plus large. Pour autant, l'environnement sédimentaire restant stable au cours de cet intervalle, rien ne permet de soupçonner que ces données polliniques influencées par des apports marins ne soient pas fiables, les concentrations polliniques restent très élevées (10 000-35 000 grains.g⁻¹). Enfin, l'examen des variations des autres taxons autour de 5400 et 2400 ans cal BP montre que seuls les pins et les chênes décidus semblent visiblement affectés par ce biais. Aucun autre taxon ne montre de variations brutales et importantes vers ces dates.

L'influence des tempêtes marines sur l'enregistrement pollinique a également été contrôlée en reportant la position des niveaux sableux dans le diagramme pollinique simplifié (Figure IV-1).

Aucune anomalie en relation avec les niveaux de tempête n'est visible sur quelque taxon que ce soit. L'examen détaillé de la séquence ne montre pas de variations brusques et récurrentes dans les spectres qui pourraient être associées à ces événements sédimentaires. En dehors des variations de chênes décidus et de pins autour de 5400 et 2400 ans cal BP, les autres variations observées dans la séquence pollinique de Mar Menor sont bien en lien avec des changements de végétation.

b. Impact du climat sur la végétation

L'aridification du climat méditerranéen au cours de la deuxième partie de l'holocène a été identifiée dans de nombreuses séquences polliniques du sud-est de l'Espagne (e. g. Carrion et al. 2001, 2002, 2003, Pantaleon-Cano et al. 2002, Jimenez Moreno and Anderson 2012, Jimenez-Moreno et al. 2015). A basse et moyenne altitude, elle se traduit par un déclin des arbres en faveur d'une végétation plus ouverte. Dans certains sites de montagne, elle induit le déclin des forêts mésophiles en faveur d'arbres et d'arbustes sclérophylles d'affinité méditerranéenne. Dans tous les cas, l'aridification est bien caractérisée par une augmentation de l'armoise (*Artemisia*), une herbacée nettement xérophile dans la région (Carrion et al. 2001). Dans un certain nombre de séquences, cette aridification entraîne un changement de végétation plus progressif s'amorçant entre 6000-5000 ans cal BP comme à Villaverde (Carrion et al. 2001), Borreguiles de la Virgen (Jimenez-Moreno et Anderson 2012) ou encore Doñana (Jimenez-Moreno et al. 2015) (Figure IV-2). Cependant, l'aridité peut aussi provoquer des transitions plus brutales, avec une végétation se modifiant en peu de temps. Ces changements relativement rapides sont enregistrés à des dates variables d'un site à un autre, vers 3200 ans av. J.C. (~5200 ans cal BP) à Siles (Carrion et al. 2002), vers 2000 ans av. J.C. (~4000 ans cal BP) à Gador (Carrion et al. 2003), et enfin autour 2400 ans av. J.C. (~4400 ans cal BP) à San Rafael (Pantaleon-Cano 2002) (Figure IV-2). Il faut alors examiner si cette aridification progressive du climat pendant la deuxième moitié de l'holocène a impacté la végétation autour dans la région de Murcie et si oui, décrire l'ampleur de cet impact.

Plusieurs changements de végétation observés dans la séquence de Mar Menor pourraient correspondre à une aridification du climat :

Entre 5000 et 4200 ans cal BP, les proportions de chênes décidus (*Quercus* type *robur*) diminuent progressivement en faveur des proportions de pins (*Pinus*) qui augmentent de plus de 10 % (Figure IV-1). Une telle substitution des chênes décidus en faveur des pins est également observable dans les séquences polliniques de Siles (Carrion et al. 2002) et Gador

(Carrion et al. 2003) (Figure IV-2). Dans ces deux séquences, la corrélation entre le pollen, les microcharbons et *Pseudochizaea*, un NPP utilisé comme marqueur d'aridité, montre que ce changement de végétation serait bien lié à une aridité croissante et à l'augmentation de la fréquence des incendies (Carrion et al. 2002, 2003). Cependant, dans la mesure où ces deux derniers proxies n'ont pas été étudiés dans la séquence de Mar Menor, il est difficile de se prononcer ici sur les causes de la substitution des chênes décidus par les pins, d'autant que ces variations se situent dans la fenêtre chronologique de forte influence du milieu marin au sein de la lagune induisant un biais manifeste pour ces taxons.

Autour de 3800 ans cal BP, les proportions d'armoises (*Artemisia*) jusque-là relativement basses (<5%) grimpent subitement autour de 10% (Figure IV-1), rappelant les transitions brutales observées dans certaines séquences régionales vers une végétation plus xérophile (Carrion et al. 2002, 2003, Pantaleon-Cano 2002). Après cette première augmentation les armoises restent abondantes et augmentent même encore de manière rapide après 1100 ans cal BP, suggérant un climat de plus en plus aride au cours des 4000 dernières années. Cependant, l'interprétation de ces augmentations de l'armoise n'est pas univoque. Comme cela sera discuté plus loin (Chapitre IV-3-c), les deux principales phases d'augmentations d'armoises correspondent aussi à des transitions importantes dans le registre historique et archéologique. De plus, l'analyse de la séquence pollinique de la Sebkhja Boujmel située dans des milieux subdésertiques de Tunisie montre qu'une augmentation des proportions d'armoise peut également correspondre à une dégradation des environnements steppiques en lien avec des activités pastorales (Jaouadi et al. 2016). En effet, certaines armoises, en particulier *Artemisia campestris* qui est très commune dans la région de Murcie (Sanchez-Gomez et al. 1998), sont peu palatables et donc peu consommées par le bétail (Gamoun 2014). Dans certains environnements fortement dégradés par le pâturage, *Artemisia campestris* peut proliférer jusqu'à devenir très abondante (Genin et al. 2006). Ainsi, en l'absence de proxies complémentaires pour la séquence de Mar Menor, il est difficile de rattacher l'augmentation des proportions d'armoise uniquement à l'aridification du climat.

La dynamique des formations arbustives méditerranéennes est particulièrement bien représentée tout au long de la séquence de Mar Menor grâce à des taxons polliniques tel que les pistachiers (*Pistacia*), l'olivier (*Olea*), les bruyères (Ericaceae), les filaires (*Phillyrea*) ou encore le palmier nain (*Chamaerops*) (Figure IV-2). Dans les autres séquences du sud-est de l'Espagne, ces formations apparaissent particulièrement sensibles à l'aridification du climat. Dans les séquences d'altitude, elles s'étendent au cours de la deuxième moitié de l'holocène en

lien avec l'aridification du climat (Carrion et al. 2001, 2002, 2003). Dans les séquences côtières, elles ont tendance à être supplantées par des taxons herbacés xérophytes (Pantaleon-Cano 2002, Jimenez-Moreno et al. 2015). A Mar Menor, les formations arbustives montrent au contraire une remarquable stabilité tout au long de l'enregistrement, à l'image des pistachiers, des filaires ou encore des bruyères (Figure IV-1). Cependant, à partir de 3500 ans cal BP, les proportions d'olivier qui étaient relativement stables autour des 5% depuis le début de la séquence, déclinent progressivement jusqu'à avoisiner zéro vers 2400 ans cal BP. Cette diminution indique certainement une raréfaction progressive des oliviers sauvages (*Olea europea* subsp *sylvestris*) dans les formations arbustives thermo-méditerranéennes. Certes les proportions d'olivier ré-augmentent par la suite mais seulement aux environs de la période antique, très certainement en lien avec l'oléiculture (Chapitre IV-3-c). Cette quasi-disparition de l'olivier sauvage coïncide avec le début des occurrences régulières du palmier nain (*Chamaerops*) qui était jusque-là représenté seulement de manière très épisodique (Figure IV-1). Cette substitution montre une modification tardive de la composition des formations arbustives qui paraît difficilement explicable d'un point de vue climatique. *Chamaerops humilis*, le palmier nain, peut être abondant dans certaines formations plus thermophiles de l'étage thermo-méditerranéen inférieur, cependant il côtoie d'une manière générale les mêmes environnements que l'olivier sauvage dans la région de Murcie (Peinado et al. 1992). Des études écologiques menées dans le sud-est de l'Espagne ont démontré que l'olivier sauvage est extrêmement sensible au pâturage et que sa disparition pouvait être un indicateur de perturbation par des activités pastorales (Alados et al. 2004, Navarro et al. 2006). Les mêmes études mettent également en évidence que le palmier nain est particulièrement résistant à une pression de pâturage modérée. Dès lors, il paraît plus probable que le changement observé dans la composition des formations arbustives résulte d'une dégradation de ces environnements par les activités humaines plutôt que d'une aridification du climat.

Il semble donc difficile d'établir un lien entre l'aridification holocène du climat et la dynamique de végétation enregistrée dans la séquence de Mar Menor. De la même manière que pour l'aridification à long terme, les crises d'aridités à plus courtes échelles de temps observées un peu partout en Méditerranée (Carrion et al. 2002, Jalut 2009, Azuara et al. 2015, Jimenez-Moreno et al. 2015) ne semblent avoir aucune manifestation flagrante dans cet enregistrement. En effet, aucun de ces événements ne semble y entraîner un changement de végétation particulier. Pour autant, cela ne signifie pas que la végétation de la région de Mar Menor ne réagisse pas aux changements climatiques. L'absence dans le registre pollinique des taxons des

environnements les plus arides de l'étage thermo-méditerranéen inférieur (*Maytena*, *Periploca*, *Ziziphus*, ...) pourrait expliquer cette absence de signal climatique clair. Il est probable que ces formations végétales aux exigences climatiques très contraignantes et à la limite septentrionale de leur aire de répartition aient été sensibles aux changements climatiques passés. Cependant cela est impossible à vérifier. D'autres proxies tels que des NPP ou des analyses complémentaires des données sont nécessaires pour aller plus loin sur ces questions.

c. Impact des activités humaines sur la végétation

Après l'examen de la réponse de la végétation à l'aridification croissante de la deuxième moitié de l'holocène, les données polliniques sont maintenant croisées avec les registres archéologiques et historiques afin d'évaluer l'influence de l'anthropisation sur le couvert végétal de la région de Murcie.

Le Néolithique

Dans la région de Murcie, le Néolithique débute il y a plus de 7500 ans (milieu du 6^{ème} millénaire BC) et se termine autour de 3000 ans BC (Martinez- Sanchez and San Nicolas-Del Toro 2003). Comme la séquence de Mar Menor débute seulement vers 4700 ans BC, seule la partie finale de cette période est enregistrée. Entre 4700 et 3000 ans BC, la végétation ne change que relativement peu. Seul un pic isolé de pins (*Pinus*), de chênes décidus (*Quercus* type *robur*) et de chênes sclérophylles (*Quercus* type *ilex*) est observable vers 4400 ans BC (Figure IV-1). Cependant, sa position en début de séquence le rend difficile à interpréter.

Il faut toutefois signaler la présence de pollen de céréales (type *Cerealia*) dans trois échantillons de cette période, ce qui est beaucoup au regard des 13 occurrences de ce taxon dans l'ensemble de la séquence. Ces grains de pollen attestent la présence de cultures de céréales à proximité de la lagune au Néolithique. En effet, la très faible représentativité des graminées cultivées dans les registres polliniques, la très grande taille de la lagune et la distance de la carotte à la côte font du type *Cerealia* l'un des indicateurs polliniques d'agriculture les plus ténus à enregistrer dans ce type de contexte. Ces indices de céréaliculture néolithique sont cohérents avec le registre archéologique qui montre une occupation humaine dans la région à cette période, avec le site proche Las Amoladeras rapporté au Néolithique final (Figure IV-3) (Garcia-Del Toro 1987).

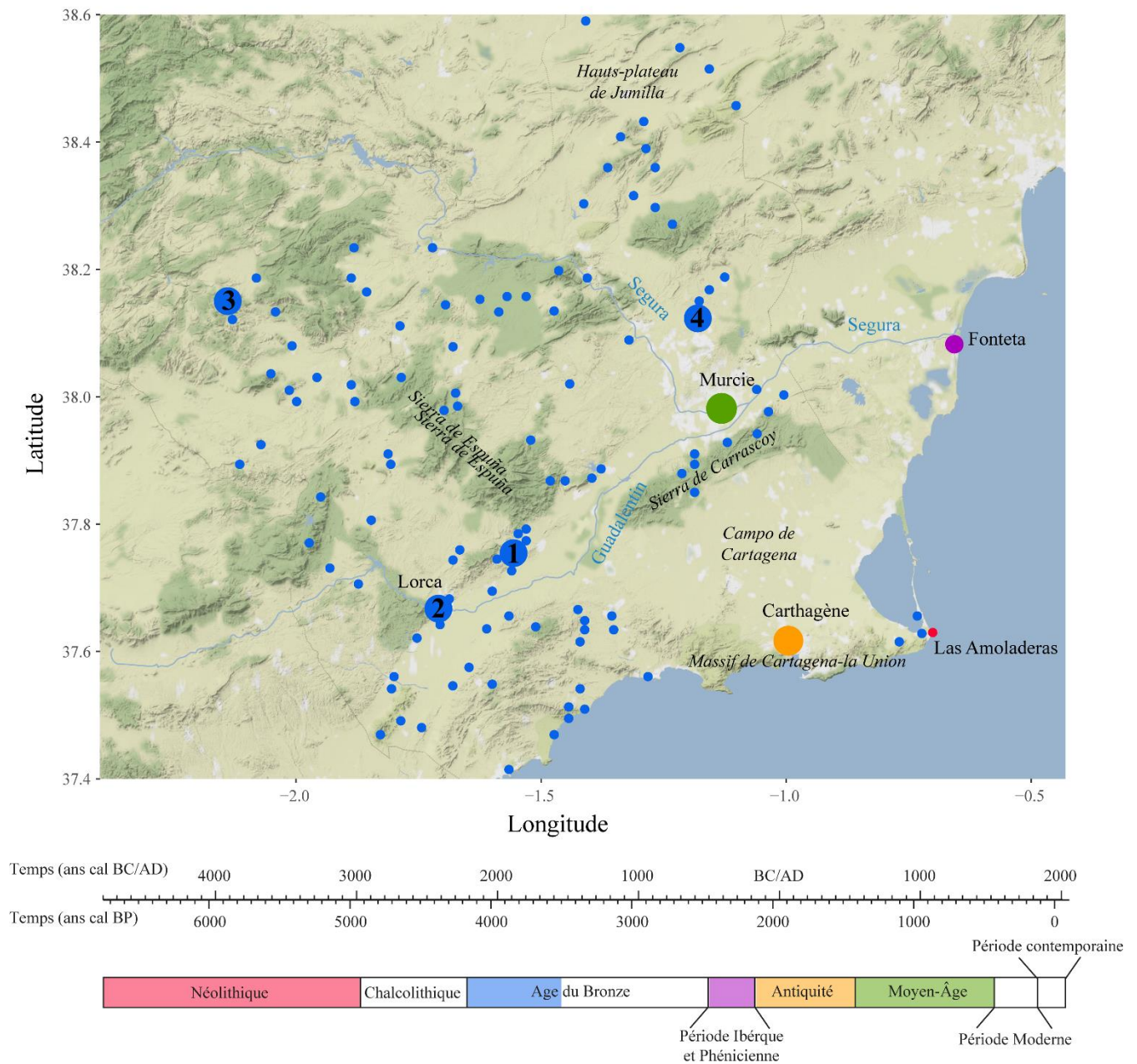


Figure IV-3 : Carte des principaux reliefs de la région de Murcie (italique) et sites archéologiques mentionnés dans le texte. Les points bleus correspondent à l’inventaire des sites de la période Argar (première partie de l’Âge du Bronze). Les ronds les plus larges représentent les sites majeurs dont 1-La Bastida, 2-Lorca, 3-las Viboras de Bajil, 4-Cobatillas (Eiroa 2004).

Pour finir, quatre occurrences de pollen de vigne (*Vitis*) sont enregistrées entre 4000 et 3000 ans BC, après quoi ce taxon ne réapparaît plus de façon régulière avant l’Antiquité. Dans la mesure où aucun élément archéologique ne permet d’attester la culture de la vigne dans le sud-est de l’Espagne avant l’âge du Fer (Precioso-Arevalo et Rivera Nuñez 2005), le pollen de vigne

identifié à Mar Menor au Néolithique final provient très certainement de vignes sauvages (*Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*). Pour autant, les conditions aujourd'hui très arides autour de la lagune ne permettent pas le développement de cette espèce qui se rencontre seulement plus à l'intérieur des terres (Sanchez-Gomez et al. 1998). Or la vigne, à l'instar du type *Cerealia*, est généralement très mal enregistrée dans les séquences polliniques. Dès lors, son identification à Mar Menor suggère qu'elle poussait localement. Il est probable que le climat de cette époque était suffisamment humide près de la côte pour permettre à la vigne sauvage de pousser spontanément, ce qui est tout à fait cohérent avec les données polliniques régionales qui montrent à cette période un maximum de développement des forêts mésophiles dans les massifs (Carrion et al. 2001, 2002, 2003, 2007). Cependant, les populations humaines ont pu également favoriser son implantation à proximité des sites d'occupation. Cette hypothèse est plausible en considérant les pépins de vignes retrouvés en contexte archéologiques dans plusieurs sites néolithiques de Catalogne et du sud-est de l'Espagne, qui atteste une exploitation précoce de la vigne sauvage (Precioso-Arevalo et Rivera Nuñez 2005).

Le Chalcolithique

Dans la région de Murcie, les premières occupations chalcolithiques de la culture de « Los Millares » voient le jour à partir de 3000 cal BC (Garcia-Del Toro 1987). Cependant, la transition Néolithique/Chalcolithique est difficile à étudier à partir des données polliniques de Mar Menor. Les spectres polliniques sont biaisés vers 3450 ans BC (5400 ans cal BP) à cause de la stabilisation du cordon dunaire qui entraîne vraisemblablement une augmentation du pin (*Pinus*) et des chênes décidus (*Quercus* type *robur*). De plus, la résolution temporelle autour de 3000 ans cal BC est faible à cause d'un niveau de tempête ne permettant pas un échantillonnage adéquat. Après 3000 ans cal BC, les données sont de meilleure qualité. Malgré cela, en dehors de la diminution déjà évoquée des chênes décidus en faveur des pins, aucun autre changement significatif de végétation n'est visible (Figure IV-1). Dans la mesure où les incendies pourraient jouer un rôle important dans la dynamique de remplacement des chênes décidus par les pins, il pourrait être intéressant d'examiner la contribution possible des populations humaines chalcolithiques à ce processus. Malheureusement, en l'absence de comptages de microcharbons pour la séquence de Mar Menor, cela n'est pas possible pour l'instant. Deux occurrences de pollen de céréales sont également enregistrées, attestant probablement la poursuite des activités agricoles à proximité de la lagune à cette période.

La quasi-absence de changement de végétation au cours de la période chalcolithique dans la séquence de Mar Menor n'est pas une observation isolée. La séquence pollinique de Baza,

située à environ 200km au sud, dans la sierra de los Filabres (Figure IV-2), a également fait l'objet d'une comparaison détaillée avec un registre archéologique très fourni (Carrion et al. 2007). L'examen de la période chalcolithique montre une végétation remarquablement stable tout au long de cet intervalle de temps malgré une occupation humaine très bien documentée dans le massif en question. Même si d'autres travaux de ce type sont nécessaires pour être affirmatif, il semblerait que les populations chalcolithiques du sud-est de l'Espagne aient eu un impact plutôt modéré sur leur environnement. Il est aussi possible que les environnements de cette époque aient été suffisamment résilients pour absorber les perturbations induites par les activités des sociétés chalcolithiques qui ont pourtant profondément marqué le registre archéologique régional (Carrion et al. 2007).

L'âge du Bronze

Entre 1950 et 1750 ans BC interviennent des changements de végétation de grande ampleur dans la région autour de Mar Menor. En premier lieu, les proportions de pins (*Pinus*), déjà hautes, augmentent de manière spectaculaire, passant de 50 à 70 % en à peine 100 ans. Par la suite, elles chutent de 35 % en tout juste 200 ans, suivie peu de temps après par les proportions de pollen d'arbres (pins exclus) qui diminuent de 15 % (Figure IV-1). Simultanément à cette déforestation, la composition générale de la végétation herbacée se modifie également profondément. Les graminées (*Poaceae*), qui jusque-là oscillaient entre 5 et 10%, deviennent plus rares tandis que l'armoise (*Artemisia*) augmente de 2 à 10 % (Figure IV-1). Tous ces changements qui se produisent en un temps très court, interviennent juste après une transition majeure dans le registre archéologique, vers 2250 ans BC, entre la culture de « Los Millares » du chalcolithique et la culture Argar. La culture Argar caractérise la première partie de l'âge du Bronze dans le sud-est de la péninsule Ibérique et occupe une place très importante dans le registre archéologique de la région de Murcie (Figure IV-3).

La comparaison des données polliniques avec la chronologie précise de la période Argar montre que presque tous les changements de végétation évoqués précédemment correspondent très exactement à l'Argar moyen (Ar 2) entre 1900 et 1650 BC. Cette période correspond à l'apogée politique, culturelle et économique de cette culture (Figure IV-4). C'est la période pendant laquelle s'individualisent de grands sites, notamment d'importants bastions défensifs et quand la diversité des milieux occupés est la plus importante (Eiroa 2004). A l'Argar tardif (1650-1450 BC, Ar 3), les proportions de pins cessent de chuter et celles d'armoises se stabilisent.

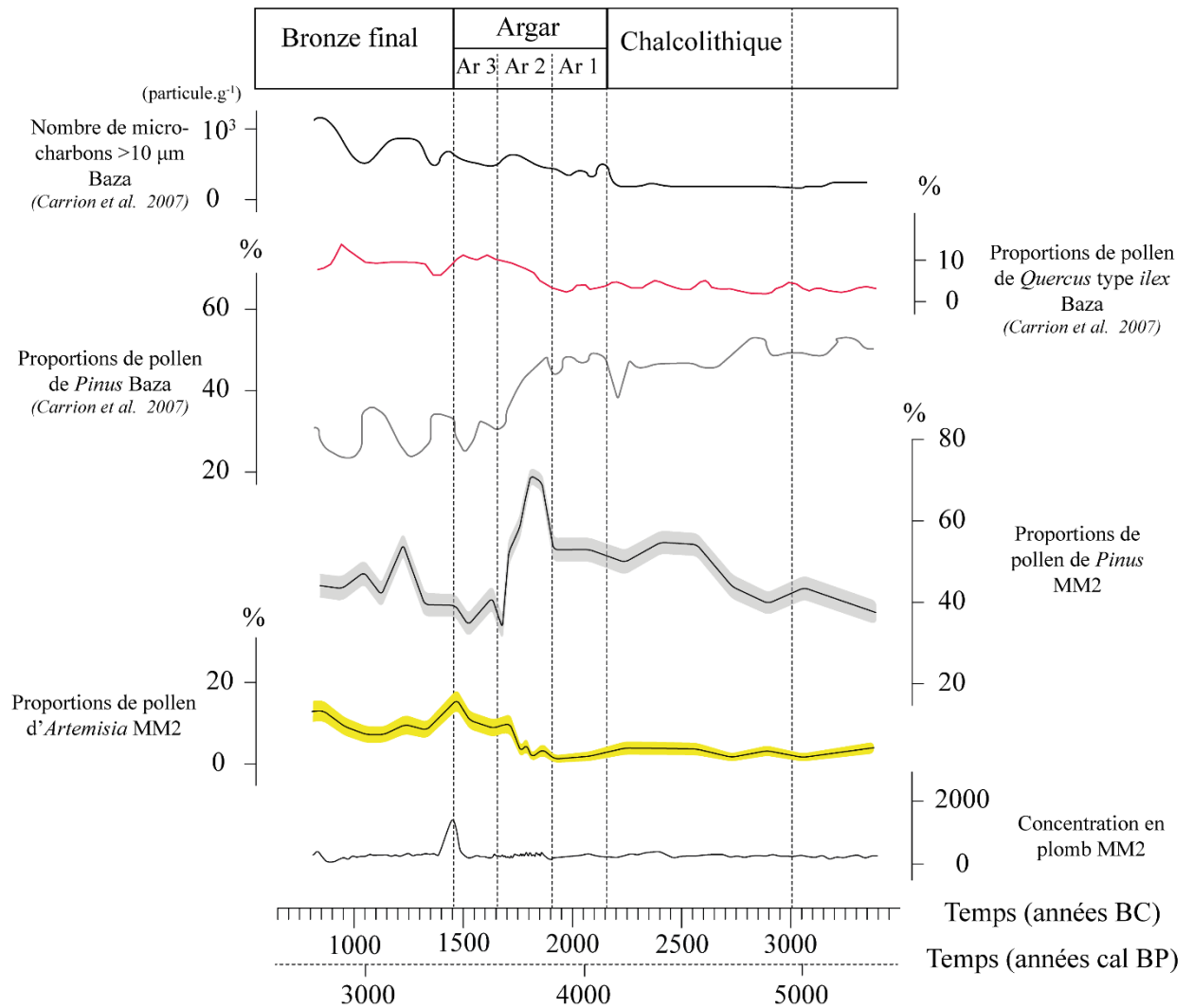


Figure IV-4 : Comparaison des données polliniques de Mar Menor avec la concentration en plomb dans la carotte MM2 (données fournies par L. Dezileau), et avec les données polliniques et de microcharbons de la séquence de Baza (Carrion et al. 2007) pour la période Argar.

Seules les proportions de pollen d'arbres (pins exclus) jusque-là assez stables chutent à leur tour. C'est également au cours de cette période que la concentration en plomb des sédiments lagunaires augmente pour la toute première fois de la séquence (données fournies par L. Dezileau) (Figure IV-4). Cette pollution au plomb soutient fortement les présomptions d'activité minière et métallurgique suggérées par le corpus archéologique pour cette période (Eiroa 2004). Il est particulièrement intéressant de constater que la diminution de la concentration en plomb correspond très exactement avec la fin de la période Argar (Figure IV-4). La séquence pollinique de Baza montre également un impact très marqué des activités humaines sur la végétation à l'époque Argar, avec exactement le même rythme qu'à Mar Menor

(Figure IV-4). La végétation reste stable à l'Argar ancien (2150-1900 BC, Ar 1), malgré une légère augmentation du signal incendie. Une déforestation très rapide et un développement de la végétation sclérophylle intervient à l'Argar moyen (Ar 2), puis enfin la végétation se stabilise dans un état dégradé à l'Argar tardif (Ar 3) (Carrion et al. 2007).

D'après les archéologues, l'Argar tardif correspond à une période de déclin. La surexploitation des milieux et tout particulièrement la dégradation des sols par l'érosion auraient entraîné une crise du modèle économique, social et culturel Argar qui aurait abouti à l'effondrement de cette culture (Lull 1983, Eiroa 2004). Au vu de la vitesse et de l'importance des changements de végétation à l'Argar moyen dans les séquences de Mar Menor et Baza (Figure IV-4), il est hautement probable que les populations Argar aient fortement impacté leur environnement. De plus, un tel scénario est parfaitement compatible avec l'hypothèse formulée précédemment pour expliquer la dynamique des pins. Si à partir du défrichement et de la remise en culture des terrains précédemment délaissés, les agriculteurs Argar n'ont pas modifié leurs pratiques de gestion des sols, alors l'appauvrissement des terres a pu être très rapide et sans compensation possible par un front de colonisation. En ajoutant l'impact des défrichements en lien avec les activités minières et métallurgiques, mais aussi surtout la fabrication de céramiques nécessaires aux nombreux échanges de produits agricoles (Eiroa et al. 2004), alors l'essoufflement rapide d'un tel modèle économique paraît inévitable. Même si tous ces éléments convergent, il convient d'avancer prudemment ces hypothèses. Néanmoins, dans le contexte actuel d'impact très fort de l'agriculture sur l'environnement et de dégradation des sols agricoles, la fin de la culture Argar paraît riche en enseignement et mérite sans aucun doute une étude plus approfondie.

Après la période Argar débute la période du Bronze final (~1450 BC). A Mar Menor s'observe alors une ré-augmentation modérée des proportions de pins et de pollen d'arbre (Figure IV-4). Toutefois, les arbustes sclérophylles sont plus abondants et les proportions d'armoises sont toujours hautes. Ces observations suggèrent une reprise modérée de la végétation. La présence de sites du Bronze final dans la région permet de supposer une certaine continuité de la pression anthropique sur les environnements qui expliquerait la persistance d'environnements dégradés. Cependant, dans la mesure où l'armoise et les arbustes sclérophylles sont des taxons d'affinités plutôt xérophytes, il est également possible qu'ils aient été favorisés par l'aridification du climat en Méditerranée au cours de la deuxième moitié de l'holocène. Si la concomitance étroite entre la dégradation des environnements dans la région et le développement de la culture Argar plaide fortement en faveur d'un déclencheur humain à l'origine de ce changement radical, il n'est pas

exclu qu'une modification du climat puisse être déterminante dans le maintien de cette nouvelle végétation dégradée probablement plus adaptée aux perturbations fréquentes, quelle que soit leur origine.

L'Âge du fer et l'Antiquité

L'exploitation des ressources minières du massif de Cartagena-La Union par les colons Phéniciens de Fonteta, au début de l'Âge du Fer (Mederos-Martin and Ruiz-Cabrero 2009, Renzi 2013), est bien visible dans la séquence de Mar Menor à travers le pic important de concentration en plomb dans les sédiments lagunaires autour de 550 BC (Figure IV-5). Malheureusement, la végétation de cette période clé est difficile à étudier dans la mesure où à peu près au même moment intervient la fermeture de la lagune qui vient biaiser l'enregistrement pollinique.

En revanche, la conquête de la région par les Romains à la fin du 3^{ème} siècle BC, la mise en exploitation des mines d'argents et l'essor de l'agriculture qui va en découler sont parfaitement visibles dans la séquence de Mar Menor. Dès le milieu du 4^{ème} siècle BC, à la fin de la période ibérique, l'olivier qui avait quasiment disparu à l'état sauvage fait son retour dans l'enregistrement pollinique (Figure IV-5). Après les conquêtes carthaginoises puis romaines, il continue d'augmenter de façon régulière jusqu'à atteindre des valeurs proches de 10% au 3^{ème} siècle AD. Dans ce contexte, et au regard des éléments historiques, il est raisonnable de supposer que cette augmentation de l'olivier correspond au développement de l'oléiculture par ailleurs très bien documenté par les historiens et les archéologues (Orejas et Ramallo 2004, Noguera Celdran et Antolinos Marin 2009, 2010). Dans le même temps, la vigne et les céréales sont elles aussi enregistrées à nouveau et sont très bien représentées pendant toute cette période eu égard à leur rareté habituelle (Figure IV-5). Cet enregistrement pollinique de la trilogie méditerranéenne *Olea-Vitis-Cerealia* est remarquable pour un site aussi grand que la lagune de Mar Menor. L'exploitation minière, quant à elle, se traduit par une augmentation très importante des concentrations en plomb dans les sédiments lagunaires entre la conquête romaine et le 3^{ème} siècle AD (Figure IV-5). Du point de vue archéologique, l'exploitation des gisements de galène argentifère de Carthagène par les Romains est d'une telle ampleur qu'elle a masqué jusqu'à une période relativement récente toute trace d'une exploitation antérieure. A l'époque républicaine puis au début de la période impériale, Carthago Noua représente le premier producteur d'argent et de plomb du monde romain. L'historien Polybe évoque au milieu du 2^{ème} siècle BC plus de 40 000 travailleurs mobilisés pour l'extraction du minerai (Baron et al. 2017).

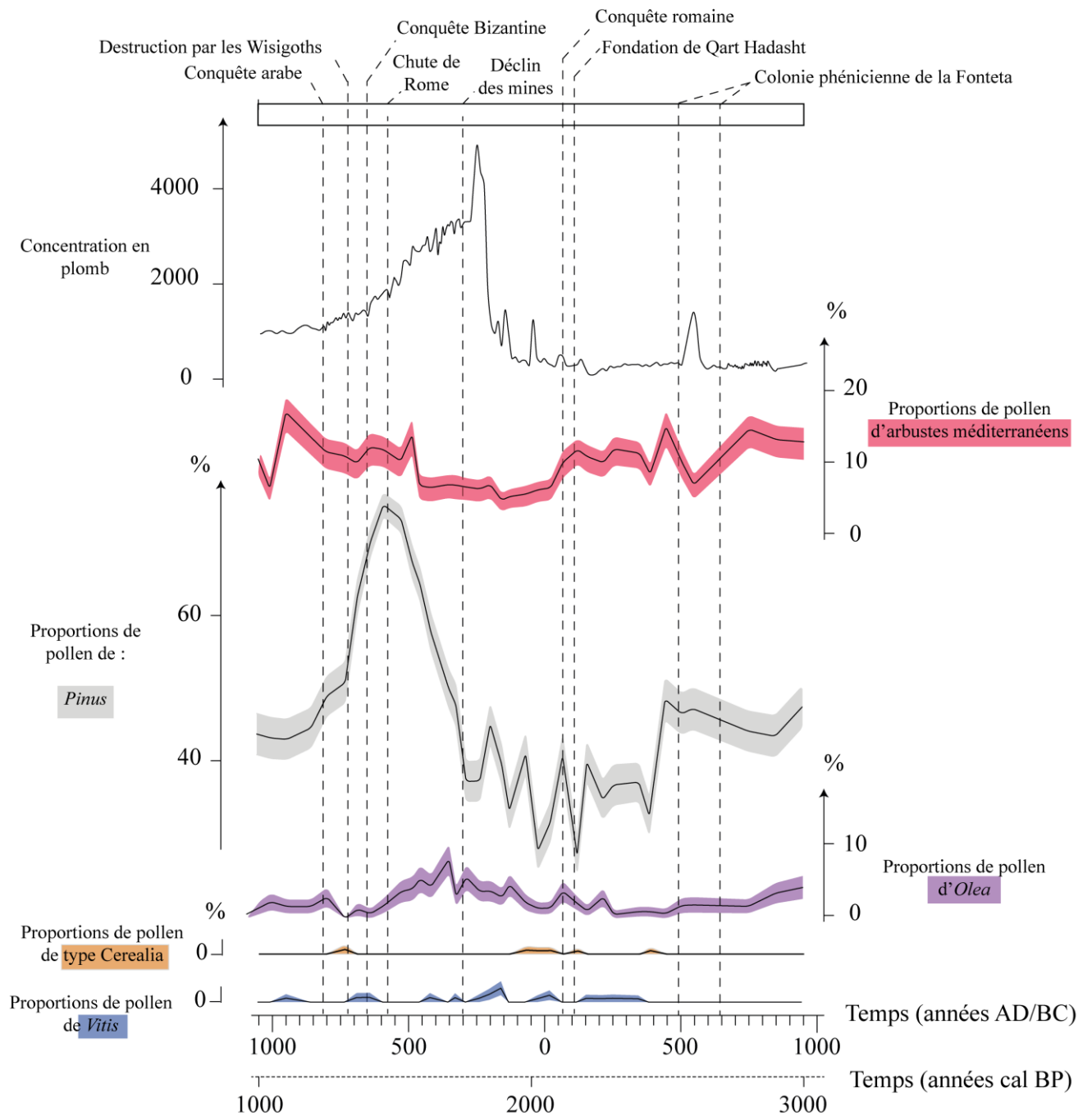
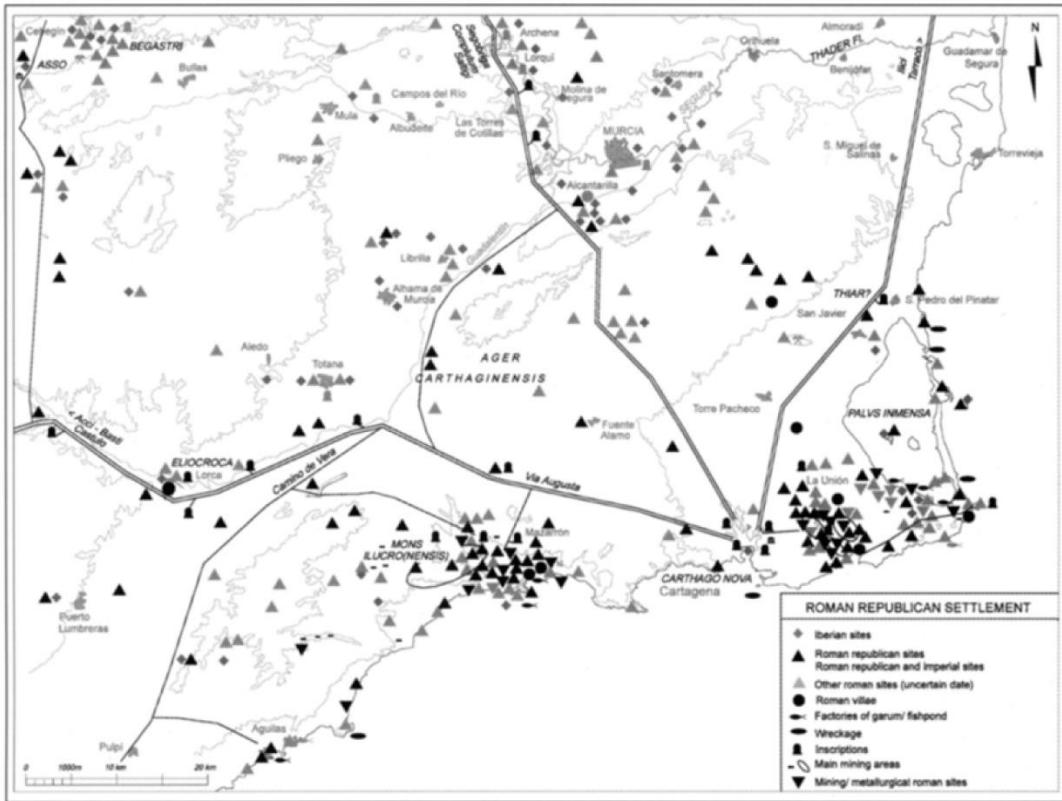


Figure IV-5 : Comparaison des données polliniques de Mar Menor avec la concentration en plomb dans les sédiments de la lagune et avec les principaux événements historiques qui affectent la région pour les périodes protohistoriques, antiques et pour le début du Moyen-Âge.

Par ailleurs les données polliniques permettent d'aller plus loin et d'analyser l'impact sur le paysage végétal de ce développement économique sans précédent. Les proportions de pollen d'arbustes méditerranéens, en particulier les pistachiers (*Pistacia*), diminuent fortement à partir de la période romaine montrant clairement et pour la première fois depuis le début de la séquence une régression très nette des formations arbustives. En revanche les principaux taxons arborés, en particulier le pin (*Pinus*), les chênes décidus (*Quercus* type *robur*) et les chênes méditerranéens (*Quercus* type *ilex*), semblent peu affectés. Ils affichent des proportions équivalentes à celles observées à la fin du Néolithique (Figure IV-5). Ces éléments suggèrent que le développement très important de l'agriculture et des activités minières autour de Carthago Noua s'est fait au détriment des formations arbustives de l'étage thermo-méditerranéen plutôt qu'à celui des forêts méso-méditerranéennes. L'examen des cartes de répartition des sites romains de l'époque républicaine et impériale semble confirmer ce constat. Les sites répertoriés se distribuent essentiellement dans les plaines, le campo de Cartagena, les vallées de la Segura et du Guadalentín ainsi que dans les reliefs côtiers de Cartagena-la Unión et Mazarrón d'altitude inférieure à 500 m où se trouvent les gisements miniers (Figure IV-6).

A partir du 3^{ème} siècle AD, la concentration en plomb dans les sédiments de la lagune diminue jusqu'à revenir à des valeurs très basses. Cette baisse de la pollution au plomb s'accompagne d'une disparition progressive de l'olivier et d'une augmentation sans précédent des proportions de pollen de pins qui passent de 40 à environ 80 %, signe d'une importante déprise industrielle et agricole (Figure IV-5). Ce changement radical est parfaitement en accord avec les archives historiques et archéologiques qui documentent le déclin des activités minières à partir du 3^{ème} siècle AD. Le déclin de la ville de Carthago Noua qui en résulte touche également le monde rural qui connaît alors une déprise durable comme le suggère les données polliniques. Une grande partie des établissements agricoles du début de l'empire périclitent et disparaissent (Orejas et Ramallo 2004). Ces abandons touchent tout particulièrement les établissements les plus proches de la ville et concernent donc les environs immédiats de la lagune. Plus à l'intérieur des terres dans la vallée du Guadalentín ou sur les hauts plateaux de Jumilla, l'économie rurale résiste mieux et certains sites vont encore connaître une longue période de prospérité. Pourtant, même dans ces régions relativement épargnées, les activités agricoles connaissent d'importantes mutations avec entre autres un déclin de l'oléiculture qui n'est probablement plus rentable dans le nouveau contexte économique (Noguera-Celdran et Antolinos-Marin 2009, 2010).

a.



b.

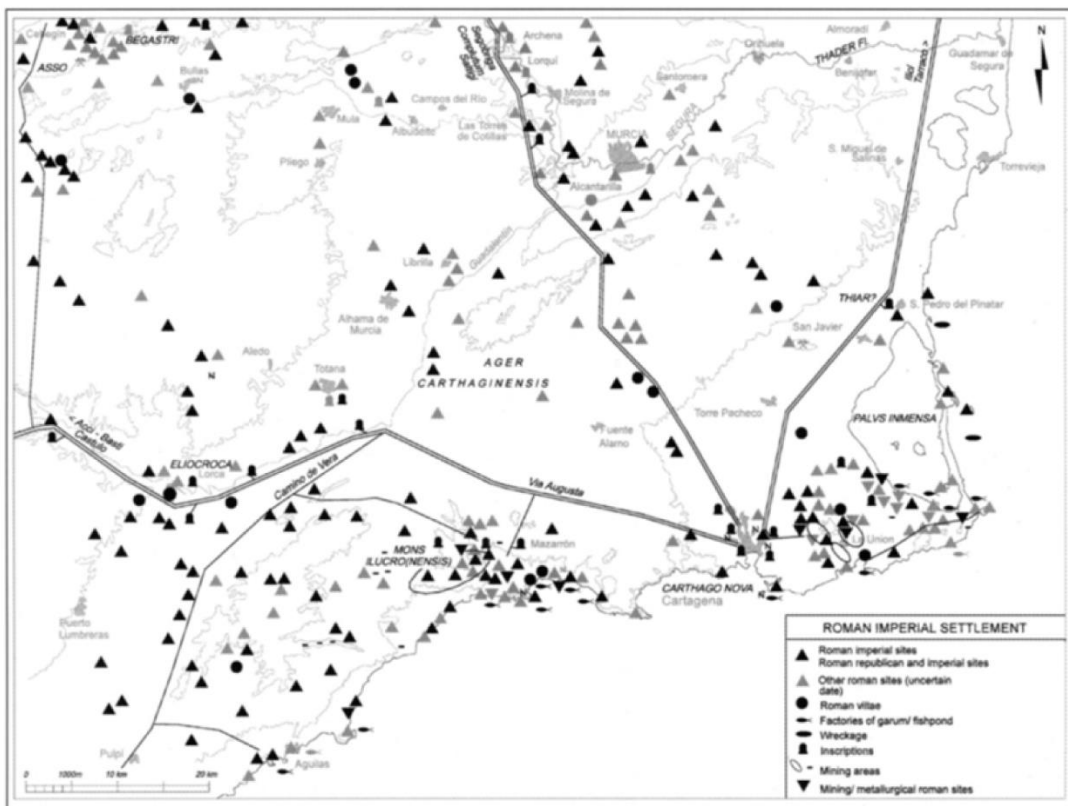


Figure IV-6 : Distribution des sites archéologiques romains à l'époque républicaine (a) et impériale (b) dans la région de Mar Menor (Orejas et Sanchez-Palencia, 2002).

L'augmentation des proportions de pollen de pins qui accompagne cette déprise est tout à fait hors norme. Elle traduit très probablement une recolonisation rapide de l'ensemble des terrains abandonnés suite à cette crise par le pin d'Alep (*Pinus halepensis*). Cette espèce très bien adaptée à la sécheresse estivale méditerranéenne est héliophile, se disperse très efficacement et possède un rythme de croissance élevé (Rameau 2008). Le pin d'Alep constitue l'un des principaux arbres pionniers dans la région de Murcie où il forme d'important peuplements dans les formations arbustives dégradées, et ce depuis le niveau de la mer jusqu'à une altitude de 1500m (Sanchez-Gomez 1998). Les activités agricoles et minières du début de la période romaine ont principalement affectées les formations arbustives de basse altitude. De plus, la déprise a été particulièrement importante dans les massifs côtiers et le campo de Cartagena, autrement dit au plus près de la lagune. Par conséquent, les formations arbustives dégradées, favorables au développement de pinèdes, ont dû être très abondantes dans les environs de Mar Menor à partir du 3^{ème} siècle AD, ce qui expliquerait cette recolonisation spectaculaire. Les pins étant de plus de très importants producteurs de pollen, il est cohérent que ce changement de végétation apparaisse aussi clairement dans le registre pollinique.

La courbe du pin ne s'infléchit qu'au milieu du 5^{ème} siècle AD, traduisant le début de la régression des pinèdes. Ce recul des pins coïncide avec un renouveau de la ville de Carthagène et une période de reprise économique. Il est donc possible que ce renouveau de l'économie rurale ait entraîné une reprise des défrichements. Cependant, c'est également à cette période que les formations arbustives méditerranéennes, qui étaient au plus bas depuis la conquête romaine, ré-augmentent pour revenir à leur niveau antérieur (Figure IV-5). Cette concomitance entre la régression du pin et le redéveloppement des formations arbustives suggère plutôt un processus de succession écologique qu'une nouvelle déforestation. La fermeture du paysage due au redéveloppement des formations arbustives entraîne probablement une disparition des environnements propices à l'installation du pin d'Alep plutôt héliophile (Rameau 2008), expliquant ainsi son déclin. D'autant plus qu'après le 5^{ème} siècle AD, l'économie rurale dans la région de Carthagène entre de nouveau en récession tandis que le déclin accéléré des pinèdes se poursuit jusqu'au 7^{ème} siècle AD, même après la destruction de la ville par les Wisigoths (Figure IV-5). Ces éléments accréditent plutôt l'hypothèse d'une régression naturelle des pins dans le cadre d'une succession écologique. Ces observations apportent donc des informations importantes sur la résilience des écosystèmes arbustifs méditerranéens. Elles donnent en particulier une idée du temps nécessaire à leur régénération. Dans ce cas précis, les données polliniques montrent qu'il s'écoule environ une centaine d'années avant que la végétation

arbustive ne revienne à son niveau de départ, puis encore environ 200 ans avant que les pins pionniers disparaissent des environnements qu'ils ont colonisés faute de pouvoir se régénérer (Figure IV-5). Cela est compatible avec l'espérance de vie de *Pinus halepensis* qui est justement de 200 ans environ (Rameau et al. 2008).

La période musulmane

L'enregistrement pollinique de Mar Menor pour la période musulmane semble se diviser en deux grandes parties. Entre le 8^{ème} et le 10^{ème} siècle AD, la végétation reste relativement stable autour d'une composition proche de celle de la période pré-romaine avec des proportions de pins mais aussi de pollens d'arbres (pin exclus) un peu plus hautes (Figure IV-7). Cela est compatible avec un impact modéré des activités humaines sur la végétation, à l'image du développement de la région, relativement modeste d'après les sources historiques. En effet, malgré la fondation de la ville de Murcie par les Omeyyades, en 825 AD, la région reste peu urbanisée et peuplée essentiellement par des « indigènes », descendants des populations pré-musulmanes (Jiménez-Castillo 2013). En revanche, au 11^{ème} et 12^{ème} siècle AD, les proportions de pins et de pollen d'arbres (pin exclus) chutent rapidement tandis que les proportions d'armoises augmentent (Figure IV-7). Ce changement de végétation traduit probablement une déforestation, touchant essentiellement les formations arbustives et les pinèdes, ainsi qu'une dégradation des milieux ouverts peut être sous l'effet d'une pression du pastoralisme accrue comme le suggérerait l'augmentation de l'armoise au détriment des Poacées (Genin et al. 2006, Gamoun 2014). Or, il correspond très exactement à la période de prospérité économique et d'accroissement démographique de la ville de Murcie et ses environs. En effet, à cette époque, Al-Andalus (l'Espagne musulmane) va connaître une alternance de périodes centralisatrices sous la domination des Almoravides (1091-1144 AD) puis des Almohades (1172-1224 AD), entrecoupées de périodes d'éclatements en de nombreux petits royaumes indépendants, les taïfas. Dans ce laps de temps, Murcie et ses environs ne vont cesser de se développer, surtout pendant les périodes d'indépendances que la ville va connaître (Jiménez-Castillo 2013). C'est entre 1144 et 1172 AD que Murcie atteint l'apogée de sa puissance militaire et économique sous le règne de Ibn Mardanišh, le « roi loup ». Son rayonnement économique est tel que la monnaie frappée par le petit royaume, le Morabetino lupino, devient la devise internationale de référence de l'époque (Jiménez-Castillo 2013). La modification du paysage végétal enregistrée par la palynologie au cours de cette seconde partie de la période musulmane est très probablement à mettre en lien avec le développement important des activités agricoles. Au 11^{ème} et 12^{ème} siècle ap. J.C., un vaste réseau d'irrigation très complexe se développe autour de la

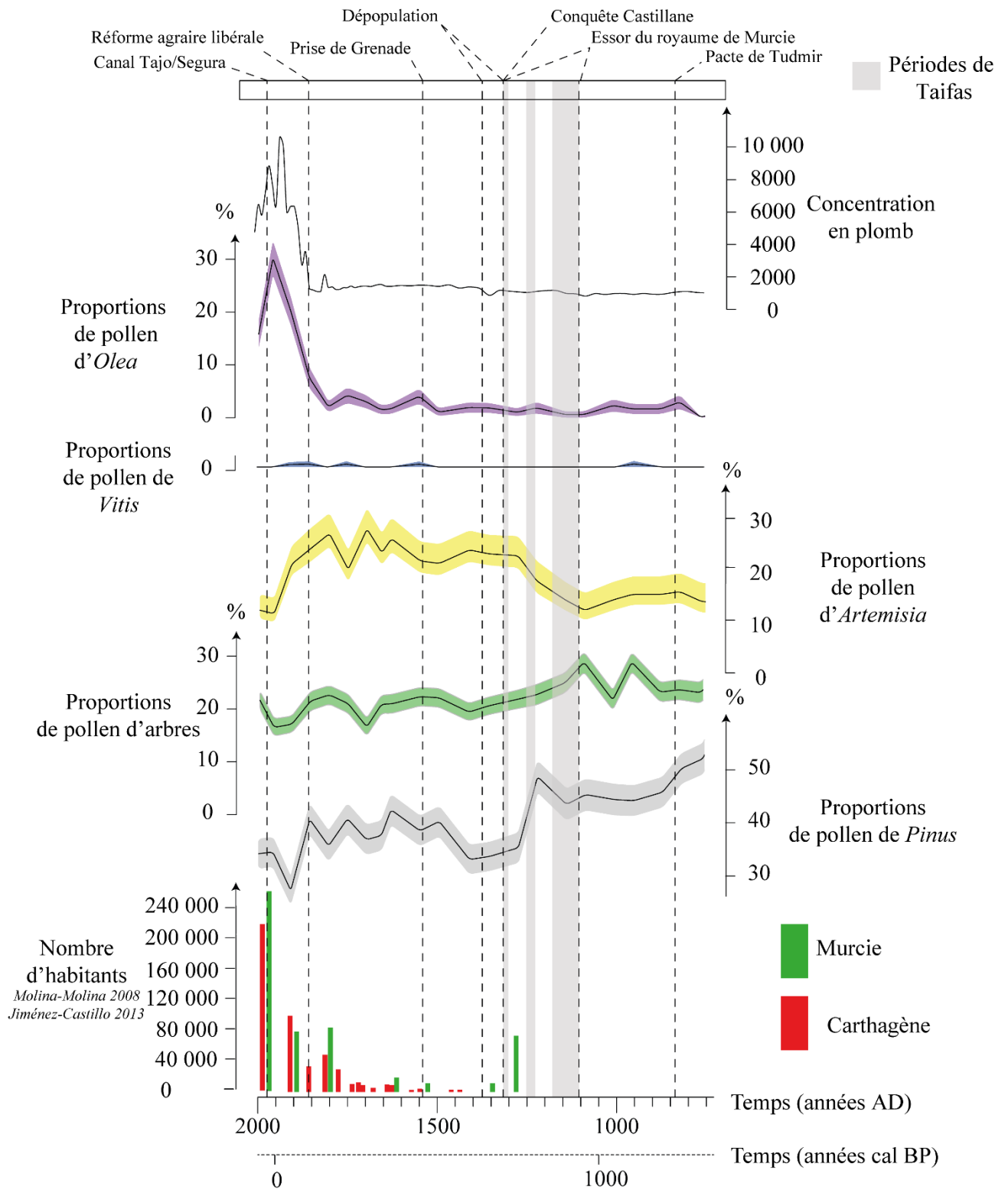


Figure IV-7 : Comparaison des données polliniques de la séquence de Mar Menor avec la concentration en plomb des sédiments de la lagune et avec les données démographiques pour les villes de Murcie et Carthagène depuis le Moyen-Âge jusqu'à la période contemporaine.

ville de Murcie dans la vallée du fleuve Ségura, identifié sous l'appellation « Huerta de Murcia ». Il permet de développer une agriculture diversifiée et intensive dans un espace relativement vaste (Jiménez-Castillo 2013). Plus au sud, dans le campo de Cartagena, une agriculture plus extensive se développe en l'absence de systèmes d'irrigation. Des réservoirs d'eau, des puits mais aussi des installations permettant de profiter des apports irréguliers des oueds témoignent d'une volonté de compenser en partie l'aridité de cette plaine. Cependant, l'essentiel de cette zone faisait plus probablement l'objet de cultures non-irriguées et de d'élevage (Jiménez-Castillo 2013).

De la fin du Moyen-Âge à la période moderne

Le milieu du 13^{ème} siècle marque la fin de la domination musulmane dans cette région. En 1243, la ville Murcie passe sous protectorat Castillan. Pourtant, pendant une vingtaine d'années, la situation reste stable. Néanmoins, la révolte durement réprimée des populations musulmanes en 1264 puis les guerres intestines au sein du camp chrétien vont finir par entraîner une crise durable dans cette région (Jiménez-Castillo 2013). Des épisodes d'exodes massifs vont se succéder et vider peu à peu la zone de ses habitants. Au cours de la deuxième moitié du 13^{ème} siècle, la population de la ville de Murcie va passer de 70 000 à 10 000 habitants (Manzano-Martinez 2002). Cette dépopulation générale va particulièrement affecter la côte, régulièrement menacée par les raids des corsaires barbaresques (Molina-Molina 2008). Pour finir, la résistance du royaume de Grenade face aux chrétiens jusqu'en 1492 AD va faire de la région de Murcie une zone frontière. Cet état de fait va entraîner une militarisation du territoire, accentuer le dépeuplement déjà évoqué et surtout le fixer durablement dans le temps. Pour autant, l'enregistrement pollinique ne montre aucune déprise mais au contraire des proportions de pollen de pins et de pollen d'arbres (pin exclus) qui restent basses, ainsi que des proportions d'armoises toujours élevées (Figure IV-7). Cela est cohérent avec les données historiques qui montrent que ces territoires délaissés ne vont pas être livrés totalement à eux-mêmes. A l'inverse des activités agricoles très diversifiées de l'époque musulmane, une économie régionale hyperspécialisée se développe tournée presque exclusivement vers l'élevage extensif. Les espaces délaissés se convertissent en vastes zones de pâturages (Molina-Molina et Jiménez Alcazar 1996). Dans le Campo de Cartagena par exemple, les citernes d'eaux construites à l'époque musulmane pour des cultures sont réutilisées à partir de la fin du 13^{ème} siècle AD comme point d'eau pour le bétail (Jiménez-Castillo 2013). Ainsi, à l'instar de ce qui a pu être observé dans la séquence pollinique de la Sebkhâ Boujmel en Tunisie (Jaouadi et al. 2016), les proportions les plus élevées d'armoises (>20%) au cours de cette période d'apogée du

pastoralisme dans la région de Murcie (Figure IV-7) conforte l'hypothèse selon laquelle le développement de ce taxon dans la séquence de Mar Menor est fortement influencé par le surpâturage des troupeaux domestiques.

A partir de la toute fin du 15^{ème} siècle AD, malgré la chute du royaume de Grenade et la fin de l'effet « zone frontière », la situation reste relativement figée. Les grands propriétaires de troupeaux qui prospèrent depuis 200 ans forment une oligarchie extrêmement puissante. Ils vont peser de tout leur poids sur les conseils chargés de la redistribution des terres après la fin de la Reconquista afin de protéger leurs intérêts (Molina-Molina et Jiménez Alcazar 1996). En accord avec ces données historiques, les données polliniques montrent une végétation peu différente toujours caractérisée par l'abondance d'armoise dans les spectres (Figure IV-1 et Figure IV-7). Pour autant quelques changements mineurs sont observables dans la séquence. La chute du royaume de Grenade coïncide avec une hausse timide de l'olivier et surtout un retour de la vigne absente du registre depuis le début de la période musulmane (Figure IV-7).

La période contemporaine

Au 18^{ème} siècle AD, malgré une période d'essor de l'agriculture bien documentée dans la région de Murcie, les spectres polliniques ne montrent pas de changements notables. De fait, cet essor est limité et de courte durée. En effet, le développement agricole fait rapidement face à une crise structurelle à la fin du 18^{ème} siècle et au début du 19^{ème} siècle AD. Les nouvelles terres à mettre en culture s'épuisent rapidement et les terres déjà cultivées sont concentrées, pour la plupart, aux mains de quelques grands propriétaires. Sous l'effet d'une conjoncture économique défavorable au commerce extérieur, bon nombre de ces immenses propriétés sont mal valorisées, mal entretenues et même partiellement inexploitées faute d'argent pour investir ou même payer de la main d'œuvre. Le développement agricole espagnol d'une manière générale se trouve alors dans une impasse dans la mesure où le régime de propriété traditionnel encore en vigueur interdit de vendre bon nombre de ces terrains sous-exploités qui sont considérés comme inaliénables (Pérez-Picazo et Lemeunier 1990). Cette situation inextricable se débloque soudainement entre 1836 et 1842 AD suite à la réforme agraire libérale qui modifie les règles du régime de propriété en Espagne. Elle permet notamment aux grands propriétaires très riches sur le plan foncier mais manquant de liquidités pour mettre en valeur leur patrimoine, de revendre leurs terres à des personnes possédant les capitaux pour les faire fructifier. L'élevage extensif qui avait connu de si belles heures laisse place à des élevages porcins et caprins à l'emprise territoriale beaucoup plus limitée tandis qu'une agriculture non irriguée faisant la part belle aux céréales, à la vigne, aux oliviers, aux amandiers, aux figuiers et aux caroubiers envahit

le territoire (Pérez-Picazo et Lemeunier 1990). Cette réforme libérale et ces effets sont très bien enregistrés dans la séquence pollinique de Mar Menor par un accroissement spectaculaire des proportions d'olivier, qui passent de 5 à 30 % environ et par des proportions d'armoises divisées par deux (Figure IV-7). Cette chute de l'armoise signale probablement la raréfaction des pelouses dégradées par le pâturage.

Le 19^{ème} siècle AD est aussi la période de reprise des activités minières autour de Carthagène qui voit alors sa population exploser (Vilar et Egea-Bruno 1985) (Figure IV-7). En 1907 AD, 1151 concessions minières sont exploitées dans le massif de Cartagena-La Union (Baron et al 2017). Cette nouvelle activité minière est parfaitement enregistrée par l'évolution de la concentration en plomb dans les sédiments de la lagune. Elle est probablement l'une des principales causes de la déforestation mise en évidence par la chute des proportions de pollen de pins et des proportions de pollen d'arbres (pins exclus) au 19^{ème} siècle AD (Figure IV-7). En effet, le développement agricole à cette période résulte essentiellement d'une transformation des activités sur des terres déjà exploitées et a probablement eu peu d'incidence sur ce défrichement (Pérez-Picazo et Lemeunier 1990).

Pour finir, les proportions d'olivier sont divisées par deux entre le deuxième échantillon de la séquence de Mar Menor daté aux environs de 1940 AD et le premier correspondant au sommet de la carotte (2011 AD) (Figure IV-7). Cette chute finale de l'olivier correspond probablement à une métamorphose radicale des pratiques agricoles dans la région, qui débute à partir des années 50 puis s'accélère grandement à partir des années 80. La construction du canal entre les fleuves Tajo et Segura qui s'achève en 1979 AD, permet de développer une agriculture intensive et très souvent sous serre dans l'ensemble du campo de Cartagena. Les cultures d'oliviers mais aussi d'amandier et de céréales régressent alors fortement en faveur des arbres fruitiers et des cultures maraichères (Pérez-Picazo et Lemeunier 1990). A l'instar du développement agricole du 19^{ème} siècle AD, cette dernière révolution des pratiques culturales est à mettre en lien avec une mutation politique et économique correspondant à la fin du franquisme et l'intégration à l'Union Européenne, avec la politique agricole commune. Ces changements de végétation très récents, mettent en exergue l'influence que peuvent avoir les choix politiques et économiques sur les agrosystèmes et d'une manière plus générale sur les paysages.

4. Comparaison de l'histoire de la végétation à Palavas et Mar Menor

a. Comparaison générale

Les différences entre les séquences de Palavas et Mar Menor sont extrêmement marquées. A Palavas, la végétation actuelle dominée par le chêne vert et les pins ne se développe réellement qu'au 20^{ème} siècle AD (Figure IV-8). Une végétation plutôt caractérisée par des taxons mésophiles (chênes décidus et hêtre), domine largement la région jusqu'au début de la période historique, tandis que les chênes verts ne gagnent du terrain que très progressivement (Figure IV-8). Au contraire à Mar Menor, la végétation enregistrée il y a 6000 ans au Néolithique, il y a 3000 ans à l'âge du Bronze et il y a 1000 ans au début de la période Arabe ne sont pas très différentes les unes des autres (Figure IV-8). Seule l'augmentation des proportions d'armoise par paliers successifs, probablement en lien avec le pastoralisme, traduit réellement un changement à long terme dans cette séquence. Pour le reste, la végétation semble osciller autour d'un état de base au gré des déforestations, des afforestations et des dégradations. Bien entendu, l'absence de pollen des plantes caractéristiques de milieux plus arides de l'étage thermo-méditerranéen inférieur dans l'enregistrement pollinique pousse à nuancer ce constat. En l'état, il n'est pas possible de savoir quand ces environnements se développent dans les environs de la lagune de Mar Menor et leur dynamique reste inconnue à ce stade. Néanmoins, malgré ce biais, il est indéniable que la végétation des étages thermo-méditerranéens supérieurs et méso-méditerranéens n'a pas changé de manière radicale depuis le milieu de l'holocène, comme cela peut être observé pour la végétation régionale de l'arrière-pays de Palavas (Figure IV-8). Cette différence majeure est cohérente avec une affirmation beaucoup plus précoce du caractère méditerranéen de la végétation des zones côtières dans le sud de la Péninsule ibérique par rapport à celles du Languedoc (Jalut et al. 2000). Toutefois, par rapport à ces travaux, la comparaison détaillée des données polliniques avec les enregistrements climatiques et le registre archéologique permet d'affiner considérablement la compréhension des causes de ces changements de végétation. Si à Palavas le climat est très probablement un élément clé pour expliquer la régression tardive des taxons les plus mésophiles et tout particulièrement le hêtre, ce déclin se fait plutôt en faveur des chênes décidus, probablement *Quercus pubescens*, le plus méditerranéen d'entre eux. Le développement de la végétation sclérophylle est quant à lui très certainement lié aux perturbations d'origine anthropique. A Mar Menor, la plupart des changements de végétation observés sont très probablement liés aux activités humaines. Les indices de changement de végétation en lien avec le climat sont plus équivoques, à l'instar des proportions d'armoises dont les augmentations pourraient correspondre à des paliers successifs

d'aridification mais qui coïncident systématiquement avec des périodes d'anthropisation importantes. Au vu de ces données, il est plus probable que l'aridification du climat ait pu favoriser la persistance de l'armoïse, qui ne régresse qu'à la toute fin de la séquence, plutôt que son développement. L'ambiguïté des potentiels marqueurs climatiques dans la séquence pollinique de Mar Menor laisse en suspens l'étude de l'histoire du climat de cette région qui devra être rediscutée dans des travaux ultérieurs.

b. Impact des activités humaines sur la végétation méditerranéenne : exemple de la période romaine à Palavas et Mar Menor

La qualité de l'enregistrement de l'impact des activités humaines sur la végétation dans les deux séquences permet une comparaison intéressante de ces résultats entre eux. La période romaine se prête particulièrement bien à cet exercice dans la mesure où une grande partie de la Méditerranée appartient à une même entité politique, la République puis l'Empire Romain rendant les différentes séquences plus facilement comparables.

A Palavas, la période romaine est marquée par une importante reforestation de l'arrière-pays en lien avec une concentration des activités (en particulier agricoles) dans les plaines côtières (Azulara et al. 2015). Toutefois, ces activités agricoles laissent assez peu de traces dans l'enregistrement des taxons cultivés. La courbe de l'olivier devient certes continue à partir de cette période mais elle reste très basse, l'oléiculture ne prenant son essor qu'à partir du Bas Moyen-Âge. La viticulture et la céréaliculture sont quant à elles presque invisibles, alors qu'elles sont toutes deux attestées dans le registre archéologique (Figure IV-8). Au contraire, à Mar Menor la période romaine est caractérisée par un recul important des formations arbustives ainsi qu'un développement important de l'oléiculture et de la viticulture bien visible dans le registre pollinique (Figure IV-8). De plus, la dégradation des écosystèmes en lien avec les activités agricoles mais aussi minières est telle que leur déclin entraîne une véritable explosion des formations pionnières (Figure IV-8).

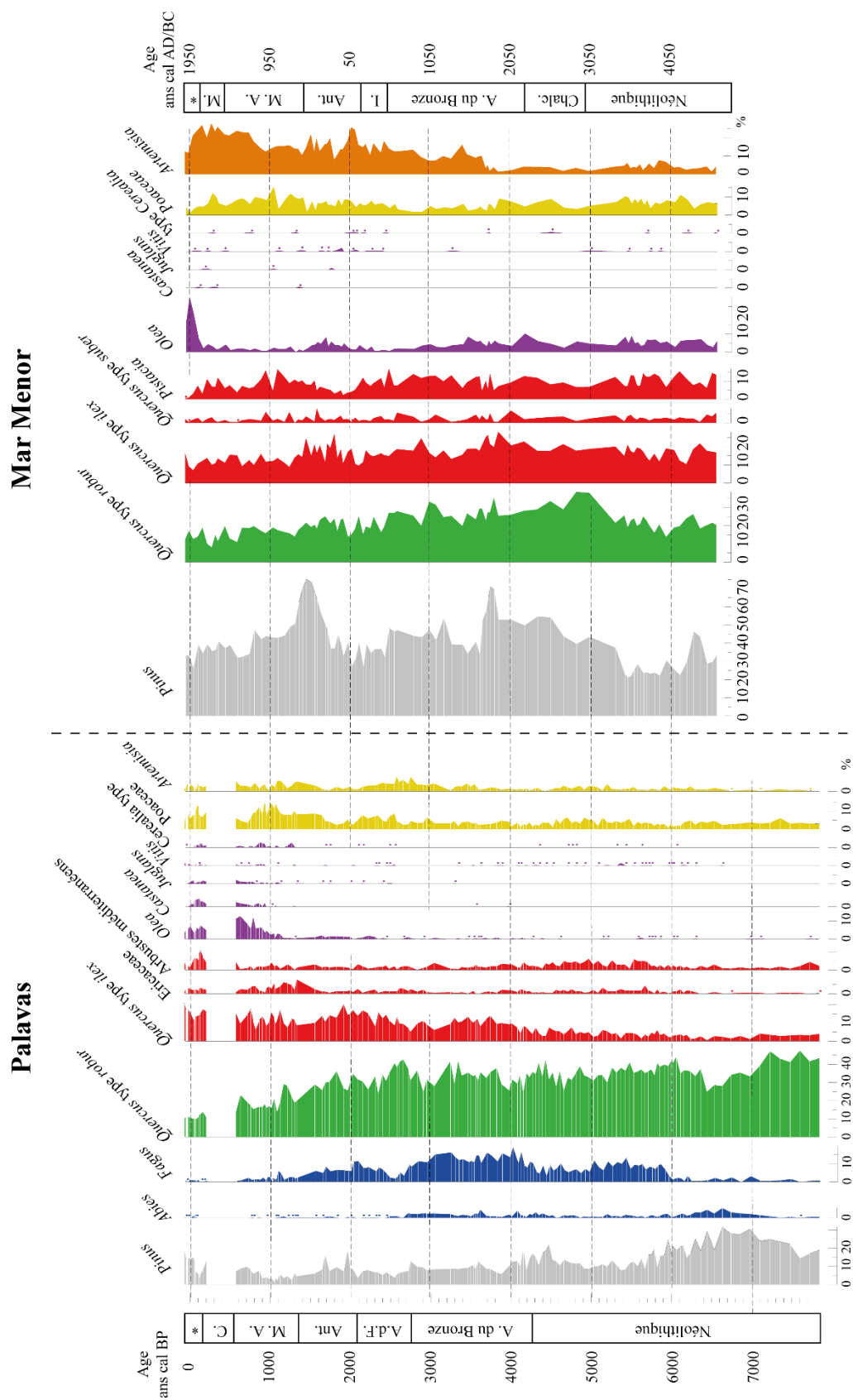


Figure IV-8 : Comparaison des principaux taxons des séquences de Palavas et Mar Menor. A.d.F./Âge du Fer, I./Période Ibérique, Ant./Antiquité, M.A./Moyen Âge, M./Période Moderne, */Période Contemporaine

Cet antagonisme entre les deux séquences résulte probablement en partie de la configuration des deux sites. En effet à Mar Menor, les zones d'altitudes plus basses et plus proches de la côte sont comme à Palavas les territoires subissant le plus les perturbations anthropiques. Cependant dans la mesure où les plaines côtières sont beaucoup plus vastes à Mar Menor, il paraît logique que l'anthropisation soit plus facilement visible à travers cet enregistrement pollinique. D'un autre côté, cet antagonisme traduit sûrement une hiérarchisation très nette de l'espace au sein du monde romain. La ville de Lattara au bord des étangs palavasiens est d'une importance moindre par rapport à Nîmes dont elle dépend directement, mais aussi par rapport à Narbonne et Agde qui la concurrencent directement en tant que port (Py et Garcia 1993). D'un autre côté dans le sud-est de l'Espagne, Carthago Noua qui surplombe la lagune de Mar Menor est l'épicentre de l'économie régionale. C'est une cité majeure qui exporte les produits de ces activités minières dans tout l'ouest du bassin méditerranéen (Trincherini et al. 2010). L'agriculture vivrière mais aussi d'exportation s'y développe en synergie avec ces activités minière (Orejas et Ramallo 2004). Le résultat de ce rayonnement est un impact environnemental probablement bien plus important à Mar Menor qu'à Palavas.

La fin de la période romaine et la transition avec le Moyen-Age est également très différente dans les deux régions. A Palavas, elle se traduit par une intensification spectaculaire de l'impact des activités humaines en lien avec l'ouverture d'un nouveau front de colonisation par les sociétés post-romaines qui repartent à la conquête de l'arrière-pays (Figure IV-8). Autour de Mar Menor au contraire, la végétation semble plutôt se modifier sous l'effet d'un processus de succession écologique sans intervention humaine clairement détectable (Figure IV-8). Les formations arbustives se restaurent progressivement après les très fortes perturbations du début de l'Antiquité, signe d'une emprise beaucoup moins prégnante des activités humaines.

Chapitre V : Caractérisation de la variabilité climatique holocène en Méditerranée

Si l'enregistrement pollinique de Mar Menor apparaît surtout marqué par l'anthropisation, l'enregistrement de Palavas, au contraire, enregistre un signal climatique très net. La comparaison de ces données polliniques avec d'autres proxies paléoclimatiques indépendants (Azuara et al. 2015), met clairement en évidence une influence du climat à courte et longue échelle de temps sur la végétation du Languedoc. Cependant, la description de la variabilité climatique centennale sous forme d'événements (RCCs) peut être limitante en termes de compréhension des mécanismes sous-jacents (mode de variabilité de la circulation atmosphérique, couplage océans/atmosphère, ...) et des forçages impliqués. Par exemple, les événements arides détectés à Palavas coïncident particulièrement bien avec des événements arides détectés dans une carotte marine du golfe du Lion (Jalali et al. 2017) ou encore avec les phases d'avancée du glacier Calderone dans les Apennins (Giraudi et al. 2011), mais ne sont pas contemporains des événements de tempêtes pourtant détectés dans la même carotte PB06 (Sabatier et al. 2012). D'une manière générale, plus le nombre de séquences paléoclimatiques à comparer augmente, plus la comparaison de la variabilité climatique à courte échelle de temps devient complexe. Comment expliquer ce type de résultats ?

Chaque proxy n'enregistrant pas forcément les mêmes paramètres climatiques et ne possédant pas la même sensibilité de détection, cela peut expliquer que des changements climatiques rapides enregistrés par des proxies différents dans une même séquence ou *a fortiori* dans des séquences différentes ne se superposent pas systématiquement. Par ailleurs, la situation se complique encore un peu plus, lorsque l'on compare des séquences provenant de régions différentes. En effet, il est possible qu'un même changement climatique rapide puisse se manifester différemment et de manière asynchrone d'une séquence à une autre (Magny et al. 2013). Ainsi, afin de mieux comprendre la variabilité climatique centennale et son influence sur les écosystèmes dans l'Ouest de la Méditerranée, ces différents cas de figures ont été discutés séparément à travers :

- Une comparaison entre plusieurs proxies enregistrant divers paramètres climatiques mais provenant tous d'une zone restreinte, le golfe du Lion. Pour s'affranchir de l'approche événementielle de l'étude de la variabilité du climat, cette comparaison a été

faite non pas sur les données brutes mais dans le domaine des fréquences à l'aide de l'analyse par ondelettes (Chapitre V-1),

- Une comparaison détaillée sur la base de plusieurs proxies paléoclimatiques entre deux zones ciblées pour leurs contextes sédimentaires proches, mais situées à l'opposé l'une de l'autre en Méditerranée, le Golfe du Lion et le delta du Nil (Chapitre V-3).

1. La variabilité climatique holocène en Méditerranée : contribution de l'analyse par ondelettes de plusieurs séquences et plusieurs proxies du Nord-Ouest de la Méditerranée

Résumé (à soumettre dans Quaternary Science Reviews)

Les données paléoclimatiques de huit proxies enregistrées dans trois séquences du golfe du Lion (Frigola et al. 2007, Sabatier et al. 2012, Azuara et al. 2015, Bassetti et al. 2016, Jalali et al. 2016, Sicre et al. 2016) ont été analysées grâce aux ondelettes. Dans la mesure où le golfe du Lion n'est pas isolé climatiquement, deux proxies de deux séquences situées respectivement au nord-ouest de l'Espagne (Smith et al. 2016) et dans la baie de Biscaye (Mary et al. 2017) ont été ajoutés pour contraindre les influences climatiques en provenance de l'Atlantique. De plus, deux séquences enregistrant respectivement la variabilité ENSO (El Niño Southern Oscillation) en Amérique du sud (Moy et al. 2002) et la position de l'ICTZ dans le bassin de Cariaco au large du Venezuela (Haug et al. 2001) ont également été analysées pour contraindre les influences climatiques tropicales. Enfin, une séquence enregistrant l'activité solaire au cours de l'holocène (Solanki et al. 2004) et trois séquences enregistrant la variabilité NAO (Trouet et al. 2009, Olsen et al. 2012, Ortega et al. 2015) ont également été intégrées pour mieux contraindre les origines de certaines cyclicités observées et les mécanismes climatiques impliqués dans cette variabilité. La comparaison du contenu fréquentiel de toutes ces séries temporelles permet de mettre en évidence des cyclicités partagées qui nous renseignent sur les causes et les mécanismes impliqués dans la variabilité climatique holocène en Méditerranée. Elle permet de classer les différentes cyclicités mises en évidence en trois grands groupes, les cyclicités atlantiques, solaires et tropicales.

Une cyclicité commune d'environ 1500 ans est détectée entre 5000 ans cal BP et le présent dans l'index des tempêtes de Palavas, le $\delta^{18}O$ des spéléothèmes du nord-ouest de l'Espagne et les SSTs de la baie de Biscaye. Le traitement de ces séries temporelles grâce à un filtre permet de mettre en évidence que les périodes de forte activité des tempêtes dans le golfe du Lion

correspondent à des périodes de plus faibles précipitations dans le nord-ouest de la péninsule Ibérique ainsi que des périodes de SSTs plus froides dans la baie de Biscaye et inversement. Ces données sont compatibles avec l'hypothèse de changements périodiques de la circulation thermohaline Atlantique affectant la dynamique de l'atmosphère (Debret et al. 2007, 2009). Un ralentissement de la circulation thermohaline dans l'Atlantique entraînerait une diminution du transport de chaleur depuis les tropiques jusqu'aux latitudes tempérées et donc une augmentation du gradient latitudinal de température. Cela aurait pour conséquence une extension vers le sud et vers l'est de la zone de formation et transit des tempêtes atlantiques, ainsi qu'une diminution des précipitations hivernales sur l'ouest de l'Europe et de la Méditerranée (Brayshaw et al. 2009, Woolings et al. 2012, Harvey et al. 2015). Il est intéressant de noter qu'entre 3000 et 2000 ans cal BP, une période de SSTs exceptionnellement hautes est enregistrée dans la baie de Biscaye, en correspondance avec une période de quasi absence de signal de tempête dans le golfe du Lion et des précipitations hivernales importantes dans le nord de la péninsule Ibérique. Si les mécanismes proposés sont exacts, cette fenêtre temporelle correspond certainement à une période d'activité intense de la circulation thermohaline dans l'océan Atlantique.

Une cyclicité d'environ 2200 ans est détectée tout au long des séquences de l'ACL et des SSTs du golfe du Lion. Cette cyclicité correspond très vraisemblablement aux cycles de Hallstatt qui caractérisent la variabilité solaire à l'échelle millénaire (e.g. Debret et al. 2009, Steinhilber et al. 2012, Usokin et al. 2016). Au vu de ces résultats, l'influence de l'activité solaire sur ces proxies paraît très probable. Toutefois, une analyse plus poussée des données permet de montrer qu'il existe un déphasage important entre le forçage solaire et ses influences sur le climat du golfe du Lion. A ce jour, peu d'études décrivent l'influence des variations de l'activité solaire à l'échelle millénaire et il est encore difficile de discuter les mécanismes climatiques mis en jeu dans ces processus (Gray et al. 2010). Une autre cyclicité d'origine également solaire mais à plus courte échelle de temps, ~210 ans, est détectée dans l'index des tempêtes de Palavas aux environs de 500 et 5250 ans cal BP. La variabilité au sein d'une bande passante comprise entre 150 et 300 ans dans ce proxy a été comparée avec celle de la séquence du nombre de tâches solaire et celles des proxies de la variabilité NAO (Solanki et al. 2004, Trouet et al. 2009, Olsen et al. 2012, Ortega et al. 2015). Ces analyses permettent de montrer que la variabilité solaire à l'échelle centennale (les cycles de De Vries) induit probablement une variabilité de la circulation atmosphérique de type NAO qui influence la fréquence des tempêtes dans l'Ouest de la Méditerranée. Il est aussi intéressant de constater que la période de très faible fréquence

des tempêtes dans le golfe du Lion (entre 3000 et 2000 ans can BP), en lien avec une intensification importante de la circulation thermohaline, court-circuiterait complètement l'influence de la variabilité solaire centennale sur les tempêtes méditerranéennes. Il s'agirait là d'un exemple particulièrement intéressant d'interaction entre différents modes de variabilités sur un même paramètre climatique.

Pour finir, plusieurs cyclicités caractéristiques des proxies paléoclimatiques tropicaux (variabilité ENSO et position de l'ICTZ) sont également enregistrés dans l'index pollinique d'aridité de Palavas, le rapport Ca/Ti, et l'ACI du Golfe du Lion, mais aussi dans la série temporelle des SSTs de la baie de Biscaye dans l'Atlantique. Trois de ces cyclicités caractérisées par des périodes d'environ 670, 1500 et 1900 ans sont particulièrement bien marquées dans les analyses. Ces résultats soulignent les liens importants entre la variabilité climatique des régions tropicale et méditerranéenne.

Holocene Mediterranean climate variability: Contribution of multi-proxy and multi-sequence comparison using wavelet analysis in the north western Mediterranean basin.

Azuara Julien^{a*}, Sabatier Pierre^b, Lebreton Vincent^a, Jalali Bassem^c, Sicre Marie Alexandrine^d, Dezileau Laurent^e, Bassetti Maria Angela^f, Frigola Jaime^g, Coumbourieu-Nebout Nathalie^a

^a HNHP, Muséum National d'Histoire Naturelle, UMR CNRS 7194, 75013 Paris, France

^b EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc, UMR CNRS 5204, 7337 Le Bourget du Lac, France

^c GEOGLOB, Université de Sfax, Faculté des Sciences de Sfax, 3038, Sfax, Tunisia

^d LOCEAN, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06), UMR CNRS-IRD-MNHN 7159, 75005 Paris, France.

^e Géosciences, Université de Montpellier, CNRS, 34095 Montpellier, France

^f CEFREM, Université de Perpignan, UMR CNRS 5110, 66000 Perpignan, France

^g CRG Marine Geosciences, Department of Earth and Ocean Dynamics, Faculty of Earth Sciences, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

Keywords

Climate variability, Holocene, Mediterranean, Wavelet analysis, Cyclic periods, Comparison of frequency content, Gulfs of Lions, Solar variability, North Atlantic Oscillations, Tropical climate variability, Atlantic thermohaline circulation.

Abstract

Forcings and mechanisms underlying Holocene climate variability still remain poorly understood. The comparison of signals from different paleoclimatic proxies using spectral analysis may emphasize the joint cyclicities and lead towards the causes of climate changes. However, the disparities in length, resolution and variance between the analysed time-series is still an important issue for comparing paleoclimatic sequences in the frequency domain.

This work compiles 10 paleoclimatic proxy records from 5 time-series from the gulf of Lion and the surrounding areas. These paleoclimate time-series were also completed with proxies of the North Atlantic Oscillations (NAO), El Niño–Southern Oscillations (ENSO) and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) variability. A comparison of their frequency content is proposed using wavelet analysis. Common periodicities are assessed using multivariable cross-wavelet analysis. Finally, a new algorithm is used in order to propagate the age model errors within wavelet power spectra.

Three main groups of shared periodicities could be defined according to the results of these analysis, (i) an atlantic cyclic period of ~1500 yrs after 5000 yrs cal BP, (ii) solar cyclic period of ~2400 and 210 yrs displayed respectively throughout the Holocene and around 500 and 5000 yrs cal BP and (iii) tropical cyclic periods of 670, 1900 and 1500 yrs registered respectively around 2500, 4000 and 6500 yrs cal BP. The Atlantic cyclic period of ~1500 yrs is probably related with periodic fluctuations of the Atlantic thermohaline circulation inducing changes in the storm track extension and position impacting precipitations and storminess over a millennial scale. The centennial scale solar cycles might induced a NAO-like variability of the atmospheric circulation influencing the storminess in Western Europe and in the western Mediterranean. Finally, the tropical periodicities are registered in many of the Gulfs of Lions climate proxies, highlighting the influence of the tropical climate variability over the western Mediterranean.

Introduction

Until recently, the Holocene was often referred as a stable climatic period. However, with the increasing resolution and diversity of paleoclimatic proxies, Holocene climate variability progressively came to light. The interest for Holocene climate variability really started in the late 90s, when major features of this period were evidenced, such as the 8.2 kyrs event (Alley et al., 1997), Bond cycles (Bond et al., 1997, 2001) or the abrupt end of the African Humid period (deMenocal et al., 2000). The development of this research field followed the increasing interest for the present anthropogenic climate change. Indeed, disentangling changes induced by increased greenhouse gases in the atmosphere from the natural centennial scale climate variability is a crucial issue (IPCC, 2013).

Holocene rapid climate changes (RCCs) are now been reported in many areas all over the world and by numerous types of proxies (Mayewski et al., 2004). Nevertheless, RCCs are not yet fully understood. In the Atlantic Ocean, one of the most studied area for this period, an original approach using wavelet analysis describes in a comprehensive way the Holocene climate

fluctuations through a comparison between different proxies from several sequences using their frequency content (Debret et al., 2007, 2009). Focus on common periodicities among different proxies in the same area allows discussing more directly the forcings underlying reconstructed climate variability.

RCCs are detected by numerous proxies all over the Mediterranean basin: vegetation changes (e.g. Jalut et al., 2009 ; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Fletcher et al., 2013 ; Sadori et al., 2014 ; Jimenez-Moreno et al., 2015 ; Jaouadi et al., 2016), Sea Surface Temperature (SST) estimates (e.g. Sicre et al. 2016, Jalali et al., 2017), high molecular weight n-alkanes (e.g. Jalali et al., 2017), stable isotopes analysis on speleothems (e.g. Smith et al., 2016 ; Bar-Matthews and Ayalon, 2011), lake level fluctuations (e.g. Magny et al., 2002, 2003, 2007), flood frequencies (e.g. Wirth et al., 2013; Vannière et al., 2014; Sabatier et al., 2017), thermohaline circulation proxies (e.g. Siani et al., 2013), changes in storminess (e.g. Dezileau et al., 2011; 2016; Sabatier et al., 2012, Raji et al; 2015; Degeai et al., 2015), glacier advances (e.g. Giraudi, 2005 ; Giraudi et al., 2011),... Nevertheless, while all these proxies exhibit centennial scale climate variability, the timing of the RCCs intervals are often different from one sequence to another. All combined, these proxies depict a very complex picture of the Holocene climate variability within the Mediterranean basin. Some authors stress the existence of geographical contrasting patterns structuring the climate variability, and explain part of these discrepancies (Roberts et al., 2011 ; Magny et al., 2012, 2013, Peyron et al., 2013 ; Jalali et al., 2017). However, even within a restricted area, the correlation between RCCs is not always straightforward and age model uncertainties cannot account for all the observed differences.

To address this question, the wavelet analysis approach initiated by Debret et al. (2007) is applied to a set of climate proxies from the Gulfs of Lions, produced within the framework of the MISTRALS/PaleoMeX research project, completed by published sequences from the Balearic Islands, the north-western Spain and the inner Bay of Biscay. While spectral analysis, including with wavelets, were already applied on individual Mediterranean paleoclimatic sequences (Fletcher et al., 2013; Siani et al., 2013; Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2016), this study is the first attempt to review and compare frequency content of several Mediterranean climate proxies. Moreover, a new method is proposed to propagate age model uncertainties within wavelet analysis and thus improve the reliability of wavelet spectra comparison.

Geographical and climatic context

The Gulfs of Lions is an arched continental margin located in the north-western Mediterranean basin. It is surrounded by relatively narrow coastal plains and important mountain ranges in the hinterland with the eastern Pyrenees, the Massif Central and the Southern Alps (Figure 1). The coastal plains are bordered by numerous brackish lagoons that are the result of the interaction between a process of shore line regularization by migrations of sandy barriers due to sediment transfer through littoral hydrodynamics and a filling of these areas by fluvial and marine inputs (Raynal et al., 2009; Sabatier et al., 2010). The Massif Central and the Southern Alps are separated by the Rhône valley. The Rhône, one of the major Mediterranean river, flows into the Mediterranean Sea in the eastern part of the Gulfs of Lions, forming a wide delta and supplying important amounts of sediments (31 Mt yr^{-1} ; Ludwig et al., 2009). Its more latitudinal extended drainage basin is influenced by both Mediterranean and temperate climates. The continental margin has a maximum width of 72 km with water depth between 0 and 100m approximately. Further offshore, the shelf slopes abruptly to the 2000 m deep abyssal plain (Bassetti et al., 2016).

This region is under the influence of a Mediterranean climate with cool mild winters and dry hot summers. In the lowlands, mean annual rainfalls range from 500 to 800 mm (Rameau et al., 2008) with a maximum in autumn with cumulated October precipitations around 80mm, and a minimum in summer with cumulated July precipitations lower than 20mm (Météo France data). Mean annual temperature is between 12-16°C (Rameau et al., 2008) with a maximum in July around 23°C (monthly average) and a minimum in January around 7°C (monthly average) (Météo France data). However, the steep altitudinal gradient results in a decrease of seasonality with altitude. July precipitations and mean temperature respectively increase/decrease in the mountains.

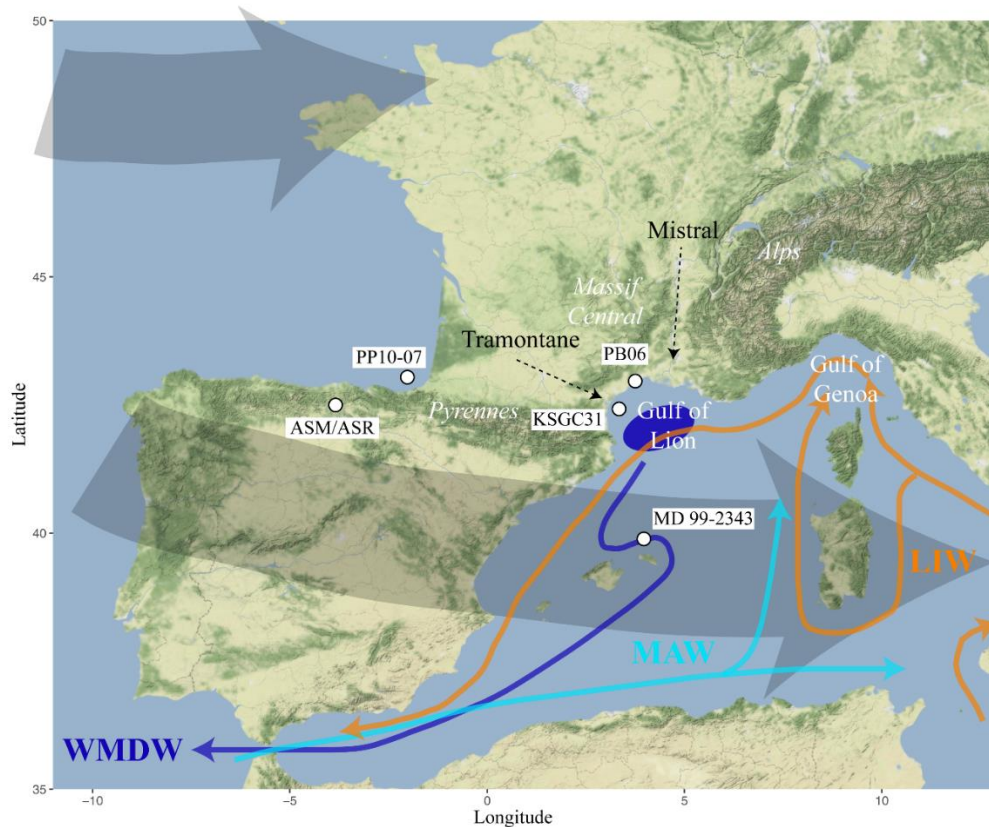


Figure 1: Cores position of the studied sequences. Thin colored arrows represent marine currents (MAW, Modified Atlantic Waters; WMDW, Western Mediterranean Deep Waters; LIW, Levantine Intermediate Waters), black dotted arrows represent southern France winds, and large shaded grey arrows represent the southern part of the Atlantic storm track. The elliptic blue area represents the zone of formation of Western Mediterranean Deep Waters (WMDW).

Large scale circulation patterns over the north Atlantic and Europe directly influence the western Mediterranean (Plaut and Simmonet, 2001). Persistent high-pressure systems over the Arctic regions (Greenland, Iceland), or over Scandinavia tends to advect more Atlantic lows and rainfalls toward the western Mediterranean. On the contrary, when the Atlantic subtropical anticyclone (Azores high) spreads toward the north, precipitations decrease. These large-scale circulation patterns also influence wind circulation. An anticyclonic blocking over the eastern Atlantic, associated with a low-pressure system over the central Mediterranean, favors northerly cold and dry winds over the Gulfs of Lions (Mistral and Tramontane, Figure 1) (Najac et al., 2009; Sicre et al., 2016), while persistent high-pressure system over Scandinavia favors warm and humid south-easterly winds (Plaut et Simmonet, 2001). Finally, large scale circulation patterns can contribute to trigger extreme climate events such as Heavy Precipitation Events

(HPE; <200mm in a day) (Joly et al. 2007; Nuissier et al., 2011) or summer heat waves (Cassou et al., 2005). Latitudinal shifts of the Atlantic zonal storm track associated to this general atmospheric circulation also influence the frequency and the intensity of northern Mediterranean cyclones (Trigo et al., 2000) (Figure 1).

The complex orography of the northwestern Mediterranean basin and the interactions between the hinterland and the Mediterranean Sea promote mesoscale convective systems and greatly contribute to the regional climate specifics of this area. The Mediterranean Sea represents an important source of heat and moisture (Winschall et al., 2014). Warm and humid air advection from the Mediterranean toward the reliefs surrounding the Gulfs of Lions causes important rainfalls and sometimes leads to HPE, such as in the Gard, the 8-9 September 2002, when 600mm precipitation fell in 24 hours (Nuissier et al 2011). The Gulf of Genoa is one of the major cyclogenesis region of the whole Mediterranean basin and one of the most persistent along the year (Figure 1). The Gulfs of Lions and the Balearic Islands at few hundred kilometers westward, are secondary centers of cyclogenesis linked to this very active and persistent center (Trigo et al., 1999, Lionello et al., 2016). Moreover, mesoscale cyclones formed in the Gulf of Genoa promote Mistral and Tramontane winds over the Gulfs of Lions (Lebeaupin Brossier and Drobinski, 2009).

Inter-annual climate variability in the western Mediterranean is greatly influenced by major patterns of atmospheric variability defined through differences in seasonal average of sea-level pressures (SLP) at chosen locations. One of the most important is the North Atlantic Oscillation pattern (NAO) which involved inter-annual differences in the seasonal mean SLP between the Azores high and the Icelandic low (Hurrell et al., 2003). This pattern of variability is thus related with the strength of the meridional pressure gradient along the North-Atlantic sector. Years characterized by a positive (negative) NAO index display a higher (or lower) meridional pressure gradient which caused stronger (or weaker) westerlies. NAO variability has a great influence on the activity of the North Atlantic storm track during winter time (Rogers, 1997; Hurrell et al., 2003). As a consequence, winter precipitations in the western-Mediterranean basin and cyclogenesis are higher during negative NAO years. The Mediterranean Oscillation pattern implying opposite pressures condition between the western and the eastern Mediterranean, is a regional manifestation of the NAO (Conte et al., 1989). The Scandinavian pattern (SCAND) is another important mode of inter-annual variability in the northern hemisphere, influencing the climate of the western Mediterranean region. It is defined as the SLP differences between Scandinavia and both Western Europe and Mongolia. Strong

persistent positive pressure anomalies over Scandinavia cause enhanced precipitation in the central and western Mediterranean (Bueh and Nakamura, 2007).

Furthermore, the Gulfs of Lions is also one of the few areas where deep water formation occurs in the Mediterranean basin (MEDOC group, 1970). Mediterranean waters are stratified in three different layers with surface, intermediate and deep waters. The surface waters (0-200m) originate from the Atlantic through the Strait of Gibraltar and flow eastward becoming warmer and saltier (Modified Atlantic Waters, MAW) (Figure 1). The intermediate waters (200-500m) form in the eastern Mediterranean during the winter season when dry and cold air from the Anatoly cause surface waters to sink (Levantine Intermediate Waters, LIW) (Figure 1). Finally, the deep waters (>500m) form in the north part of the Mediterranean basin where MAW and LIW are mixed and cooled by winds until they reach bottom waters density and sink toward abyssal plains (Western Mediterranean Deep Water, WMDW) (Rhein, 1995; Schoeder et al., 2010). In the Gulfs of Lions, the dry and cold winds responsible for MAW and LIW mixing are Mistral and Tramontane (Figure 1). The Mistral blows from the North following the Rhône valley while the Tramontane come from the northwest through the plain between the Pyrenees and the Massif Central. They both cause surface water heat loss within the gulf and thus relatively low SST compared to the rest of the Mediterranean basin (Sicre et al., 2016). Finally, the Gulfs of Lions climate results from the complex interactions between remotely driven processes and local features.

Method

A detailed description of the wavelet analysis method used in this article is available as Supplementary information. All the calculations were carried out using R software (R Core Team, 2016). Basic wavelet analysis were computed using biwavelet R package (Gouhier et al. 2016). Algorithms for data preparation, age-models' uncertainties propagation, multi-variable cross-wavelet analysis and wavelet filtering (see below) were implemented by us.

Wavelet analysis

Wavelets are tools for spectral analysis of non-stationary time series. The wavelet transform allows determining the dominant modes of variability embedded in a signal and how these modes vary in time (Torrence and Compo, 1998). The non-stationarity of Holocene climate variability has been highlighted by numerous studies based on diverse proxies and appears crucial to understand the physical mechanisms at play and the role of external forcings (Debret

et al 2007, 2009). Therefore, wavelets are more adapted to study the frequency content of past climatic time series than traditional spectral methods such as the Fourier transform.

Because of evenly spaced time series are needed to perform wavelet analysis (Torrence and Compo, 1998), the paleoclimatic sequences have been resampled with a constant time-step. Values of the resampled time series were obtained by linear interpolation from the original time series within the new evenly spaced chronological time frame. Linear trends are removed from time series to avoid distortions caused by the low-frequency components (Thomson and Emery, 2014). To avoid errors due to the finite length of the studied time series, these are zero-padded before the analysis. However, padding with zeros decreases the amplitude of the lowest frequencies near the edge of the time series. The area where these edge effects are not negligible is called the “cone of influence”. Within the cone of influence, wavelet power amplitude is likely to be underestimated (Torrence and Compo, 1998).

Wavelet power spectra are presented in the form of scalograms. A scalogram is a plot with the time along the X axis, the periods along the Y axis and the amplitude color coded. A periodicity λ which contribute to signal variability within the time interval $[t_1, t_2]$ is characterized by a local maximum of the power amplitude centered on λ between t_1 and t_2 , and this time interval is called a cyclic period. Because wavelet power spectra are biased in favor of large scales (see Supplementary information), amplitudes are divided by their corresponding scale (Liu et al., 2007). To determine the 95% significance levels, wavelet spectra are compared to red-noise background spectra (Torrence and Compo, 1998).

Age model uncertainties propagation within wavelet analysis

Most of paleoclimatic sequences chronologies are based on radionuclide measurements and are then affected by age model uncertainties. These uncertainties introduce an inherent bias within all kind of spectral analysis. In most of the papers dealing with spectral analysis of paleoclimatic sequences this problem is not considered and not even mentioned. Even if there is no way to avoid this bias, it is possible to quantify it. For this study, a short program based on the Monte Carlo method was written to propagate age model errors within wavelet analysis.

For each sequence, 3000 alternative age models without age reversals are generated from the corresponding radiocarbon dates, their errors at one sigma, the calibration curve and the local reservoir age. All the alternative age models are computed using functions derived from clam code in R (Blaauw, 2010) and always with the same parameters. Wavelet power spectra are computed for each alternative age model. The wavelet power spectrum of the original time

series is used to define time slices and peaks of interest corresponding to significant periods. An algorithm of local maxima detection is run to find the position of the peaks of interest within the 3000 alternative wavelet spectra and the 5th and the 95th quantiles of the result are used to define the 95% confidence interval of each peak. The example of a biomarker proxy (ACL, see below) wavelet power at 2000 yrs cal BP is presented in the Figure 2 with the error due to age-models' uncertainties and the corresponding 95% confidence interval of the wavelet power maxima. Such a Monte Carlo method propagating age model uncertainties was already used by Anchukaitis and Tierney (2013) to compute empirical orthogonal functions analysis on proxies from different sequences. This age-model error propagation allows a more reliable comparison between wavelet power spectra from different paleoclimatic time-series. Nevertheless, because the speleothem record from the Asiul Cave (see below) is a composite time series, it was not possible to use the age model errors propagation algorithm with the available data.

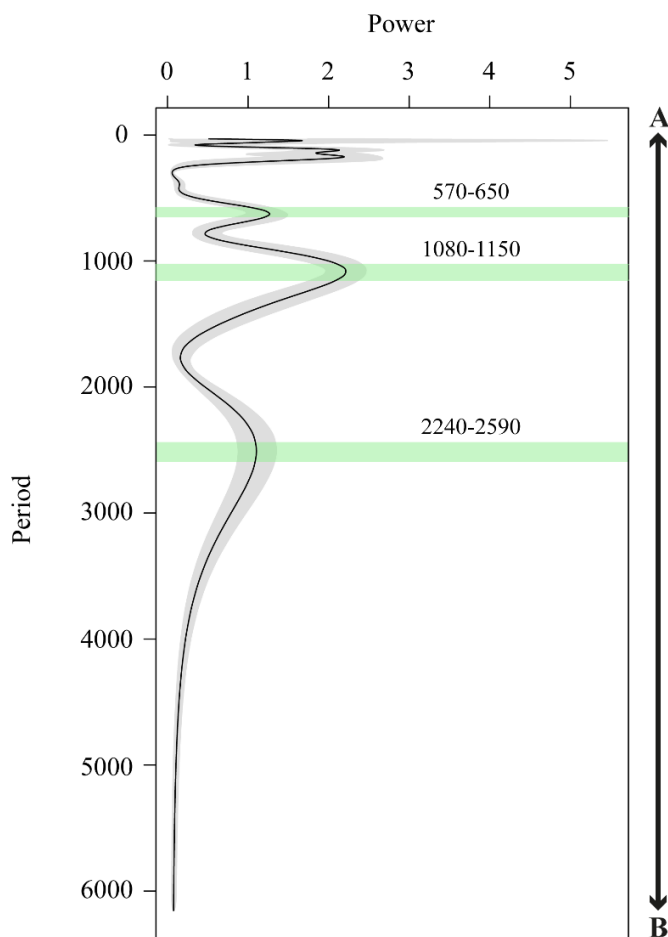


Figure 2: Example of wavelet power spectra slice of a biomarker time series (ACL, see below) at 2000 yrs cal BP. The shaded grey area represents the uncertainty due to age model errors propagation. The green shaded bands represent the 95 % confidence interval of the local maxima positions.

Wavelet spectra comparisons

Multi-variable cross-wavelet analysis of time series which seem to display common cyclic periods was performed to test, in a reproducible way, the significance of these communal patterns. The multi-variable cross-wavelet analysis is a tool, which allow to identity common cyclicities among two or more non-stationary time series (Soon et al. 2014, Velasco Herrera and Cordero 2016, Velasco Herrera et al. 2017). The results of such analysis are also displayed in a scalogram. Shared periodicities which contribute to the signal variability of all the analyzed time series within the same chronological interval are highlighted by cyclic periods in the scalogram. However, a direct comparison of wavelet power spectra from time series of different length and resolution can be a challenging task. To compute multi-variable cross-wavelet power spectra in a rigorous way, the corresponding time series are cut to have the same length, resampled to the lowest resolution with a constant time-step and detrend. Since the variance greatly influence the amplitude of the wavelet and cross wavelet power, the time series were also normalized by their variance. The significance levels of the multi-variable cross-wavelet analysis are computed using a Monte Carlo method. The analysis is reproduced 1000 times with red-noise time series replacing the original ones but keeping the same lag-1 autocorrelation coefficients. The 95th quantiles of the obtained multi-variable cross-wavelet powers are used to define the 95% significance level (Torrence and Compo, 1998). A shared periodicity highlighted by the multi-variable cross-wavelet analysis can sometimes result from close but distinct periodicities. Moreover, the multi-variable cross-wavelet analysis does not include the age-model error propagations. Thus, it is important to come back afterward to the original wavelet spectra of each time series to check if the cross-wavelet analysis results are consistent with the uncertainties of spectral peaks.

Wavelet filtering and cross correlation analysis

To evaluate the contribution of specific periods to the signal variability some of the time series were filtered using a bandpass wavelet filter (Torrence and Compo, 1998). To compare the fluctuations of different proxies within a particular bandwidth, the time series to be compared were prepared just as for the multi-variable cross-wavelet spectra analysis (see above) and filtered with the same bandwidth. The degree of similarity between the treated signals is evaluated using a cross-correlation analysis (Thomson & Emery 2014). The significance of the cross-correlation at lag zero is assessed by a Montecarlo method. For each pollen inferred climate reconstruction and independent climate proxy pair, 1000 correlation coefficients were computed between two random red-noise time series computed by a univariate lag-1

autoregressive process (Markov process) (Torrence & Compo 1998). The significance level is deduced from the distribution of the 1000 correlation coefficients with a P-value of 0.01.

Data sets and results

This section summarizes the context, the chronological framework and the meaning of the climate proxies used in this study; it also describes briefly their main features in the frequency domain. The original curves of the studied sequences are presented in Figure 3. Because a full description of the wavelet power spectra would be tedious and redundant with the scalograms represented in the Figure 4, only the significant periodicities are considered.

PB06 core and the Palavasian lagoon system

The Palavasian lagoon system is located in southern France (Figure 1) along the coast of the Gulfs of Lions. The Palavasian wetland complex consists of seven ponds with shallow water depth (<1m) (Dezileau et al., 2005). These hypersaline backbarrier lagoons are separated from the Mediterranean Sea by a wave-produced, sandy barrier 150 m wide and 2–3m above the mean sea level. Tidal variability is modest (with a mean range of 0.30 m), which minimizes the influence of dynamic tidal currents. The study site is located along the southeastern-facing shoreline, and is extremely vulnerable to intense storms coming from south and southeast (Dezileau et al., 2005, 2011).

A 7.9 m long core (PB06) was recovered from Pierre Blanche Pond in 2006 (Dezileau et al., 2011, Sabatier et al., 2010, 2012). The chronology was established using 19 Accelerator Mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates on monospecific shell samples of *Cerastoderma glaucum*. Ages were calibrated using the Intcal09 calibration curve and the radiocarbon reservoir ages were estimated in relation to historical event and paleoenvironmental changes (Sabatier et al., 2010b). For the last centuries, historical storm events together with short-lived radionuclides measurements were also used (Sabatier et al., 2012).

Sedimentological analysis

Several analyses were performed on PB06 core. Clay mineral were identified and quantified by X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence analysis were also performed to estimate contents in Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, Br, Sr, Rb, and Zr (Sabatier et al., 2012). The macrofauna content was estimated by sieving samples at 1mm and identifying the shells every 2cm in order to distinguished lagoonal and marine species (Sabatier et al., 2012).

Storms are frequent in the northern Mediterranean during the wet season (October to March) and the most powerful ones are able to break sandy barriers of coastal lagoons causing marine sediments inlets within the ponds, called overwash fans as illustrated in Sabatier et al., (2008).

Thus, sedimentological archives from coastal lagoons potentially represent long term records of past intense storms. Distal overwash fans are clearly identified in PB06 through the presence of marine mollusk shells (M), changes in clay mineralogy (C) and increases in the Zr/Al ratio (Z). According to these sedimentological evidences several periods of intense storm activity were defined (Figure 3) (Sabatier et al., 2012). For the purpose of this study all these indicators of past storminess were combined to sum up all their information within one unique time series called « Storm Index » (SI):

$$SI(t) = -C(t) + 3 \times \frac{M(t)}{\max(M)} + 3 \times \frac{Z(t)}{\max(Z)}$$

The M and Z time series are scaled by dividing them by their maxima, $\max(M)$ and $\max(Z)$, and multiplying them by a factor 3 to have an amplitude of variation about the same order of magnitude than the C time series. High SI values correspond to periods of frequent storms while low SI values correspond to periods with less storms.

The SI record from the Palavasian lagoon covers the last 7300 yrs with a mean temporal resolution about 20 yrs. Before 600 yrs cal BP, the wavelet analysis, highlight a significant cyclic period of 875-930 yrs, which continue until 4000 yrs cal BP though not significant (Figure 4). After 4000 yrs cal BP, a significant cyclic period of 1300-1560 yrs arises and continues until the end of the Holocene, and two cyclic periods of 360-460 yrs are evidenced around 2000 and 3500 yrs cal BP. Finally, a significant cyclic period of about 210 yrs is recorded three times in the sequence, around 5500, 3500 and 500 yrs cal BP (Figure 4).

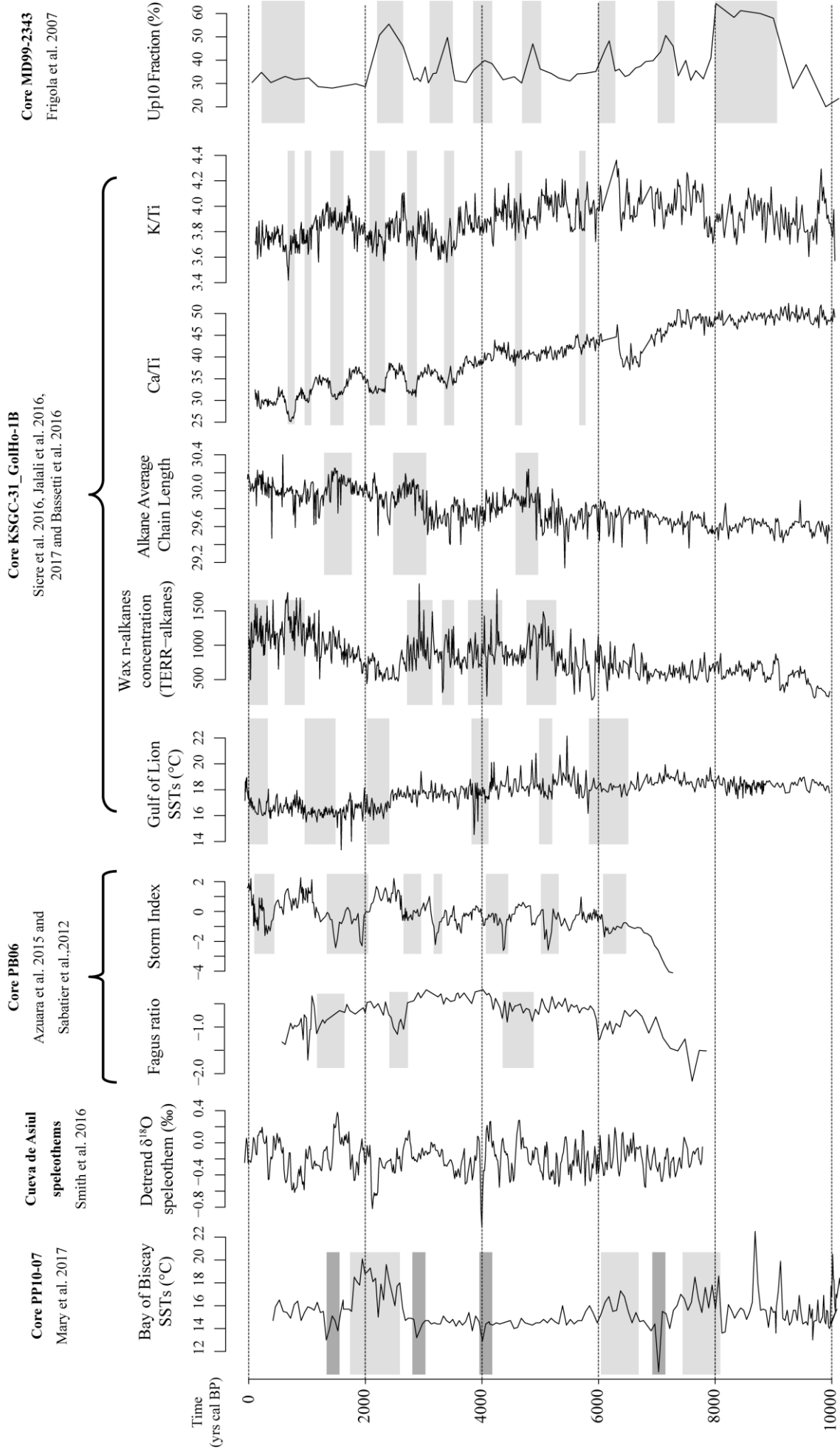


Figure 3: Curves of the studied time series. Shaded grey boxes represent RCCs defined by the authors

Paleoecological analysis

For pollen extraction, samples were sieved, processed with HCl and HF for mineral digestion and sodium polytungstate for density separation. Pollen concentration was estimated adding a known amount of Lycopodium spores. Pollen grains were counted and identified respectively at 400x and 1000x amplification with pollen keys, atlases and comparison with a reference collection (Azuara et al., 2015).

In the French Mediterranean Mountains, *Fagus sylvatica* and *Abies alba* are at the limit of their geographical range. Thus, both taxa are particularly sensitive to climate fluctuations. Decreases (increases) in pollen proportions of these two taxa synchronous with increases (decreases) in deciduous *Quercus* proportions were interpreted as repetitive mountainous forest retreats toward higher altitudes coinciding with repeated expansions of deciduous *Quercus* at lower altitudes during dry events (Azuara et al., 2015). The covariations of these taxa are summarized within a single indicator called “Aridity index” (A_i):

$$A_i = \log \left(\frac{F_p + A_p}{Q_p} \right)$$

F_p , A_p and Q_p are respectively *Fagus*, *Abies* and deciduous *Quercus* pollen proportions. An increase in A_i means increasing aridity recorded by the vegetation.

The aridity index time series ranges from 570 to 7800 yrs cal BP with a mean temporal resolution about 60 yrs. Before 4000 yrs cal BP, a significant cyclic period of 1190-1260 yrs prevails in the signal, while after 4000 yrs cal BP, two significant cyclic periods of 840- 900 yrs and 440- 660 are recorded (Figure 4). The latter is significant only over a very short time window. The two significant cyclic periods lower than 400 yrs at the ends of the sequence evidence relatively short cycles compared to the mean time step and have a poor chronological extension. They are thus difficult to interpret and will not be discussed.

KSGC-31_GolHo-1B composite core and the Gulfs of Lions innershelf

The KSGC-31_GolHO-1B sequence is composed of two cores retrieved at the same site in the Gulfs of Lions innershelf (Bassetti et al., 2016; Jalali et al., 2016, 2017) (Figure1). In this part of the innershelf, sediments mainly come from the Rhône river mouth where they are advected along the coast by the alongshore drift forming the Rhône mud belt (Bassetti et al., 2016). The chronology of the KSGC-31_GolHO-1B sequence is based on 21 AMS radiocarbon dates on mollusk shells and 210Pb measurements. Ages were calibrated using CALIB7.1 software and

the MARINE13 calibration curve with a local marine reservoir age of $\Delta R = 23 \pm 71$ years (Jalali et al. 2016, Bassetti et al. 2016).

XRF analysis

The core KSGC-31 was split in two parts and scanned with an XRF core scanner (IFREMER) to produce semi-quantitative estimates of major and minor elements abundances within the sediments with a high resolution, one centimeter step measurement. The results were expressed as element to element ratios and the resulting time series ranges from 110 to 10 050 yrs cal BP with a mean temporal resolution of about 15 yrs (Bassetti et al. 2016).

The Ca/Ti ratio is considered recording the biogenic marine productivity marked by the Calcium abundance versus the terrigenous inputs marked by the Titanium content. This proxy display two significant cyclic periods of 3190-3380 and 1590-1900 yrs before 4000 yrs cal BP and one significant cyclic period of 630-750 yrs after 4000 yrs cal BP (Figure 4).

On the other hand, the abundance of potassium in the sediments is related with the abundance of illite. Since the potassium abundance within illite minerals decrease in relation with pedogenetic processes, the ratio K/Ti is used as an indirect proxy of chemical weathering and thus soil formations. High values of this ratio highlight erosion of surface soil horizons while low values highlight erosion of deep soil horizons. This time series shows just one main cyclic period of about ~1300 yrs significant at the base and at the top of the sequence, though clearly visible throughout the Holocene (Figure 4).

Biomarkers analysis

Biomarker analyses were performed continuously at a sampling step interval of 1 centimeter all along the sequence. Lipids were extracted from the frozen and dried sediments with dichloromethane and methanol. Alkenones and n-alkanes were isolated by silica gel chromatography and quantified by gas chromatography. The time series derived from these biomarker analysis covers the last 10 000 yrs with a mean temporal resolution of about 15 yrs (Jalali et al. 2016).

Unsaturation ratio of C37 alkenones was converted into Sea Surface Temperature (SST) using the calibration of Conte et al. (2006) (Sicre et al. 2016). The saclogram displays a significant cyclic period of 2235-2365 yrs from 8000 yrs cal BP to the present. Two others significant cyclic periods of 500-625 yrs and 255-250 yrs are respectively evidenced between 5500 and 6000 yrs cal BP and around 4500 yrs cal BP (Figure 4).

High-molecular-weight n-alkanes with an odd carbon number, i.e. C₂₇+C₂₉+C₃₁+C₃₃ homologs (TERR-alkanes), were quantified to track Rhône river terrigenous inputs (Jalali et al. 2016). Indeed, these compounds are constituents of epicuticular waxes of leaves and their accumulation in the sediments of Gulfs of Lions is primarily associated with vegetation cover changes and soils erosion in the Rhône river catchment. The wavelet analysis presents two dominant cyclic periods of 1830-2050 yrs and approximately 1000 yrs (685-190 and 1020-1150 yrs) between 6000 yrs cal BP and the present, and two short cyclic periods of 215-260 and 120-305 yrs around 3000 and 600 yrs cal BP (Figure 4). The marked cyclic period of about 4000 yrs almost throughout the sequence evidences a very long periodicity regarding the length of the time series and is thus considered as not reliable (Figure 4).

Finally, the n-alkane Average Chain Length (ACL) was calculated between C₂₇ and C₃₃ to derive information on changing moisture conditions and associated vegetation type in the Rhône watershed (Jalali et al. 2017). Under water deficit, plants actually produce longer chain wax n-alkane to minimize water loss by evapo-transpiration (Gagosian and Peltzer, 1986). The scalogram of the ACL time series displays a cyclic period of 1730-2305 yrs between 8000 and 4000 yrs cal BP which is gradually shifted after 4000 yrs cal BP toward cycles of 2440-2590 yrs. Two cyclic periods of 1080-1150 and 570-650 yrs are also recorded after 3000 yrs cal BP and a short cyclic period of 385-485 yrs is evidenced around 5500 yrs cal BP (Figure 4).

MD 99-2343 core and the Balearic Islands

The MD 99-2343 core was recovered North of Minorca Island, at 2391 m water depth within the Minorca sediment drift (Figure 1) (Frigola et al., 2007). Western Mediterranean Deep Waters (WMDW) formed in the Gulfs of Lions, flow southward and are deviated eastward by the Balearic promontory (Figure 1). The steep slope results in a change of direction and an intensification of the current. This lead to the formation of a depression field by coarse sediments while the fine fraction escapes out the depression and contributes to form an associated sediment drift parallel to the promontory (Frigola et al., 2007). The chronology of this part of the core is based on 10 AMS radiocarbon dates on multi- and monospecific planktonic foraminifera shells plus a tie point (the onset of the Holocene) defined by correlation with the oxygen isotope record of the Greenland ice core GISP2 (Frigola et al., 2007). Ages were calibrated using the MARINE04 calibration curve with a radiocarbon reservoir age of 408 yrs and a regional marine reservoir of $\Delta R = 76$ years average over the western Mediterranean basin (Stuiver and Reimer, 1993).

Sedimentological analysis

One-centimeter thick sediment samples were taken every 4 to 6 centimeters. Grainsize was measured on the non-carbonate fraction after organic matter and carbonate removal using a laser diffraction sizes analyzer. The volume percentage of the fraction coarser than 10 μ m (Up 10 fraction) was quantified as an indicator of deep current variability at the site. Therefore, the Up 10 fraction sequence from the MD 99-2343 core provide a proxy of the WMDW current strength over the last 12000 yrs with a mean temporal resolution of about 150 yrs (Frigola et al., 2007).

Due to this long mean time step, the picture of the frequency content given by the wavelet analysis is coarse. The early Holocene is characterized by a cyclic period of about 750 yrs which is shifted toward longer cycles of 1000-1100 yrs between 8000 and 5000 yrs cal BP. During the second part of the Holocene, two cyclic periods of 1190-1340 and 750-890 yrs governs the signal variability. The major cyclic periods of about 3000 and 4000 yrs at the beginning of the time series are caused by important non-periodic fluctuations of the Mediterranean overturning circulation at the onset of the Holocene (Figure 4).

The speleothems of “Cueva de Asiul”

Smith et al. (2016) recovered two sequences from speleothems labeled ASR and ASM in the Cueva de Asiul, a closed karstic depression in the Cantabrian Cordillera in north western Spain (Figure1). The chronology of these sequences rely on 10 and 12 U/Th dates respectively. Speleothem ASR grew between 12500 and 500 years BP with a long interruption between 8600 and 4000 years BP. Speleothem ASM grew between 7850 and 0 yrs BP with an interruption between 3800 and 2150 years BP and is thus covering almost entirely the gap in ASR record (Smith et al., 2016 Supplementary information).

Geochemical analysis

Smith et al. (2016) performed calcite $\delta^{18}\text{O}$ analysis using an IsoPrime isotope ratio mass spectrometer to track precipitation changes along the Holocene. The reliability of the two records within their overlapping period was tested by cross correlation analysis and combined them within a unique detrended time series (Smith et al., 2016 Supplementary information). The data of this combined and detrended time series were download from the NOAA database to be used within our study (<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/20082>).

A monitoring study in Cueva de Asiul demonstrates that the cave's hydrological system is recharged primarily by winter rainfalls and that the isotopic composition of the cave drip waters reflect the $\delta^{18}\text{O}$ composition of winter rainfall from the preceding year (Smith et al., 2016 b). Therefore, $\delta^{18}\text{O}$ measurements on ASR and ASM speleothems might represent winter rather than annual past precipitations rates over the last 7800 yrs with a mean temporal resolution of 15 yrs. The scalogram of this time series displays a frequency content dominated by a cyclic period of about 1340 years between 5000 yrs cal BP and the present. Three short cyclic periods of about 200, 375 and 240 yrs are also respectively recorded around 1500, 2000 and 4500 yrs cal BP (Figure 4).

The Bay of Biscay SST

Mary et al. (2017) studied the PP10-07 core recovered in the inner Bay of Biscay just between the Aquitaine shelf and the Cantabrian shelf. The Bay of Biscay is characterized by a complex oceanic circulation. This area is specifically sensitive to the North-Atlantic subpolar and subtropical gyres dynamics. The chronology of the sequence rely on 10 AMS radiocarbon dates on planktonic foraminifera (Mary et al., 2017). Ages were calibrated using the MARINE13 calibration curve with a radiocarbon reservoir age of 405yrs (Reimer et al., 2013). The age model was obtained by a smooth-spline regression (Mary et al., 2017).

SSTs reconstructions

Mary et al. (2017) derived SSTs from the planktonic foraminifera abundances within the $>150\mu\text{m}$ sediment fraction using the Modern Analogues Technique (Mary et al., 2017). The Annual SSTs data from the PP10-07 core were retrieved from the Pangea database to be used within our study (<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.872166>). This time series covers the last 10 000 yrs with a mean temporal resolution of 50 yrs. Colder and warmer SSTs periods in the Bay of Biscay are recorded. They related to variations in the heat transport from the tropics toward Western Europe, due to changes in Atlantic gyres past dynamic (Mary et al. 2017).

The wavelet analysis of Bay of Biscay SSTs shows a cyclic period of 1310-1475 yrs throughout the first half of the Holocene. After 6000 yrs cal BP, two cyclic periods of 1390-1650 and 1850 govern the signal variability. Two short cyclic period of 275-465 and 145-205 yrs are evidenced around 9000 and 2000 yrs cal BP (Figure 4).

Complementary time series

In order to identify the periodicities highlighted in the proxies presented above, some supplementary time series which are not coming from the Gulfs of Lions and its neighboring areas but displaying some common features with studied sequences were also analyzed.

Solar activity proxy

Two time series of the reconstructed solar activity throughout the Holocene are available, Sunspot Numbers (SN) estimates from a dendro-chronologically dated ^{14}C record (Solanki et al., 2004) and Total Solar Irradiance (TSI) estimates from several cosmogenic isotopes records (Steinhilber et al., 2012). Since these two time series display a very similar frequency content and the SN time series have a better time resolution, this last one has been chosen to investigate the presence of solar periodicities in studied paleoclimate sequences (ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/solanki2004-ssn.txt).

NAO index records

Three NAO Index records were used to investigate the linked between some observed variability patterns and the NAO variability:

- The NAO index reconstruction by Olsen et al. (2012) using a lake record from Greenland and ranging from 300 to 5200 yrs cal BP (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/greenland/lake-ss1220-2012.txt>).
- The NAO index reconstruction by Trouet et al. (2009) using a tree-ring drought reconstruction from Morocco and a speleothem-based precipitation proxy from Scotland and covering the last millennium (NOAA database: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/reconstructions/nao-trouet2009.txt>).
- The NAO index reconstruction by Ortega et al. (2015) using 48 paleoclimate proxies distributed around the Atlantic Ocean and also covering the last millennium (NOAA database: https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions_by_author/ortega2015/ortega2015nao.txt).

Tropical climate variability

Two paleoclimate time series from tropical regions and displaying common periodicities with the Gulfs of Lions sequences were used to address the question of the tropical climate variability influence on the north-western Mediterranean area, the ENSO variability record from the Ecuadorian Andes published by Moy et al. (2002) (NOAA database : ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/ecuador/pallcacocha_red_intensity.txt) and the ICTZ position record from the Cariaco basin published by Haug et al. (2001) (PANGAEA database : <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.81965>).

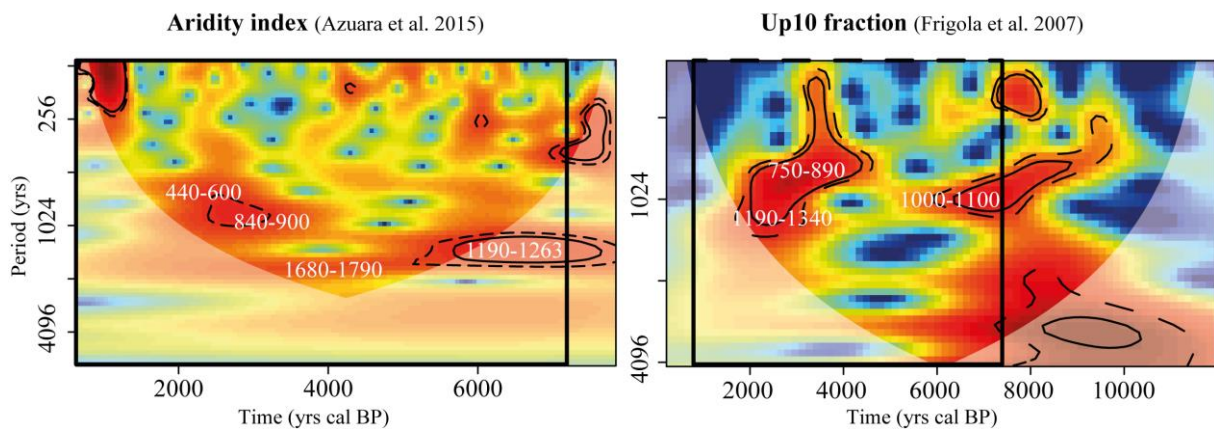


Figure 4 (first part): Wavelet power spectra of the studied time series represented as scalograms. Colors indicate the amplitude of the wavelet power spectra, red being the highest amplitudes and blue the lowest. The solid lines represent the 95% confidence level, the dashed lines the 90% confidence level. The white shaded area represents the cone of influence. Periodicities of important cyclic periods are reported in black or white depending on the background color. Since the time series differ in length and resolution, scales are different from a spectrum to another. The black rectangles represent the common time window and the common periods range, it has the same dimensions in all the scalograms.

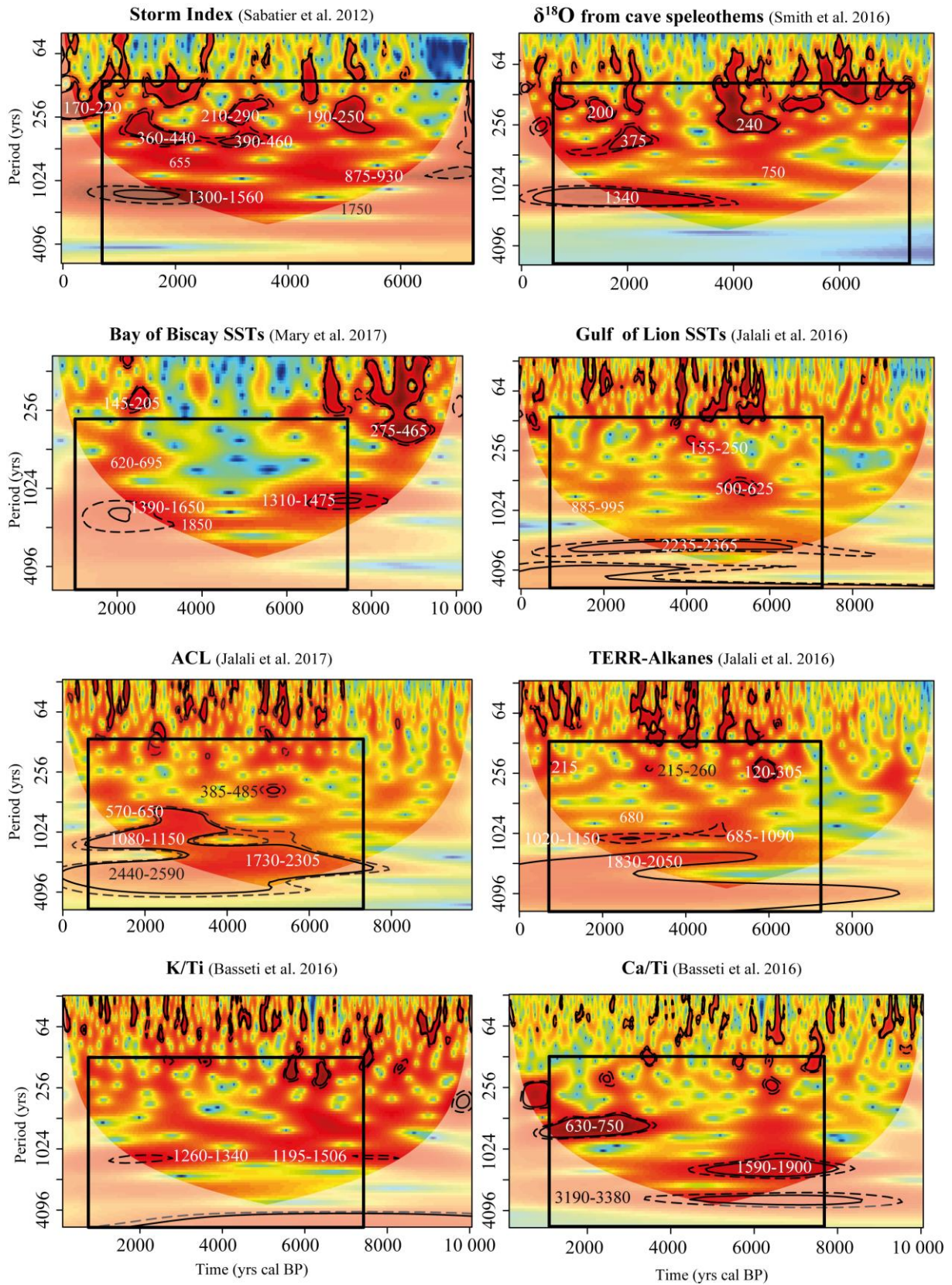


Figure 4 (second part): see legend Figure 4 (first part).

Discussion

In this section, the frequency contents of each different paleoclimate proxies are compared to one another by direct comparison of the scalogram and multi-variable cross-wavelet analysis in order to better understand the Holocene climate variability and its underlying mechanisms. To be considered as equivalent, periodicities from different time series need to have approximately the same period and to occur during the same time interval.

Oceanic forcing? The 1500 yrs periodicity

SI, speleothem $\delta^{18}\text{O}$ and Bay of Biscay SSTs time series display a similar cyclic period of ~1300-1600 yrs since 5000 yrs cal BP (Figure 4). This shared periodicity is also clearly highlighted by the multi-variable cross-wavelet analysis (Figure 5). The cross-correlation analysis of these sequences filtered with a 1200-1700 yrs passband filter (Supplementary material) highlights periods of high (or low) storm activity in the Gulfs of Lions corresponding with lower (or higher) precipitations in north-western Spain and cooler (or warmer) SSTs in the Bay of Biscay since 5000 yrs cal BP (Figure 6). The time series are slightly shifted to one another (100-150), nevertheless these discrepancies are consistent with the order of magnitude of the age models' uncertainties (158.36 yrs).

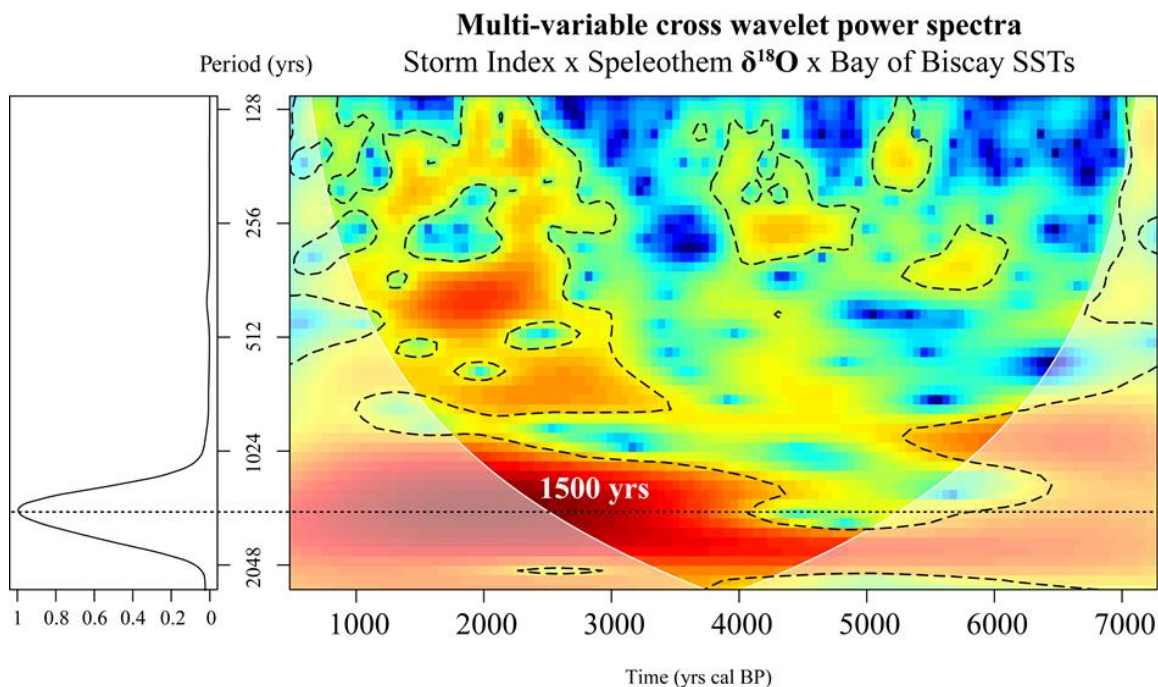


Figure 5: Multi-variable cross wavelet power spectra of SI, Speleothem $\delta^{18}\text{O}$ and Bay of Biscay SSTs time series represented as a scalogram. On the left, in a black rectangle, is represented the global wavelet power spectrum. See legend Figure 4.

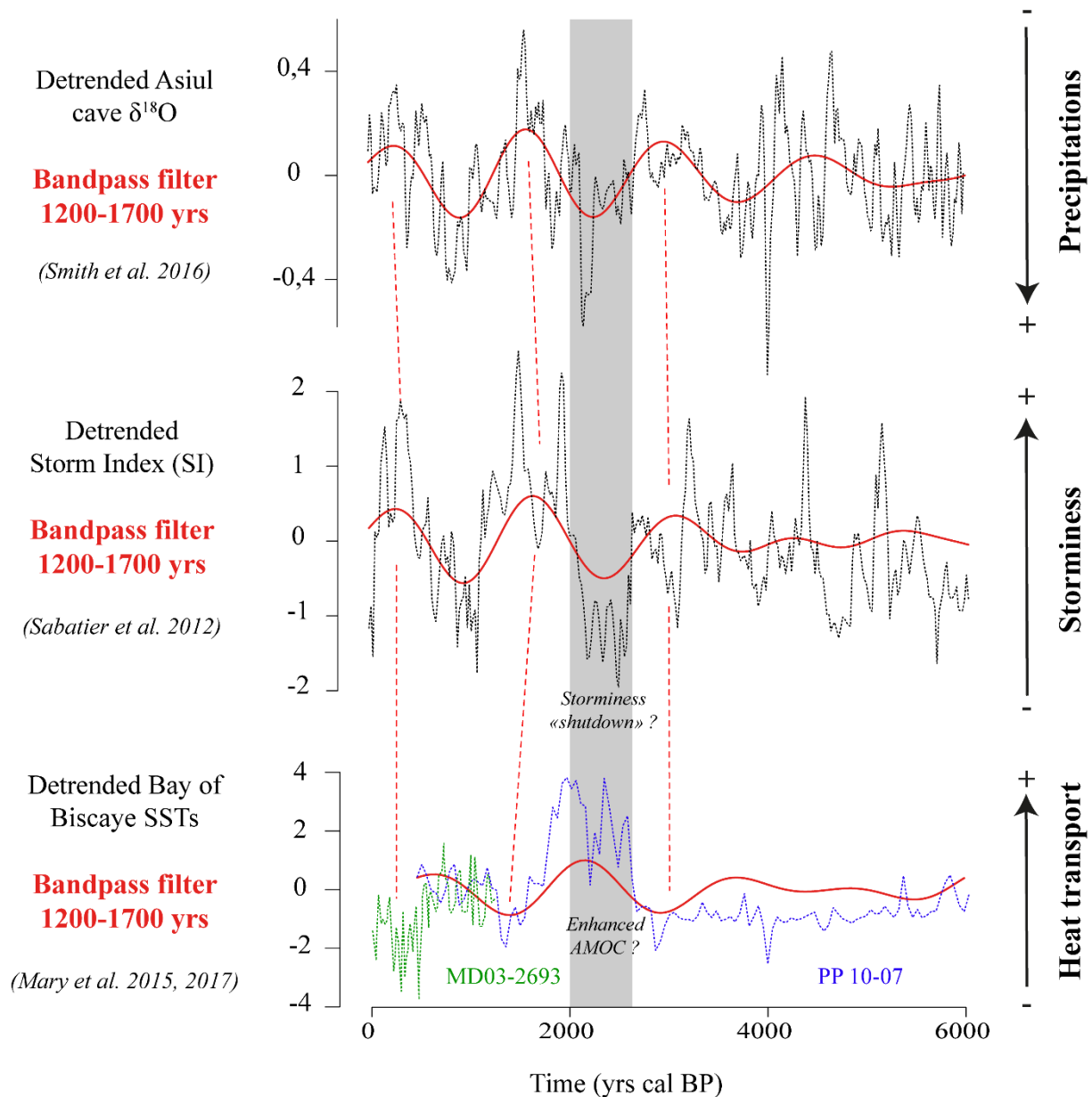
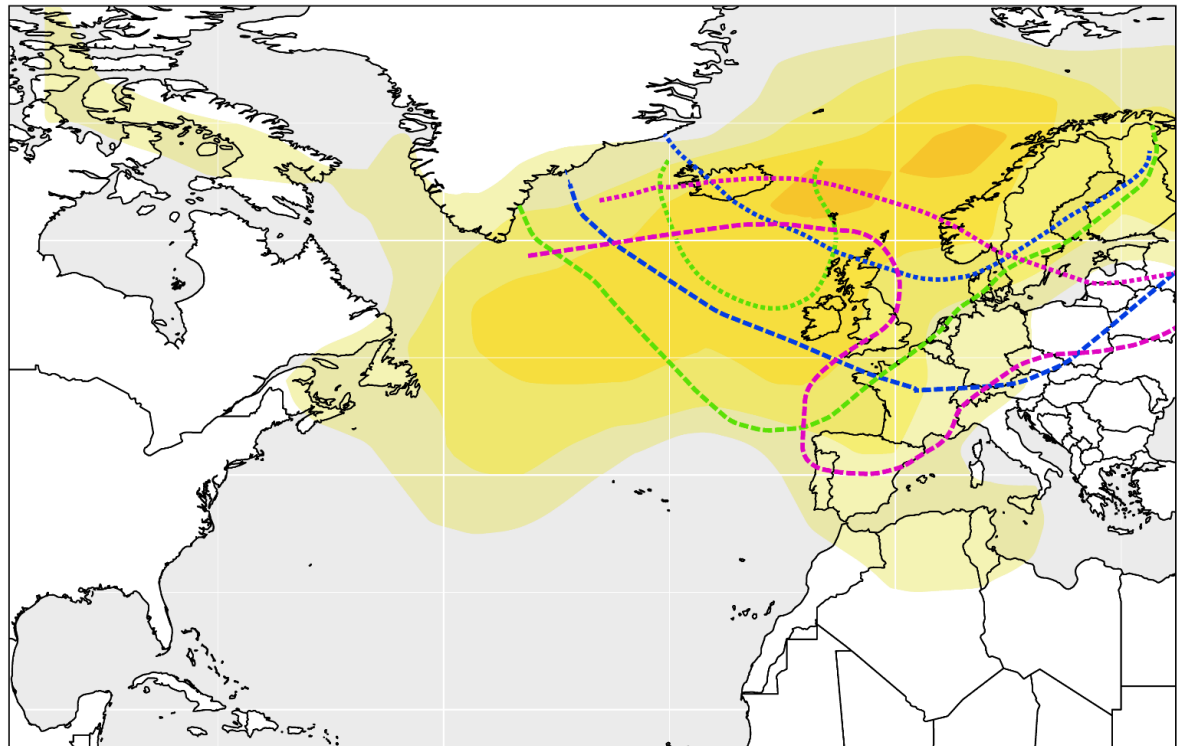


Figure 6: Comparison of the Asiul Cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$, the Palavas Storm Index (SI) and the Bay of Biscay SSTs filtered with a 1200-1700 yrs bandpass filter to highlight variations linked with the ~1500 yrs cycles. The Bay of Biscay SSTs record from the PP 10-07 core (dashed blue curve, Mary et al. 2017) studied in this article is completed here with the SSTs record from the MD03-2693 core (dashed green curve, Mary et al. 2015) to show the important decrease in Bay of Biscay SSTs at the last part of the sequence. The shaded grey box highlights an event of enhanced AMOC depicted by the major increase in SSTs which probably result in a “storminess shutdown” in the Gulfs of Lions.

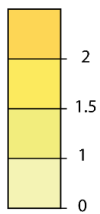
The gradual appearance of these ~1500 yrs cycles during the second part of the Holocene was first characterized by Debret et al. (2007) in North Atlantic climate proxies. Based on the

predominance of this pattern in proxies recording specifically water masses activity in the Atlantic, Debret et al. (2007, 2009) assumed that this periodicity reflects periodic changes in the Atlantic thermohaline circulation. The detection of a similar cyclic period in the Bay of Biscay SSTs which depend on the Atlantic gyres dynamic support this hypothesis. On the other hand, these ~1500 yrs periodicity is also evidenced in proxies related with the mid-latitude atmospheric circulation. Indeed, such cycles are also recorded in a storminess record from north-western Europe (Sorrel et al 2012) in phase with the high storm activity periods registered in the Gulfs of Lions (Sabatier et al. 2012). Moreover, the speleothem $\delta^{18}\text{O}$ from the north-western Spain, which also displays these cycles, is related with advection of Atlantic low-pressure systems over the Iberian Peninsula. Thus, if internal fluctuations of the Atlantic thermohaline circulation are actually responsible for these late Holocene ~1500 years cycles, which mechanism could explain that this frequency pattern also affects atmosphere past dynamic?

Experiments using ocean/atmosphere coupled models show an influence of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on the Atlantic storm track strength and position during winter time (Brayshaw et al. 2009, Woolings et al. 2012, Harvey et al. 2015). The Atlantic storm track is an area where depressions form preferentially and travel down the prevailing winds. Its strength corresponds to the number and the importance of the lows formed during a given period and is quantified using the variance of the Mean Sea Level Pressure (MSLP). In the models, the AMOC weakening causes a strengthening of the storm track which spreads toward the east over northern Europe (Figure7). The weaker heat transport from the tropics toward the pole, because of the AMOC slowdown, induces cooler SSTs in the north Atlantic and increasing sea ice extent in the Arctic. The resulting increase in the mid-latitude temperature gradient causes an increase in baroclinicity and thus cyclogenesis (Brayshaw et al. 2009, Woolings et al. 2012, Harvey et al. 2015). This mechanism would explain that a periodic weakening of the AMOC induces lower SSTs in the Bay of Biscay and causes an increase in storminess in north Western Europe (Sorrel et al. 2012) by a direct increase in the number of depressions advected over this area.

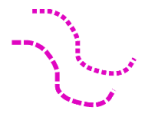


Regression slopes quantifying the storm track response to AMOC reduction (1/10 hPa).



(Woolings et al. 2012)

500 hPa height for large scale circulation patterns causing meridional flows from the mediterranean toward the north, over southern France



Western low

(Nuissier et al. 2011)



Cyclonic northwesterly



Cyclonic southwesterly

Figure 7: Comparison of the storm track response to AMOC reduction in models experiment (Woolings et al. 2012) and position of the lows during large scale circulation patterns which cause Mediterranean air masses flow toward the north over the southern France and thus could favor higher storm frequencies in the Gulfs of Lions (Nuissier et al. 2011).

In the Gulfs of Lions, heavy precipitation events and marine storms are both linked with warm and moist air masses from the Mediterranean flowing toward the north, bringing humidity over the relieves, and associated with very strong south-eastern to south-western winds ($>40 \text{ m.s}^{-1}$) in the case of marine storms (Sabatier et al. 2008). Nuissier et al. (2011) identified the different Large-Scale Circulation patterns (LSC) leading to such northward flows of Mediterranean air masses by analyzing meteorological data for wintertime between 1960 and 2000. The 500 hPa heights describing the altitude pressure field of these LSC are reported on the map showing the

response of the Atlantic storm track to the AMOC weakening (Figure 7). The area of enhanced storm track strength encompasses the location of the low-pressure systems which could induce storms in the Gulfs of Lions. Therefore, periodic weakening of the AMOC which strengthens the Atlantic storm track could also explain the 1500 yrs cycles depicted in the Palavas SI. Finally, Brayshaw et al. (2009) also bring to light that a weakening of the AMOC would cause a decrease in winter precipitation over all Western Europe, including the western Mediterranean area. Indeed, the SST reduction over the north Atlantic reduces the saturation water vapor pressure. Thus, despite the stronger zonal flow, the air masses from the Atlantic advected over Western Europe are cooler and drier. Since the speleothem $\delta^{18}\text{O}$ from the north-western Spain probably records winter precipitations in a region very sensitive to Atlantic influences (Smith et al. 2016), it explains that the high storm activity periods are associated with lower precipitation in the northern Iberian Peninsula.

All those evidences are consistent with a periodic weakening of the AMOC during the latter part of the Holocene, characterized by ~1500 yrs cycles. Sgubin et al. (2017) highlight that an important proportion (45.5%) of the global climate models which are reproducing the more accurately the north-Atlantic Ocean structure are predicting, in the near future, a local collapse of the deep ocean convection in the Labrador Sea in relation with the ongoing climate change. This possible interruption of the deep-water formation could be similar to such a periodic weakening of the AMOC. Therefore, understanding the cause and the mechanism of such millennial scale climate variability appears crucial to improve our ability to predict the future climate. Nevertheless, the primary cause of such millennial scale fluctuation remains unclear. Dima and Lohmann (2009) suggest that this ~1500 yrs frequency pattern could result from an external forcing such as solar activity influencing the oceanic circulation in a non-linear way. Thus, to test this hypothesis, they applied an arbitrary threshold on the sunspots number time series of Solanki et al. (2004) and highlight a new derived periodicity of about 1400 yrs arising in the rectified signal. Nevertheless, this new derived cyclicity is not significant when using wavelet analysis instead of singular spectrum analysis as they do. Moreover, Dima and Lohmann (2009) smooth the data from Solanki et al. (2004) beforehand, increasing artificially the importance of low frequencies. On the other hand, this 1500 years frequency pattern could result from an internal forcing of the climate system, for instance self-sustaining oscillations of the thermohaline circulation in the Atlantic due to a salt oscillator (Broecker et al. 1997, Peltier and Vettoretti 2014). However, climate models reproducing such a behavior are working with glacial boundary conditions, so it is not clear whether this mechanism could work for the Late

Holocene period. Another hypothetical mechanism for the Late Holocene ~1500 yrs periodicity involving changes in the Atlantic thermohaline circulation is the stochastic resonance hypothesis. This mechanism implies an ocean dynamic which switches between two states under the influence of a periodic forcing amplified by random fluctuations (Jongma et al. 2007). Nevertheless, this would explain an amplification of a very small periodic forcing such as periodic freshwater inputs and is not directly explaining the origin of such oscillations.

Solar forcing: 2100-2400 and 210 yrs periodicities

Millennial scale solar variability

Wavelet power spectra of Sunspot Numbers

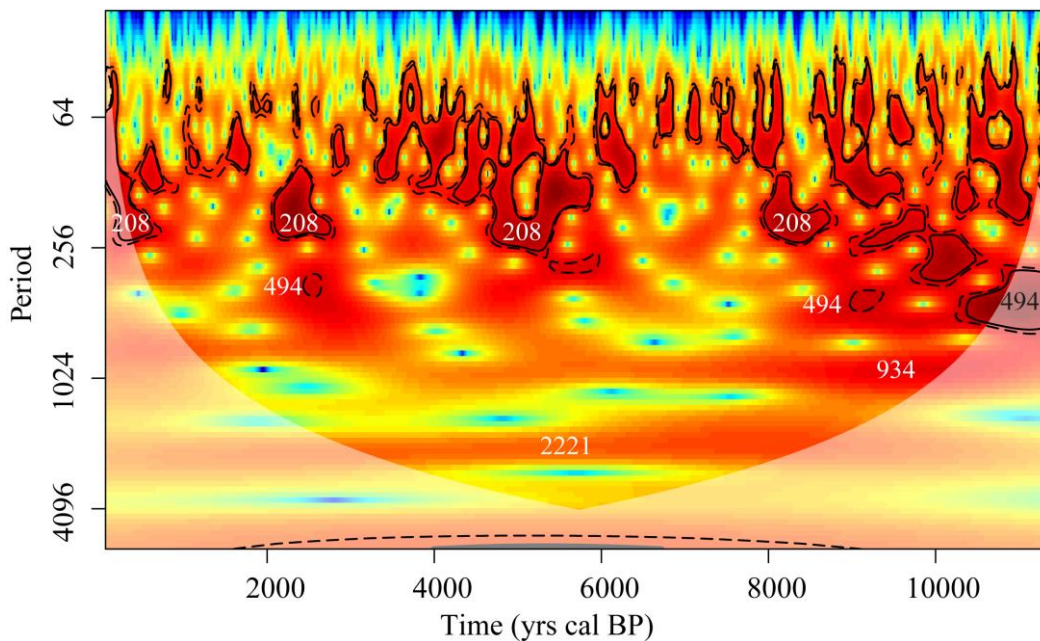


Figure 8: Wavelet power spectra of sunspot number record (Solanki et al. 2004)

The cyclic periods of 2235-2365 and 2440-2590 yrs, expressed throughout the Gulfs of Lions SSTs and ACL time series respectively (Figure 4), remind the 2100-2400 yrs periodicity (Hallstatt cycle) found in solar activity proxies (Figure 8) (Stuiver and Braziunas 1989, Debret et al. 2007, Ma 2007, Debret et al. 2009, Steinhilber et al. 2012, Usokin et al. 2016). The multi-variable cross-wavelet analysis of these two time-series with the sunspot number (SN) reconstruction (Solanki et al. 2004) highlights a significant shared cyclic period of about 2200 yrs throughout the scalogram (Figure 9). The wavelet filtered time-series with a passband between 2000 and 2500 yrs shows that Hallstatt cycles induce slight climate variability, with higher solar activity values roughly corresponding with lower SSTs in the Gulfs of Lions and

increasing aridity in the Rhône watershed (Figure 10). However, cross-correlation analysis suggests an important phase shift between the solar variability and these two paleoclimate proxies, approximately -230 yrs between SN and Gulfs of Lions SSTs and +260 yrs between SN and ACL (Supplementary material). Age model uncertainties could explain part of such important phase shifts. Nevertheless, the very important shift observed between ACL and Gulfs of Lions SSTs (~600 yrs), from the same sequence with a same age-model, suggests that these two proxies are probably reacting independently to millennial scale solar forcing in a non-linear way.

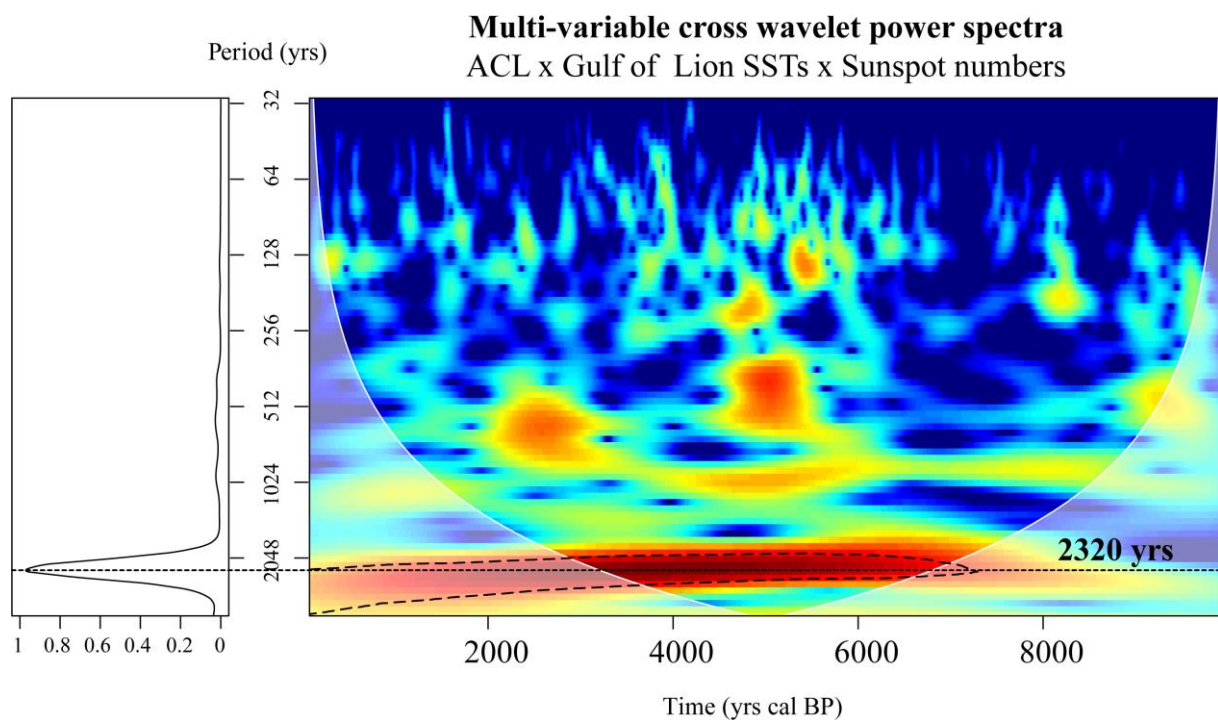


Figure 9: Multi-variable cross wavelet power spectra of the ACL, Gulfs of Lions SSTs and Sunspot numbers time series represented as a scalogram. See legend Figure 4 and 5.

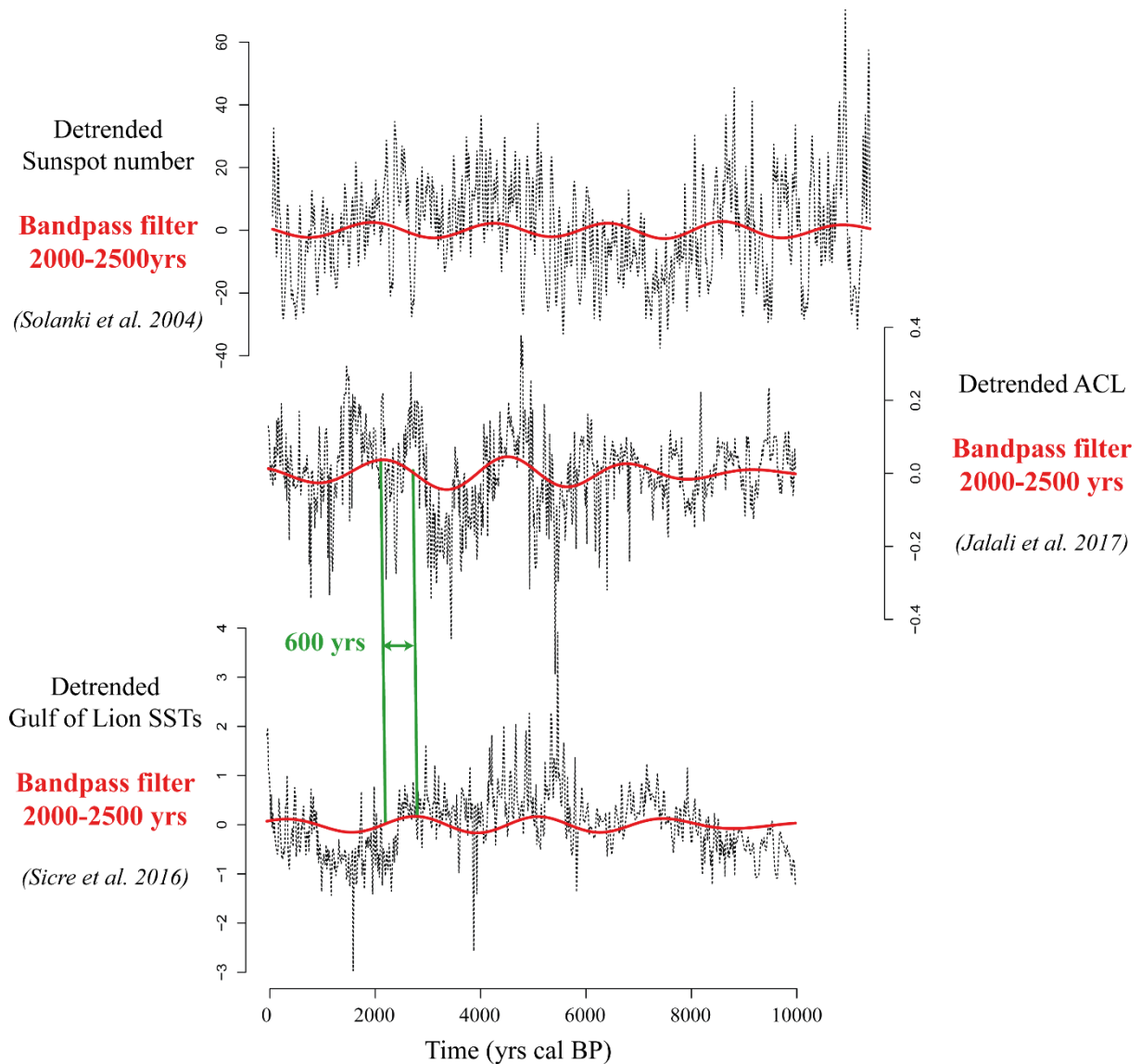


Figure 10: Comparison of the Sunspot number, the ACL and the Gulfs of Lions SSTs filtered with a 2000-2500 yrs bandpass filter to highlight variations linked with the Hallstatt cycles. The green lines illustrate the phase shifts depicted by the cross-correlation analysis.

Scafetta et al. (2016) proposed an astronomical origin for Hallstatt cycles. This periodicity is certainly related with a 2318 yrs orbital stable resonance impacting the solar magnetic activity and/or the structure of the heliosphere. Therefore, the observed climate changes at millennial scale could be related with both changes in the total solar irradiance and fluctuations in cosmic rays' influx. Since direct measures of solar variability, such as TSI measures or sunspot counts, are only available for few decades or centuries to the most, and since coupled climate models are so complex that it is not possible to make them runs longer than few hundred years, the influence of millennial scale solar variability yet remains mainly unstudied (Gray et al. 2010). Moreover, the effects of changes in cosmic rays' influx on earth climate are still poorly

understood (Gray et al. 2010). Hence, even if the solar origin of the low frequency fluctuations in the ACL and the Gulfs of Lions STTs is well supported, the question of the underlying climatic mechanisms is still difficult to address.

Centennial scale solar variability

The three short cyclic periods of about ~200 yrs displayed in the SI time series (Figure 4) remind the 210 yrs De Vries cycles evidenced in solar activity proxies (Figure 8) (Stuiver and Braziunas 1989, Debret et al. 2007, Ma 2007, Debret et al. 2009, Steinhilber et al. 2012, Usokin et al. 2016). The cross-wavelet analysis between the SI and the sunspot numbers time series confirms this similarity (Figure 11). Two significant cyclic periods of about 225 and 225 yrs are highlighted around 500 and 5250 yrs cal BP (Figure 11). A third shorter cyclic period of about 190 yrs is also evidenced around 2250 yrs cal BP, though its interpretation is less clear. It probably corresponds to the interaction of the ~120 yrs cyclic period recorded at this time in the SI time series (Figure 4) and the 210 yrs cyclic period of the SN time series. The influence of the centennial scale solar variability on the Mediterranean storm frequency is further supported by a ~270 yrs periodicity found within a storminess record from the Bagnas pond, at about 40 km from Palavas and covering the last 3000 yrs (Degeai et al. 2016).

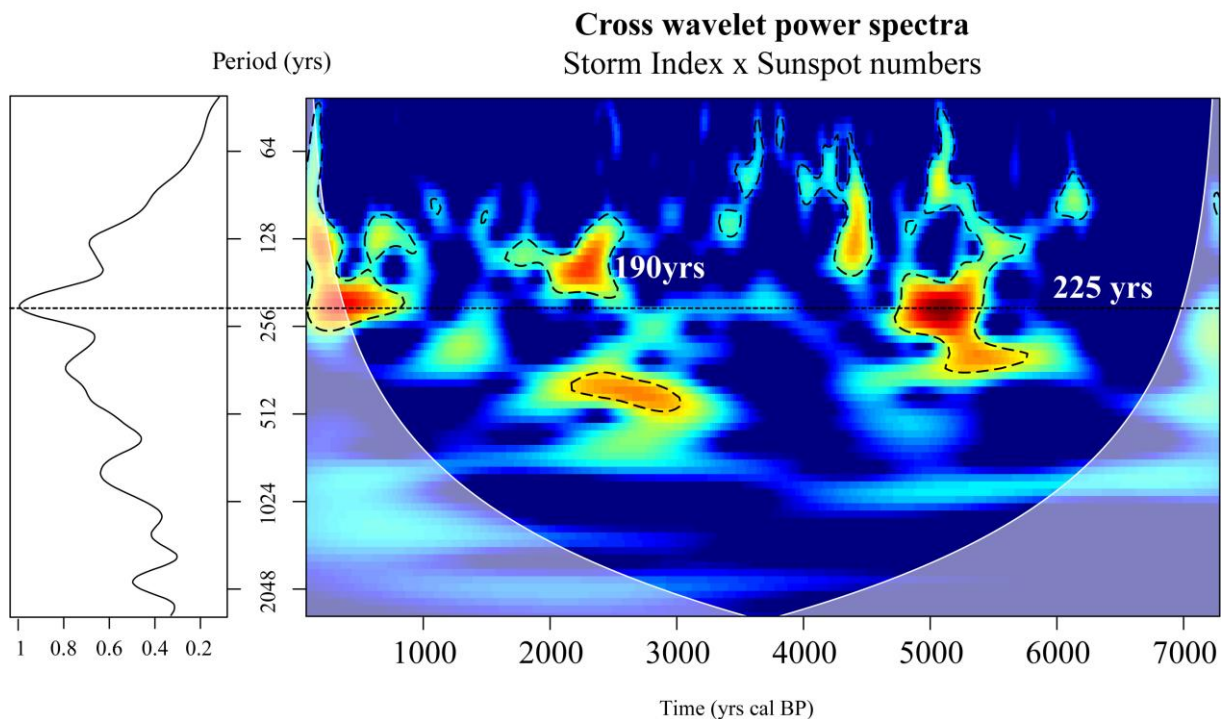


Figure 11: Cross wavelet power spectra of SI and Sunspot numbers time series represented as a scalogram. See legend Figure 4 and 5.

Several studies in Europe and in the Mediterranean also evidence increases in precipitations and flood frequencies related with the centennial scale solar variability (Wirth et al. 2013, Czymzik et al. 2016, Sabatier et al. 2017). Results suggest that centennial scale changes in the solar irradiance strongly affect the atmospheric circulation in the European Atlantic sector inducing NAO-like variability (Raible et al. 2006, Martin-Puertas et al. 2012). To test if De Vries solar cycles could have induced changes in Gulfs of Lions storminess through NAO-like atmospheric variability, the high-frequency content of SI and SN time series are compared with the wavelet power spectra of three NAO Index records (Trouet et al. 2009, Olsen et al. 2012, Ortega et al. 2015). The longer NAO index record (Olsen et al. 2012) was reanalyzed to take into account age-model uncertainties and the variability of SI, SN and NAO time series within the 150-300 yrs bandwidth was compared (Figure 12).

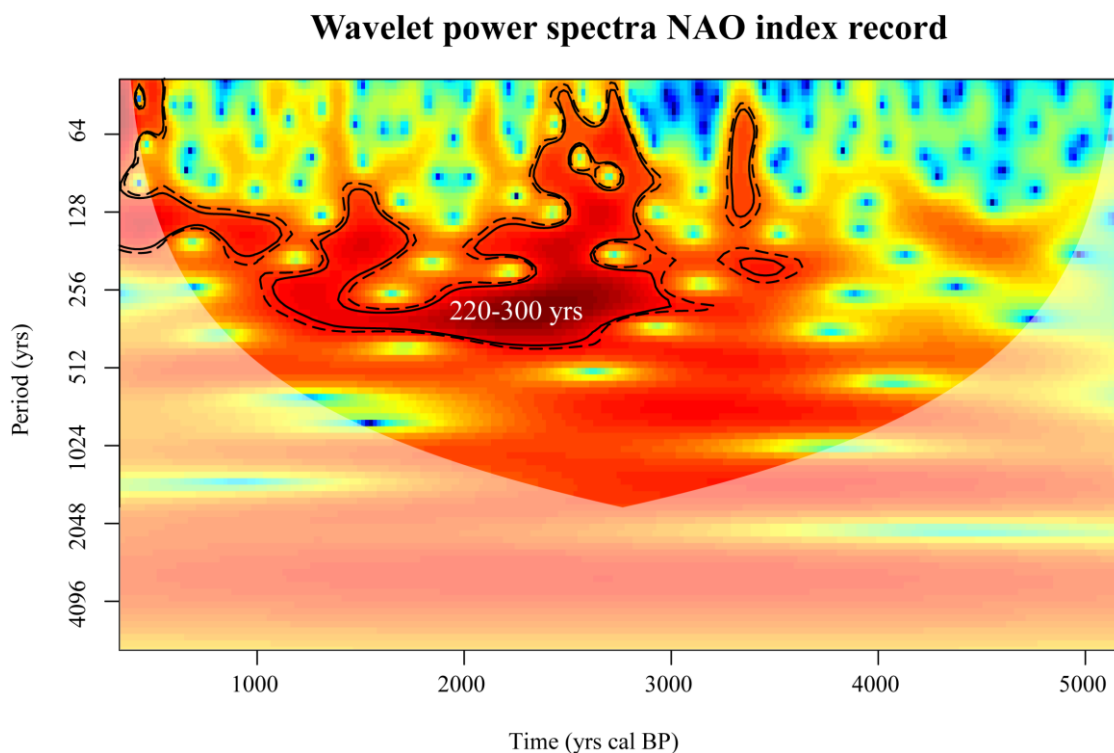


Figure 12: *Wavelet power spectra of NAO index record (Olsen et al. 2012)*

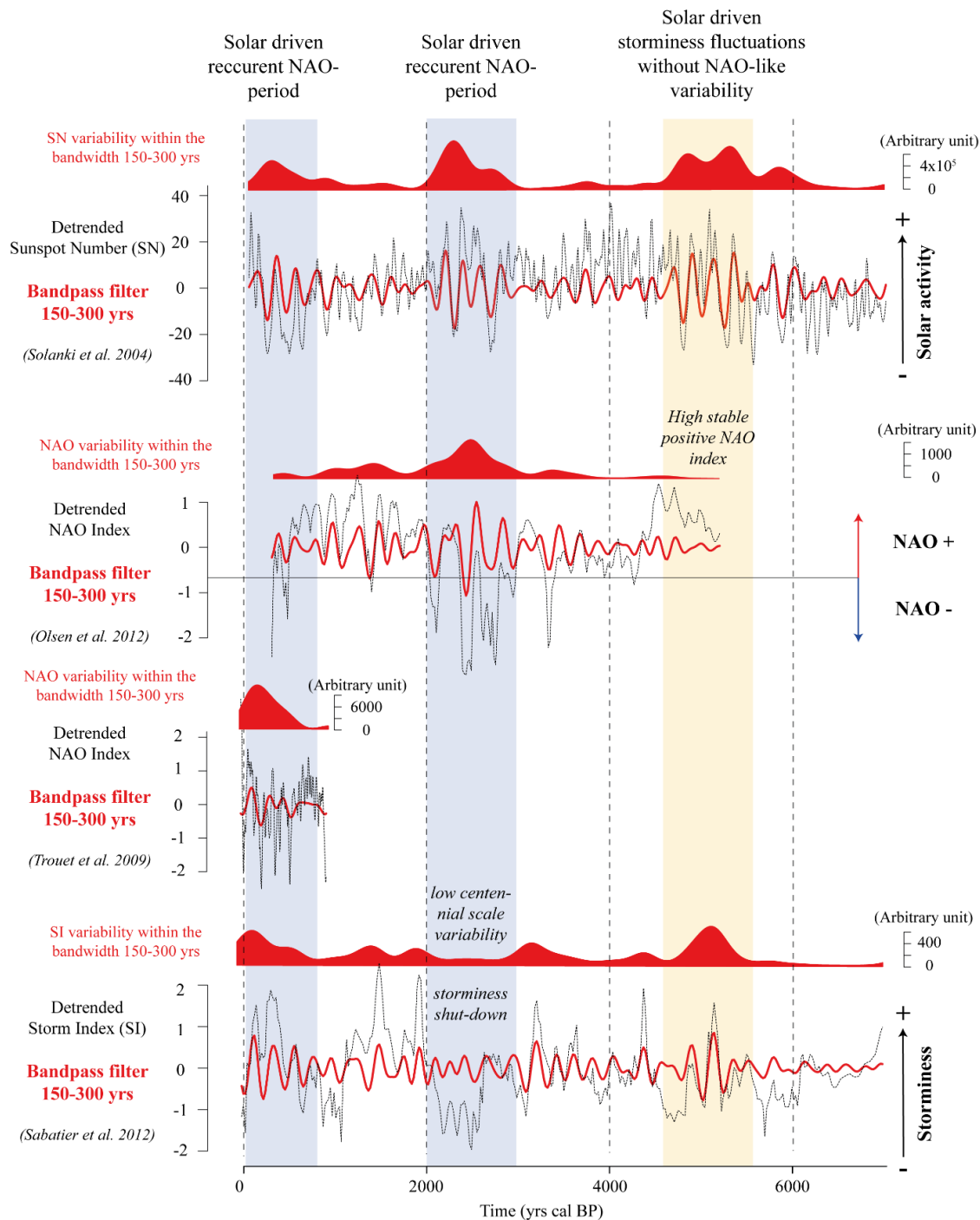


Figure 13: Comparison of the Sunspot number, the NAO index and the Palavas Storm Index (SI) filtered with a 150-300 yrs bandpass filter to highlight variations linked with the De Vries cycles. The filled red curves correspond to the variability within the bandwidth 150-300 yrs obtained by summing the wavelet power over several scales. The shaded blue boxes highlight time interval characterized by concomitant high solar and NAO index variability within the bandwidth 150-300 yrs. The shaded orange box highlights a time interval characterized by concomitant high solar and storminess variability without NAO index variability within the bandwidth 150-300 yrs.

This reanalysis of Olsen's NAO index reconstruction highlights a major significant cyclic period of 220-300 yrs between 3000 and 2000 yrs cal BP (Figure 12). Originally, this cyclic period was published as a 300 yrs cyclic period (Olsen et al. 2012). Thus, it was difficult to make the link with De Vries cycles. Our new algorithm allows to quantify the uncertainty induced by age model errors. The reanalysis highlights that this 300 yrs cyclic period recorded between 3000 and 2000 yrs cal BP is actually a 220-300 yrs cyclic period which fits with the ~210 yrs cyclic period evidence within the SN time series during the same time interval (Figure 8).

On the other hand, the SN time series displays three periods of higher variability within the 150-300 yrs bandwidth. The first period of high centennial scale solar variability is located between ~850 yrs cal BP and the present. This period also corresponds to a period of high NAO variability and high storminess variability in the Gulfs of Lions within the 150-300 yrs bandwidth (Figure 13). This concomitance of higher centennial scale variability in the solar activity, NAO and storminess proxies strongly supports the hypothesis of solar variability influencing the north-western Mediterranean storm frequency through modifications of the atmospheric circulation. On the other hand, the second period of high centennial scale solar variability between 3000 and 2000 yrs cal BP corresponds again with a high NAO variability period but is associated with a very low centennial scale storminess variability. Nevertheless, this period just corresponds to one of the previously discussed long term storminess decrease. Indeed, at this time, the Palavas SI drops dramatically while Bay of Biscay SSTs display an exceptional increase, just as the Mediterranean storminess was "shut-down" in relation with a very strong AMOC which caused a contraction of the Atlantic storm track toward the east (Figure 6). Therefore, this situation might represent a case of millennial scale internal variability bypassing the centennial scale external variability. Finally, around 5250 yrs cal BP, both SI and SN time series display an important variability within the 150-300 yrs bandwidth, just when the NAO variability is very low with NAO index values remaining very high (Figure 13). However, since Olsen's NAO index reconstruction (Olsen et al. 2012) is based only on one proxy and for now no other NAO reconstructions exist for this period, this NAO index values must be taken with care. Indeed, Ortega et al. (2015) point the necessity of multi-proxy studies to improve NAO index reconstructions reliability. They also highlight the unrealistic character of long and persistent positive NAO periods. Therefore, given these elements, this discrepancy between the NAO index variability and the solar and storminess variability around 5250 yrs cal BP is not invalidating the hypothesis of solar induced storminess changes through changes in the

atmospheric circulation. However, further work is necessary to characterize the middle Holocene climate and the mechanisms of the variability during this period.

Tropical influences?

Now, we are going to discuss the potential influence of the tropical climate variability over the north-western Mediterranean climate across the Holocene.

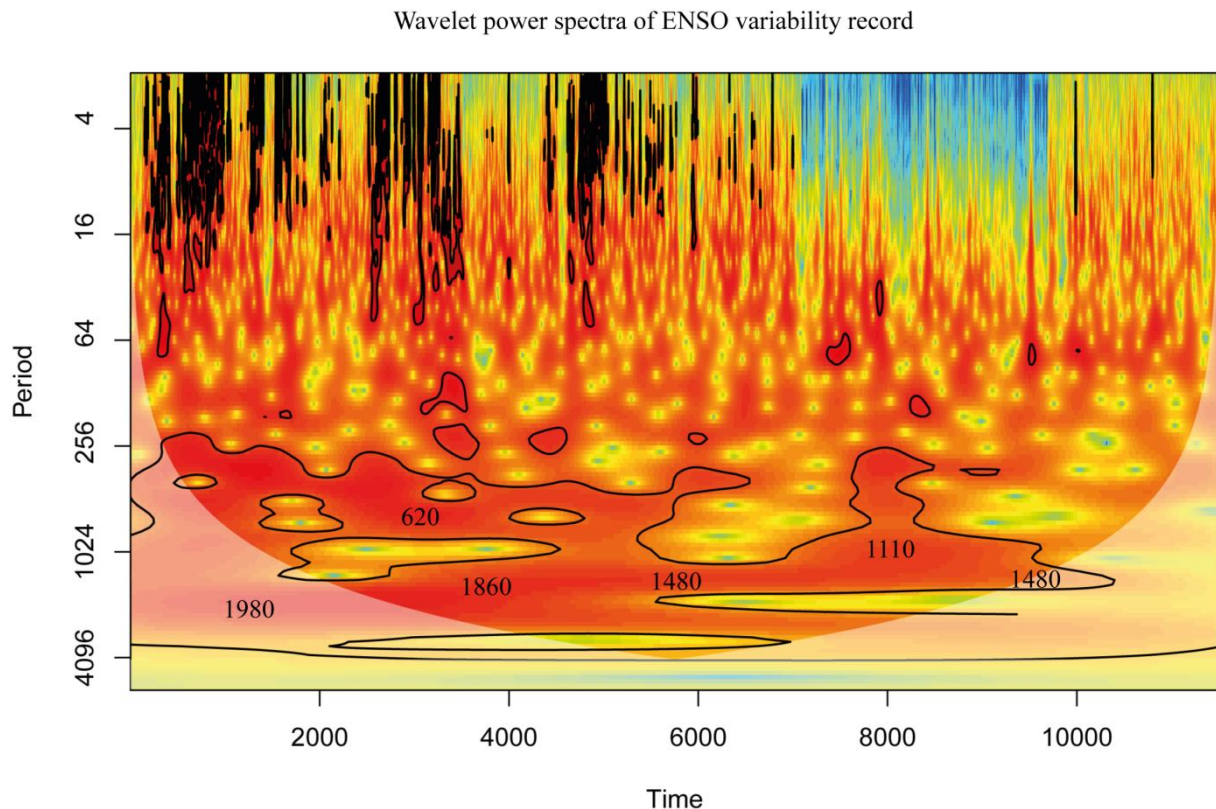


Figure 14: Wavelet power spectra of the ENSO variability time series from Pallcacocha in the Ecuadorian Andes (Moy et al. 2002). See legend Figure 4.

Moy et al. (2002) published the wavelet power spectra of a high-resolution ENSO variability record from Pallcacocha, in the Ecuadorian Andes, covering the Holocene (Figure 14). This time series shows interesting cyclic periods, which could correspond to cyclic periods recorded in our Mediterranean and Atlantic proxy time series (Table 1), especially since age model uncertainties are not taken into account in the wavelet analysis of ENSO time series.

Table 1: Comparison of the ENSO variability frequency content and Gulfs of Lions and Atlantic paleoclimate proxies

Gulfs of Lions Proxies ENSO proxy	TERR- Alkanes	ACL	Ca/Ti	K/Ti	AI	Bay of Biscay SSTs	Up10 fraction
~1480 yrs before 4000 yrs cal BP	/	/	1590-1900 yrs	/	/	1310-1475 yrs	/
~1110 yrs between 9000-6000 yrs cal BP	/	/	/	1195-1506 yrs	1190-1260 yrs	/	1000-1100 yrs
~1895 yrs around 4000 yrs cal BP	1830-2050 yrs	1730-2305 yrs	/	/	1680-1790 yrs	/	/
~620 yrs after 4000 yrs cal BP	/	570-650 yrs	630-750 yrs	/	440-600 yrs	620-695 yrs	/

The similarities of frequency content between paleoclimate proxies from tropics and the Mediterranean are highlighted by the multi-variable cross-wavelet analysis of ENSO, Cariaco basin ITCZ position, Ca/Ti, AI, ACL and Bay of Biscay SSTs time series (Figure 15). The analysis clearly shows cyclic periods of 670, 1500 and 1900 yrs corresponding with three of the common periodicities reported in the Table 1. The 1400 and 2130 yrs significant cyclic periods are more difficult to interpret regarding the individual scalograms (Figure 4). Since AI and ACL are aridity index and Ca/Ti is a proxy influenced by the amount of terrigenous sediments inputs in the Rhône mud belt, the tropical climate variability could especially influence western Mediterranean precipitation rates. On the other hand, since Bay of Biscay

SSTs are recording heat transport from the tropical Atlantic (Mary et al. 2017), it seems logical to observe a tropical climate signal. It is interesting to point that according to our results most of the past climate variability of many investigated Mediterranean proxy is probably linked with tropical influences, a point that emphasizes the intermediate location of the Mediterranean area in-between the tropical and the temperate latitudes. Further investigation is needed to constrain accurately the link between the Mediterranean and the tropics. However, reviewing the frequency content of a full set of paleoclimatic time series from the tropical areas to investigate this issue is out of the scope of this article.

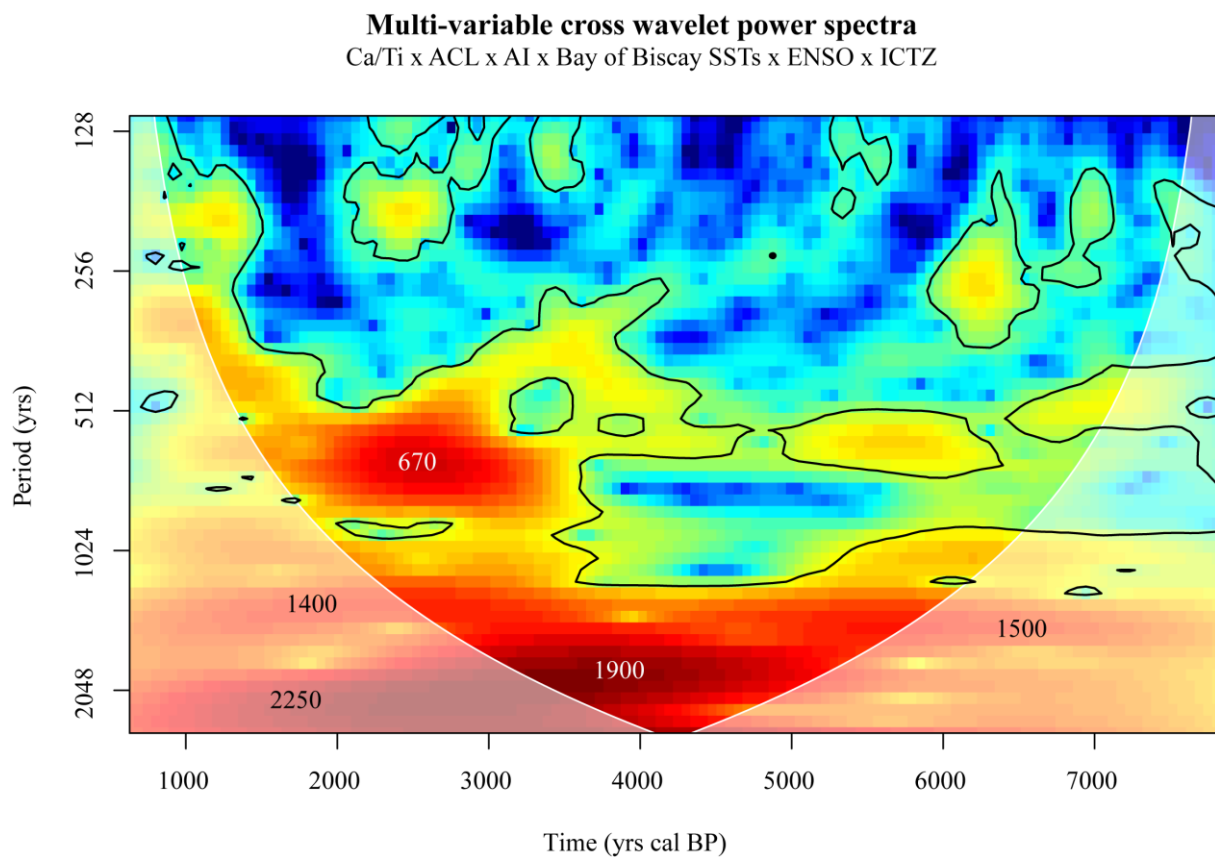


Figure 15: Cross wavelet power spectra of Ca/Ti, ACL, AI, Bay of Biscay SSTs, ENSO variability and ITCZ position in the Cariaco basin time series represented as a scalogram. See legend Figure 4 and 5.

Conclusion

Ten paleoclimate time series from the Gulfs of Lions and the surrounding areas, together with NAO index, ENSO variability and ITCZ position time series, were compared in the frequency domain using wavelet analysis. Since the direct comparison of all their oscillations is not informative, the comparison of their frequency content is used to discuss directly the forcing

and mechanism underlying the Mediterranean climate variability. Indeed, three main groups of shared periodicities could be defined according to the results of our analysis: (i) an Atlantic cyclic period of ~1500 yrs since 5000 yrs cal BP, (ii) a solar cyclic period of ~2400 and 210 yrs displayed respectively throughout the Holocene and around 500 and 5000 yrs cal BP and (iii) tropical cyclic periods of 670, 1500 and 1900 yrs recorded respectively around 2500, 4000 and 6500 yrs cal BP. The Atlantic cyclic period of ~1500 yrs is probably related with periodic fluctuations of the Atlantic thermohaline circulation inducing changes in the storm track extension and position, with impacts on both precipitations and storminess over a millennial scale. The centennial scale solar cycles might induce a NAO-like variability of the atmospheric circulation influencing the storminess in Western Europe and in the western Mediterranean. Finally, the tropical periodicities recorded in many climate proxies from the Gulfs of Lions, highlight the influence of the tropical climate variability over the western Mediterranean.

Further studies are needed to better characterize and understand the Mediterranean climate variability during the Holocene period, especially the link between the tropical latitudes and the Mediterranean basin. Nevertheless, the results presented in this review article establish a state of the art paleoclimate variability for the north western Mediterranean area. This approach allows to understand the “natural” millennial and centennial scale variability of the earth climate system in this climatic change hot spot (Giorgi, 2006) Wavelet analysis of paleoclimate time series can definitely bring a valuable contribution to this work to improve the predictions concerning the ongoing anthropogenic climate change.

Acknowledgements

This research was funded by MISTRALS/PALEOMEX meta-program, the CNRS and the French Museum of National History (MNHN). Paleoclimate time series were extracted from the PANGEA and the NOAA database and the work of the data contributors and the PANGEA and NOAA communities is gratefully acknowledged. None of the authors have conflicts of interest to declare.

References

Alley, R.B., Anandakrishnan, S., Jung, P., 2001. Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography* 16, 190–198.

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483–486.
- Anchukaitis, K.J., Tierney, J.E., 2013. Identifying coherent spatiotemporal modes in time-uncertain proxy paleoclimate records. *Climate Dynamics* 41, 1291–1306. doi:10.1007/s00382-012-1483-0
- 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). *Climate of the Past* 11, 1769–1784. doi:10.5194/cp-11-1769-2015
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., 2011. Mid-Holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlation with cultural changes. *The Holocene* 21, 163–171. doi:10.1177/0959683610384165
- 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. *Climate of the Past* 12, 1539–1553. doi:10.5194/cp-12-1539-2016
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *quaternary geochronology* 5, 512–518.
- Bond, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. doi:10.1126/science.1065680
- Bond, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257
- Brayshaw, D.J., Woollings, T., Vellinga, M., 2009. Tropical and Extratropical Responses of the North Atlantic Atmospheric Circulation to a Sustained Weakening of the MOC. *Journal of Climate* 22, 3146–3155. doi:10.1175/2008JCLI2594.1
- Broecker, W.S., Sutherland, S., Peng, T.-H., 1997. Slowdown of Southern Ocean Deep Water Formation. *J. Biochem* 250, 99.
- Cassou, C., Terray, L., Phillips, A.S., 2005. Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of climate* 18, 2805–2811.

Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past* 5, 503–521.

Conte, M., Giuffrida, A., Tedesco, S., 1989. Mediterranean Oscillation: Impact on Precipitation and Hydrology in Italy, in: *Conference on Climate and Water*.

Conte, M.H., Sicre, M.-A., Rühlemann, C., Weber, J.C., Schulte, S., Schulz-Bull, D., Blanz, T., 2006. Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index (UK' 37) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.

Czymzik, M., Muscheler, R., Brauer, A., 2016. Solar modulation of flood frequency in central Europe during spring and summer on interannual to multi-centennial timescales. *Climate of the Past* 12, 799–805.

Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past Discussions* 3, 679–692.

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 28, 2675–2688. doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.005

Degeai, J.-P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., Bony, G., 2015. Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 129, 37–56. doi:10.1016/j.quascirev.2015.10.009

Dezileau, L., Bordelais, S., Condomines, M., Bouchette, F., Briquieu, L., 2005. Evolution des lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes à partir de l'étude de carottes sédimentaires courtes (étude géochronologique, sédimentologique et géochimique des sédiments récents). *Publications ASF, Paris* 51, 91.

Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U., 2016. Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past* 12, 1389–1400. doi:10.5194/cp-12-1389-2016

- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaing, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 289–297. doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.009
- Dima, M., Lohmann, G., 2009. Conceptual model for millennial climate variability: a possible combined solar-thermohaline circulation origin for the ~1,500-year cycle. *Climate Dynamics* 32, 301–311. doi:10.1007/s00382-008-0471-x
- Fletcher, W.J., Debret, M., Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* 23, 153–166.
- 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: HOLOCENE CLIMATE VARIABILITY. *Paleoceanography* 22. doi:10.1029/2006PA001307
- Gagosian, R.B., Peltzer, E.T., 1986. The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments. *Organic Geochemistry* 10, 661–669.
- Giraudi, C., 2005. Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy). *Quaternary Research* 64, 176–184.
- Giraudi, C., Magny, M., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., 2011. The Holocene climatic evolution of Mediterranean Italy: A review of the continental geological data. *The Holocene* 21, 105–115.
- Gouhier, T.C., Grinsted, A., Simko, V., Gouhier, M.T.C., Rcpp, L., 2016. Package “biwavelet.”
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W., 2010. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics* 48. doi:10.1029/2009RG000282
- GROUP, M., 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969.

- Harvey, B.J., Shaffrey, L.C., Woollings, T.J., 2015. Deconstructing the climate change response of the Northern Hemisphere wintertime storm tracks. *Climate dynamics* 45, 2847–2860.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Jalali, B., Sicre, M.-A., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Holocene climate variability in the north-western Mediterranean Sea (Gulfs of Lionss). *Climate of the Past Discussions* 91–120.
- 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* 0959683616683258.
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200, 4–18. doi:10.1016/j.quaint.2008.03.012
- Jaouadi, S., Lebreton, V., Bout-Roumazelles, V., Siani, G., Lakhdar, R., Boussoffara, R., Dezileau, L., Kallel, N., Mannai-Tayech, B., Combourieu-Nebout, N., 2016. Environmental changes, climate and anthropogenic impact in south-east Tunisia during the last 8 kyr. *Climate of the Past* 12, 1339–1359. doi:10.5194/cp-12-1339-2016
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Carrión, J.S., López-Sáez, J.A., Villarías-Robles, J.J., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, Á., Contreras, C., 2015. Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25, 607–617.
- Joly, B., Girardot, N., Roulet, B., Labadie, C., 2012. Experimental Daily Forecasts of Northern Atlantic Weather Regimes and Heavy Precipitating Events (HPEs) over Southern France with the Meteo France Global Ensemble System PEARP.
- Jongma, J.I., Prange, M., Renssen, H., Schulz, M., 2007. Amplification of Holocene multicentennial climate forcing by mode transitions in North Atlantic overturning circulation: HOLOCENE MULTICENTENNIAL CLIMATE FORCING. *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2007GL030642

Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., 2009. Numerical high-resolution air-sea coupling over the Gulfs of Lionss during two tramontane/mistral events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114.

Lionello, P., Trigo, I.F., Gil, V., Liberato, M.L.R., Nissen, K.M., Pinto, J.G., Raible, C.C., Reale, M., Tanzarella, A., Trigo, R.M., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2016. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68, 29391. doi:10.3402/tellusa.v68.29391

Liu, Y., San Liang, X., Weisberg, R.H., 2007. Rectification of the Bias in the Wavelet Power Spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24, 2093–2102. doi:10.1175/2007JTECHO511.1

Ludwig, W., Dumont, E., Meybeck, M., Heussner, S., 2009. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography* 80, 199–217.

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. doi: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., Vannièrè, 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. doi:10.5194/cp-9-2043-2013

Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, 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. doi:10.1016/j.quascirev.2007.04.014

- Magny, M., Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 47–59.
- Magny, M., Peyron, O., Sadori, L., Ortu, E., Zanchetta, G., Vannière, B., Tinner, W., 2012. Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south- and north-central Mediterranean. *Journal of Quaternary Science* 27, 290–296. doi:10.1002/jqs.1543
- Ma, L.H., 2007. Thousand-Year Cycle Signals in Solar Activity. *Solar Physics* 245, 411–414. doi:10.1007/s11207-007-9048-9
- Martin-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G., van Geel, B., 2012. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience* 5, 397–401. doi:10.1038/ngeo1460
- Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M., 2017. Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Climate of the Past* 13, 201–216. doi:10.5194/cp-13-201-2017
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karl n, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* 62, 243–255. doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Najac, J., Bo e, J., Terray, L., 2009. A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Climate Dynamics* 32, 615–634. doi:10.1007/s00382-008-0440-4
- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., Arbogast, P., 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1812–1827. doi:10.1002/qj.866

- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, 808–812. doi:10.1038/ngeo1589
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523, 71–74.
- Peltier, W.R., Vettoretti, G., 2014. Dansgaard-Oeschger oscillations predicted in a comprehensive model of glacial climate: A “kicked” salt oscillator in the Atlantic: Dansgaard-Oeschger Oscillations. *Geophysical Research Letters* 41, 7306–7313. doi:10.1002/2014GL061413
- Peyron, O., Magny, M., Goring, S., Joannin, S., de Beaulieu, J.-L., Brugiapaglia, E., Sadori, L., Garfi, G., Kouli, K., Ioakim, C., Combourieu-Nebout, N., 2013. Contrasting patterns of climatic changes during the Holocene across the Italian Peninsula reconstructed from pollen data. *Climate of the Past* 9, 1233–1252. doi:10.5194/cp-9-1233-2013
- Pierre, S., Bruno, W., Francesco, F.G., Fanny, M., Jérôme, P., Anne-Lise, D., Adeline, B., Wentao, C., Cécile, P., Jean-Louis, R., Ludovic, G., Manon, B., Yves, P., Emmanuel, M., Pierre, T., Fabien, A., 2017. 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps – Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews* 170, 121–135. doi:10.1016/j.quascirev.2017.06.019
- Plaut, G., Simonnet, E., 2001. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research* 17, 303–324.
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., Casty, C., 2007. Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409–423. doi:10.1007/s00382-006-0188-7
- Raji, O., Dezileau, L., Von Grafenstein, U., Niazi, S., Snoussi, M., Martinez, P., 2015. Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 203.
- Rameau, J.-C., Mansion, D., Dumé, G., 1989. Flore forestière française: région méditerranéenne. *Forêt privée française*.

- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Hy, A.B.X., Briquieu, L., Pezard, P., Tessier, B., 2009. Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulfs of Lionss, France). *Marine Geology* 264, 242–257. doi:10.1016/j.margeo.2009.06.008
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Rhein, M., 1995. Deep water formation in the western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 6943–6959.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R., Sadori, L., 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21, 3–13. doi:10.1177/0959683610388058
- Rouyer, T., Fromentin, J., Stenseth, N., Cazelles, B., 2008. Analysing multiple time series and extending significance testing in wavelet analysis. *Marine Ecology Progress Series* 359, 11–23. doi:10.3354/meps07330
- Sabatier, P., Dezileau, L., 2010. Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d’Aigues-Mortes. Estimation de l’aléa de tempête depuis 2000 ans. *Quaternaire. Revue de l’Association française pour l’étude du Quaternaire* 21, 5–11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205–217. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.04.012
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.002
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.001

- Sabatier Pierre, Bruno, W., Francesco, F.G., Fanny, M., Jérôme, P., Anne-Lise, D., Adeline, B., Wentao, C., Cécile, P., Jean-Louis, R., Ludovic, G., Manon, B., Yves, P., Emmanuel, M., Pierre, T., Fabien, A., 2017. 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps – Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews* 170, 121–135. doi:10.1016/j.quascirev.2017.06.019
- Sadori, L., Giardini, M., Gliozzi, E., Mazzini, I., Sulpizio, R., van Welden, A., Zanchetta, G., 2015. Vegetation, climate and environmental history of the last 4500 years at lake Shkodra (Albania/Montenegro). *The Holocene* 25, 435–444.
- Scafetta, N., Milani, F., Bianchini, A., Ortolani, S., 2016. On the astronomical origin of the Hallstatt oscillation found in radiocarbon and climate records throughout the Holocene. *Earth-Science Reviews* 162, 24–43. doi:10.1016/j.earscirev.2016.09.004
- Schroeder, K., Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: atmospheric forcings and lateral advection. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115.
- Sgubin, G., Swingedouw, D., Drijfhout, S., Mary, Y., Bennabi, A., 2017. Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nature Communications* 8.
- Siani, G., Magny, M., Paterne, M., Debret, M., Fontugne, M., 2013. Paleohydrology reconstruction and Holocene climate variability in the South Adriatic Sea. *Climate of the Past* 9, 499–515. doi:10.5194/cp-9-499-2013
- 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 (Gulfs of Lions) during the Common Era. *Earth and Planetary Science Letters* 456, 124–133. doi:10.1016/j.epsl.2016.09.032
- Smith, A.C., Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W., 2016. North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Scientific Reports* 6. doi:10.1038/srep24745
- Soon, W., Velasco Herrera, V.M., Selvaraj, K., Traversi, R., Usoskin, I., Chen, C.-T.A., Lou, J.-Y., Kao, S.-J., Carter, R.M., Pipin, V., Severi, M., Becagli, S., 2014. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. *Earth-Science Reviews* 134, 1–15. doi:10.1016/j.earscirev.2014.03.003

- Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., McManus, J.F., Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience* 5, 892–896. doi:10.1038/ngeo1619
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., 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.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., 2013. IPCC, 2013: summary for policymakers in climate change 2013: the physical science basis, contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1989. Atmospheric ¹⁴C and century-scale solar oscillations. *Nature* 338, 405–408.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Thomson, R.E., Emery, W.J., 2014. *Data analysis methods in physical oceanography*, 3. ed. ed. Elsevier, Amsterdam.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society* 79, 61–78.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12, 1685–1696.
- Trigo, R.M., DaCAMARA, C.C., 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20, 1559–1581.
- 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. doi:10.1126/science.1166349
- Usoskin, I.G., Gallet, Y., Lopes, F., Kovaltsov, G.A., Hulot, G., 2016. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. *Astronomy & Astrophysics* 587, A150.

Vanniere, B., Galop, D., Rendu, C., Davasse, B., 2001. Feu et pratiques agro-pastorales dans les Pyrénées-Orientales: le cas de la montagne d'Enveitg (Cerdagne, Pyrénées-Orientales, France). *Sud-Ouest Européen* 11, 29–42.

Velasco Herrera, V.M., Cordero, G., 2016. The variability of meteoroid falling. *Planetary and Space Science* 131, 111–118. doi:10.1016/j.pss.2016.08.005

Velasco Herrera, V.M., Soon, W., Velasco Herrera, G., Traversi, R., Horiuchi, K., 2017. Generalization of the cross-wavelet function. *New Astronomy* 56, 86–93. doi:10.1016/j.newast.2017.04.012

Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., Wernli, H., 2014. How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 5240–5256. doi:10.1002/2013JD021175

Woollings, T., Gregory, J.M., Pinto, J.G., Reyers, M., Brayshaw, D.J., 2012. Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling. *Nature Geoscience* 5, 313–317. doi:10.1038/ngeo1438

Supplementary information

The following section present in detail the method of wavelet analysis. If not stated otherwise, the following paragraphs refer to the article by Torrence and Compo (1998) who published a reference practical guide to wavelet analysis.

Wavelets

Wavelets are wave functions with zero mean and localized in both time and frequency domain (Admissibility conditions, Farge 1992), it means they rapidly approach zero after few oscillations and they contain only one period. A “mother wavelet”, $\psi_0(\eta)$, is a general function satisfying the previous conditions which is used to defined a set of functions by scaling and translation. In this article the Morlet wavelet is used:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$$

The input η is a non-dimensional time parameter and ω_0 is the non-dimensional frequency, here equal to 6 to satisfy the admissibility conditions (Farge 1992). The Morlet wavelet is widely used for paleoclimatic time series analysis () and more generally for geophysical and ecological data (), thus it makes direct comparison between studies easier.

Wavelet transform of a discrete sequence x_n

The Wavelet transform of a discrete sequence is defined in the time domain as:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)}{s} \delta t \right]$$

The discrete sequence x_n represent a time series of N terms evenly spaced by δt and the term $\psi^* \left[\frac{(n' - n)}{s} \delta t \right]$ is the complex conjugate of the normalized mother wavelet scaled by the parameter s (wavelet scale) and translated by the parameter n (time index).

The wavelet transform is computed for a whole set of scales s_j ranging from $s_0 = 2\delta t$ the smallest resolvable scale to s_j the largest scale to examine. Intermediate scales are defined by the series:

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}$$

In this study δj is taken to be $\frac{1}{12}$.

Because wavelet scales s are linked to Fourier periods, by varying s one can examine the contribution of a set of periods to the signal variability around the point n . Simultaneously, by varying n one can translate the wavelet transform along the time series and thus examine how this contribution vary through time.

In practice, the wavelet transforms are computed in the frequency domain and not in the time domain using Fourier transforms of the time series and the wavelet function (see Torrence and Compo, 1998 for more details).

Wavelet power spectrum

Because wavelet transforms are complex numbers, wavelet spectra are difficult to visualize directly. Thus, wavelet analysis results are expressed as the square of wavelet transforms modulus, $|W_n(s)|^2$ (Torrence and Compo, 1998). The set of $|W_n(s)|^2$ is called “wavelet power spectrum” and is display as a plot called scalogram with time in abscissa, periods or scales in ordinate and amplitude color coded (Figure). A periodicity λ which contribute to signal variability within the time interval $[t_1, t_2]$ is characterized by a power local maximum centered on λ between t_1 and t_2 . By summing the $|W_n(s)|^2$ over a given range of scales, one can quantify the variability of the analyzed time series within the corresponding bandwidth.

Wavelet power spectra are biased in favor of large scales. It means that for a time series comprising two sin waves of same amplitude but distinct periods, the amplitude of power local maxima will be different. This bias can be corrected by dividing wavelet power amplitudes by their corresponding scale (Liu et al., 2007).

Data pre-treatment

Evenly spaced time series are needed for wavelet analysis and unfortunately this is never the case for paleoclimatic sequences. Therefore, the studied time series are resampled with a constant time-step and with exactly the same mean resolution. Values of the resampled time series were obtained by linear interpolation from the original time series with the new evenly spaced chronological framework.

Linear trends are removed from time series in order to avoid distortions of the low-frequency components (Thomson and Emery, 2014). A linear model is fitted to time series and then subtracted.

When programs compute the Fourier transforms, the finite length of the studied sequences produces biases at the beginning and the end of the time series called edge effects. To avoid such errors, the series are zero-padded before the analysis to bring their total length up to the next-higher power of two. These “zeros tails” are removed after the wavelet transform. However, padding with zeros decrease the amplitude of lowest frequencies near the edge of the time series. The area where these edge effects are not negligible is called the “cone of influence”. Within the cone of influence, wavelet power amplitude is likely to be underestimated.

Significance levels

To determine significance levels, wavelet spectra are compared to red-noise background spectra. Wavelet power spectra are chi-squared distributed with two degrees of freedom (χ_2^2). Therefore, the 95% confidence levels are obtained by multiplying the mean red-noise power spectra assumed for each time series by the 95th percentile value for χ_2^2 . Peaks in the wavelet power spectra which are above this 95% confidence level are significant at the 5% level (see Torrence and Compo, 1998 for more details).

Wavelet filtering and cross correlation analysis

To display the contribution of a given period or set of periods to time series variability, wavelet filtered are used. A signal can be considered as the sum of sub-signals characterized by their

respective periodicities. Wavelet transforms are band-pass filter, they pass frequencies within a certain range and reject frequencies outside that range. Thus, by using the proper inverse filter it is possible to reconstruct the original signal for a selected range of periods. The filtered time series for scales ranging from j_1 to j_2 is:

$$x_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{Re[W_n(s_j)]}{s_j^{1/2}}$$

δj and δt are the intervals respectively between each scale and each time step, C_δ the reconstruction factor is equal to 0.776, $\psi_0(0)$ (the Morlet wavelet for $\eta = 0$) equal to $\pi^{-1/4}$, s_j is the j^{th} scale and $Re[W_n(s_j)]$ is the real part of the wavelet transform for the time index n and the scale s_j .

The degree of similarity between the filtered signals is evaluated using the cross-correlation at lag zero (Thomson & Emery 2014):

$$R_{xy}(0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i y_i$$

$R_{xy}(0)$ is the cross-correlation at lag zero, N is the number of points in the time series, x_i and y_i are the values of the compared time series for the time increment i .

The significance of the cross-correlation at lag zero is assessed by a Montecarlo method. For each pollen inferred climate reconstruction and independent climate proxy pair, 1000 correlation coefficients were computed between two random red-noise time series computed by a univariate lag-1 autoregressive process (Markov process) (Torrence & Compo 1998). The significance level is deduced from the distribution of the 1000 correlation coefficients with a P-value of 0.01.

2. Comparaison de la variabilité climatique entre la Méditerranée occidentale et orientale

Résumé (Publié dans The Holocene)

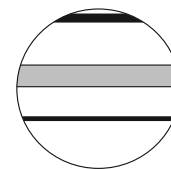
Pour élargir la discussion sur la variabilité climatique holocène en Méditerranée et pour examiner plus en détail la question de sa partition est/ouest, les données climatiques de Palavas et de la carotte KSGC-31 du Golfe du Lion (Bassetti et al. 2016, Jalali et al. 2016, Sicre et al 2016) ont été comparées avec des données issues de carottes prélevées à l'embouchure du Nil. En effet, les deltas (ici Nil et Rhône) constituent des zones de dépôt particulièrement intéressantes en termes d'archives sédimentaires. Les matériaux qui s'y déposent sont aussi bien d'origine marine que continentale. Ils permettent donc d'avoir accès à des proxies paléoclimatiques souvent complémentaires. Deux carottes prélevées à l'embouchure du Nil ont été analysées par Bassem Jalali, Marie-Alexandrine Sicre et Nathalie Combourieu-Nebout. Elles ont permis d'obtenir des SSTs à partir des alcénones, la concentration en n-alkanes (TERR-alkanes), la longueur moyenne des chaînes d'alkanes (ACL), le ratio Ti/Ca et la composition de la végétation à partir d'analyses polliniques. Tous ces proxies couvrent les 10 000 dernières années à l'exception des analyses polliniques qui couvrent seulement l'intervalle de temps 10 500-6500 ans cal BP, les niveaux plus anciens et plus récents étant stériles.

Les enregistrements des SSTs dans le Golfe du Lion et à l'embouchure du Nil montrent des histoires climatiques clairement distinctes. Dans le Golfe du Lion pendant toute la première moitié de l'holocène, les températures sont remarquablement stables et plus chaudes qu'à l'heure actuelle pendant toute la première moitié de l'holocène. Ensuite, à partir de 7000 ans cal BP, elles deviennent beaucoup plus variables à courte échelle de temps et diminuent progressivement sur le long terme. Au contraire, dans le delta du Nil, les températures montrent une augmentation à long terme très nette depuis le début de la séquence jusqu'aux environs de 4200 ans cal BP, suivies par deux épisodes de refroidissements importants, autour 3500 et 1500 ans cal BP. Entre 10 000 et 7000 ans cal BP, pendant la période humide africaine (AHP), des fluctuations de grandes amplitudes et à très haute fréquence (décadales) se superposent à cette évolution générale. Ces résultats concordent avec les conclusions de Marcott et al. (2013) qui montrent un refroidissement général des SSTs dans les régions extratropicales, accompagné en parallèle d'un réchauffement dans les régions tropicales, en lien avec la diminution à long terme de l'insolation estivale dans l'hémisphère nord.

Les données des biomarqueurs et des analyses géochimiques du Golfe du Lion montrent, par ailleurs, une augmentation à long terme de l'érosion dans le bassin versant du Rhône, accompagnée d'une tendance générale à l'aridification à partir de 6000 ans cal BP. Dans le delta du Nil, les données indiquent un débit du fleuve plus important pendant la première partie de la séquence, au cours de l'AHP, en lien avec une position plus septentrionale de la zone de convergence intertropicale et donc des précipitations plus abondantes dans le bassin versant. Cette phase plus arrosée est seulement interrompue par deux épisodes arides bien marqués autour de 9200 et 8400 ans cal BP. L'aridification à long terme du climat au nord de l'Afrique sur le pourtour est-méditerranéen semble ici débuter beaucoup plus tôt qu'en Méditerranée occidentale. Elle s'initie probablement dès 8400 ans dans la région du Nil bleu et de la rivière Atbara, et à partir de 7700 ans cal BP dans le bassin versant du Nil blanc. Ces résultats sont concordants avec les expériences de modélisations et les données isotopiques issues des sédiments lacustres prélevés en Méditerranée et qui montrent une aridification du climat s'amorçant vers 8000 ans cal BP en Méditerranée orientale et autour de 5000 ans cal BP en Méditerranée occidentale (Roberts et al. 2011).

Les données d'ACL du Golfe du Lion, l'index d'aridité dérivé de la séquence pollinique de Palavas ainsi que le $\delta^{18}O$ des spéléothèmes de la grotte d'Asiul indiquent tous une alternance de périodes humides/arides dans le nord-ouest de la Méditerranée au cours des 7000 dernières années. Entre 6500 et 4500 ans cal BP, l'enregistrement des précipitations en Méditerranée orientale semble être clairement en opposition de phase avec l'évolution climatique du côté occidental, suggérant l'existence, pendant au moins une partie de l'holocène, d'une variabilité en « dents de scies » à travers le bassin méditerranéen. Des expériences de modélisations montrent que les variations centennales des SSTs dans le nord-est de l'Atlantique tropical peuvent induire de tels changements climatiques de sens opposé, de part et d'autre de la Méditerranée (Kushnir and Stein 2010). Enfin, une correspondance assez nette apparaît entre la courbe de fréquence des épisodes ENSO (Moy et al. 2002) et la variabilité centennale méditerranéenne vue à travers ces proxies. Cette similitude de courbes est à relier avec les résultats des analyses par ondelettes présentées précédemment. Comme cela a déjà été discuté (Chapitre V-2), ces concordances traduisent probablement le lien étroit qui existe entre la variabilité climatique des régions tropicales et Méditerranéennes.

La comparaison de l'histoire du climat holocène dans le Golfe du Lion et dans le delta du Nil montre des divergences très nettes et confirme la partition spatiale Est/Ouest de la variabilité climatique Méditerranéenne.



High-resolution Holocene climate and hydrological variability from two major Mediterranean deltas (Nile and Rhone)

© The Author(s) 2017 Reprints and permissions:
sagepub.co.uk/journalsPermissions.nav
DOI:
10.1177/0959683616683258

journals.sagepub.com/home/hol



Bassem Jalali,^{1,2} Marie-Alexandrine Sicre,² Nejib Kallel,¹
Julien Azuara,³ Nathalie Combourieu-Nebout,³ Maria-Angela Bassetti⁴ and Vincent Klein²

Abstract

The Holocene
1–11

High-resolution records of sea surface temperatures (SSTs) and terrestrial n-alkanes (TERR-alkanes) combined with pollen from the same sedimentary sequences were generated to assess variations in the Nile River discharge over the Holocene. These independent proxy records indicate a period of wetter conditions in the Nile watershed during the early-Holocene consistent with insolation-driven enhanced monsoon precipitation, known as the African Humid Period (AHP). The detection of a dry episode around 9200 yr BP in the TERR-alkane and pollen time series suggests a temporary weakening of the monsoon intensity most probably triggered by extratropical cooling in the North Atlantic. An interval of C4 grass expansion between 8800 and 8400 yr BP was also evidenced from the TERR-alkane distribution and confirmed by palynological data. SSTs of the coastal waters off the Nile delta reveal strong fluctuations in the early-Holocene followed by a slight warming and two pronounced cold intervals around 3500 yr BP and 1500 yr BP. Comparison of these results with the same proxy data acquired from the Rhone River sediments (NW Mediterranean Sea) highlights an east–west contrast in the climate signals.

Keywords

African Humid Period, Holocene, Mediterranean, Nile delta, North Atlantic, Rhone River, sea surface temperatures

Received 11 June 2016; revised manuscript accepted 14 November 2016

Introduction

Deltas are repositories of both marine and terrestrial materials and as such they represent strategic sites to investigate the link between ocean conditions and environmental changes in adjacent landmasses. The geochemical composition of deltaic sediments provides a wealth of information that can be used to identify factors controlling river runoff variability on various time-scales. However, owing to the complexity of deltaic processes, a multiproxy approach is often needed for disentangling natural and human causes. The Nile and Rhone rivers form the two largest Mediterranean deltas. Their water and solid discharges result from different hydrological regime and characteristics of their catchment basin (nature of terrains, morphology, and vegetation cover) as well as land-use (deforestation, agricultural practices, dam construction, etc.) that have affected soil erosion over hundred to thousand years (Maselli and Trincardi, 2013). Deposits from these two Mediterranean deltas can inform on the climate history of river catchments, that is, mid-latitude environmental conditions of western Europe/NW Mediterranean (Rhone River) and tropical/subtropical climate dynamics (Nile River).

Prior to the construction of the Aswan High Dam in 1970, the Nile was the major supplier of freshwater ($85.1 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$) and suspended solids ($120 \times 10^6 \text{ ton yr}^{-1}$) to the eastern Mediterranean Sea (Williams et al., 2000). Its main tributaries are the Blue Nile and

Atbara River in the Ethiopian Highlands and the White Nile that provide about 96.5% and 3.5% of the Nile sediment load, respectively (Williams et al., 2000). The Nile River runoff is strongly linked to the inter tropical convergence zone (ITCZ) seasonal variations governing the amount and seasonality of precipitation. The maximum Nile flow occurs in boreal summer when the ITCZ is at its northernmost position. During the early-Holocene, a period of enhanced monsoon precipitation in northeastern Africa, known as the African Humid Period (AHP), resulted in extreme runoff that significantly altered the thermohaline circulation of the Mediterranean leading to the formation of the so-called Mediterranean Sapropel S1 in the Eastern basin (Kallel et al., 1997a; Rohling, 1994; Rossignol-Strick et al., 1982). On decadal to centennial time-scale, smaller amplitude changes in river runoff because of

¹GEOGLOB, Faculté des Sciences de Sfax, Université de Sfax, Tunisia

²LOCEAN Laboratory, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, France

³Histoire naturelle de l'Homme Préhistorique (UMR 7194 CNRS), Département de Préhistoire, Muséum national d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie humaine, France ⁴CEFREM-UMR5110 CNRS, Université de Perpignan, France

Corresponding author:

Bassem Jalali, GEOGLOB, Faculté des Sciences de Sfax, Université de Sfax, route de Soukra km 4-BP.802, 3038 Sfax, Tunisia. Email: bassemjalali@yahoo.fr

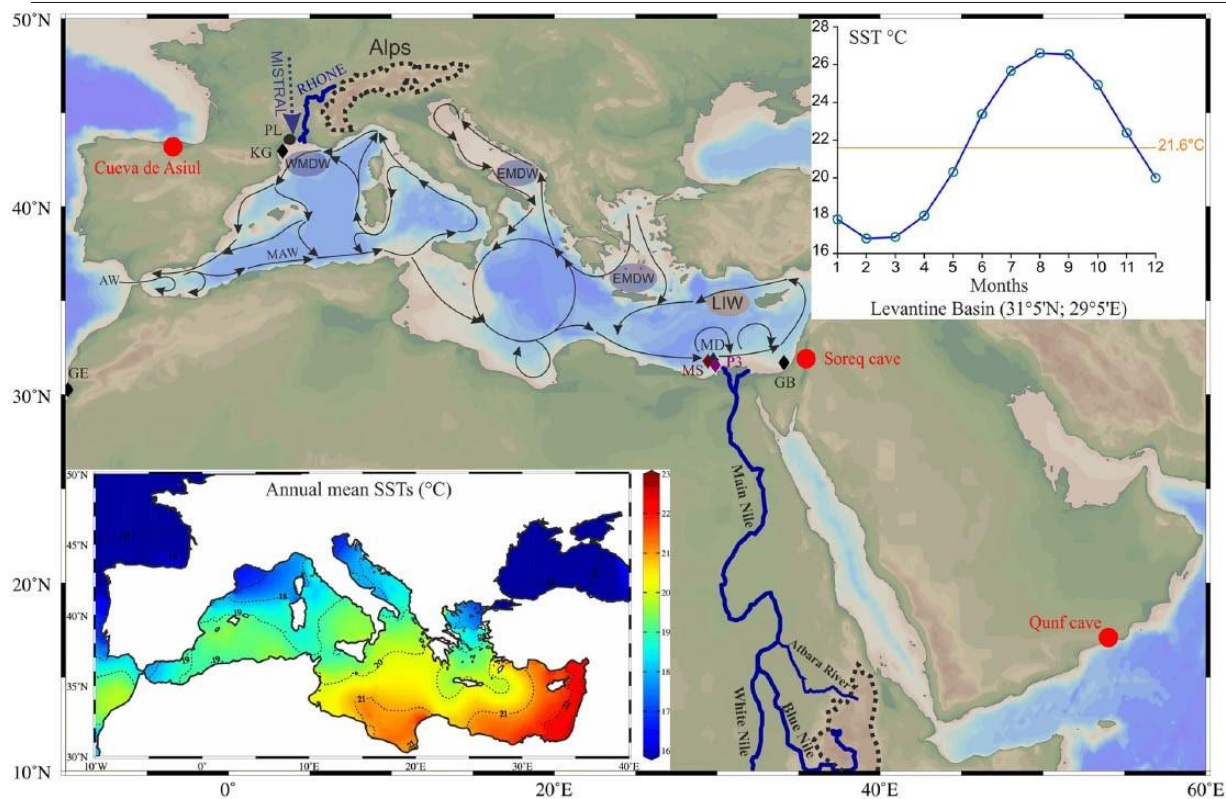


Figure 1. Map of the Mediterranean region showing the location of sites referred to in the text. Mediterranean annual mean SSTs ($^{\circ}\text{C}$; 1955–2012) are shown in the bottom-left insert. Mean monthly SSTs in the SE Mediterranean (horizontal lines indicate the annual mean SSTs, ca. 21.6°C) from World Ocean Atlas Database (NOAA/NODC WOA13 (0.25° grid)) are shown in the upper right insert. Mediterranean surface currents and Mistral wind are shown by solid and dotted arrows, respectively. Diamonds and red circles indicate the marine and speleothem sites, respectively (see text). The location of Palavasian lagoon (PL) in southern France is shown by black circle.

AW: Atlantic water; MAW: modified Atlantic water; WMDW: western Mediterranean deep water; EMDW: eastern Mediterranean deep water; LIW: Levantine intermediate water; KG: KSGC-31_Gol-Ho1B; GE: GeoB 6007-2; MS: MS27PT; MD: MD04-2726; P3: P362/2-33; GB: GeoB 7702-3.

natural variability and the artificial regulation of river streams can impact on local temperature and salinity and modulate convection, but variability at these time-scales has been little explored.

Subject to different climatological conditions, the Rhone River is the main water stream discharging into the western Mediterranean Sea with an annual freshwater discharge of $58.5 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ and a sediment supply of $31 \times 10^6 \text{ ton yr}^{-1}$ (Ludwig et al., 2009). Its hydrological regime is tightly linked to the amount of rainfall as well as glaciers and snow melting (Ludwig et al., 2009). Heavy precipitations triggered by southerly maritime winds are frequent in autumn (September and October) leading to devastating floods in southern France. Mid-latitude Atlantic storms occurring along the year also contribute to the Mediterranean annual precipitation. The delivery and accumulation of continental material in the Rhone delta are also strongly dependent on soil erosion, vegetation cover, and human activities (Fanget et al., 2014; Provansal et al., 2003). Highest sediment accumulation occurs close to the river mouth while finer particles are transported with the alongshore river plume driven by coastal currents to settle on the mid-shelf of the Gulf of Lion (GoL) forming a ‘mud belt’ or ‘subaqueous delta’ (Cattaneo and Steel, 2003; Nittrouer et al., 1986; Pratson et al., 2007) where accumulation rate can reach $\sim 1 \text{ m}/1000$ years.

Recent syntheses on the Mediterranean Holocene climate based primarily on continental archives have shown an east–west contrast of the Mediterranean hydroclimate (Magny et al., 2013; Roberts et al., 2008, 2011). Recently, Joannin et al. (2014) suggested a more complex pattern involving northeast/southwest versus southeast/south central poles underpinning gaps in our knowledge. Here, we present a new multi-proxy study that combines sea surface temperatures (SSTs) and land-derived indicators of paleoenvironmental conditions, that is, wax n-alkane biomarkers

(hereafter named terrestrial n-alkane (TERR-alkanes)), Ti:Ca ratios, and pollen data preserved in the Nile delta sediments to investigate further this issue. We compare this dataset with the same proxy data from the Rhone River mud belt sediments (NW Mediterranean; Bassetti et al., 2016; Jalali et al., 2016) and speleothem isotope records to evaluate regional pattern and discuss possible mechanisms to explain trans-Mediterranean contrasts.

Material and methods

Sediment cores’ description and age models

Two cores MD04-2726 (31.85°N , 29.78°E ; 1058 m water depth) and MS27PT (31.78°N , 29.45°E ; 1389 m water depth) were recovered from the Rosetta upper slope during the VANIL and MedifluxMIMES cruises, on the *R/V Pelagia*, respectively (MD and MS in Figure 1). Both cores are located less than 90 km from the Nile River mouth but have different sedimentation rates because of their location relative to the Rosetta channel ($\sim 163 \text{ cm}/1000$ years for MD04-2726 versus $76 \text{ cm}/1000$ years for MS27PT). The age model of core MD04-2726 is based on 12 AMS ^{14}C dates while that of core MS27PT uses 17 AMS ^{14}C dates. Details on the establishment of the age models can be found in Revel et al. (2015). Uncertainties were estimated using the Bayesian approach of OxCal 4.2 software. The mean uncertainty along the MD04-2726 core is ~ 300 years while for MS27PT it does not exceed 133 years. The proxy records generated from MD04-2726 core span from 7600 to 473 yr BP (age of the core-top) at a mean temporal resolution of 57 years. The MS27PT covers the early-Holocene (10,000–6800 yr BP) and thus encompasses the AHP. Owing to its higher sedimentation rates, a mean temporal resolution reached 18 years. All together, the two cores provide a

complete climate description of the Holocene, except for the last 500 years.

The 7-m-long KSGC-31 gravity core and 20-cm-long GolHo1B multi-core were retrieved from virtually the same location in the GoL (43°N, 3.29°E; 60 m water depth; KG in Figure 1) and spliced to produce a full reconstruction of Holocene SSTs including the post-industrial Era, in this particular area of deep water formation. The age model of KSGC-31_Gol-Ho1B record is based on 21 AMS ¹⁴C dates measured on bivalve shells. ²¹⁰Pb was also measured in the upper portion of KSGC-31 gravity core and along the Gol-Ho1B multi-core. Based on AMS ¹⁴C and ²¹⁰Pb chronologies, we could establish that the gravity core KSGC-31 ranges from 10,000 (±137) yr BP to AD 1971 (±1.4), and that the multi-core Gol-Ho1B spans from AD 1960 (±5.6) to 2013. Details on the age model can be found in Sicre et al. (2016) and Jalali et al. (2016). The KSGC-31_Gol-Ho1B proxy records have a mean temporal resolution of ~15 years that is thus comparable to the early-Holocene Nile River record.

The PB06 piston core (7.7 m long) used for comparison was recovered from the Pierre Blanche lagoon in the Palavasian lagoonal complex, Southern France (PL in Figure 1). The pollen record generated over the past 4600 years and published by Azuara et al. (2015) has been extended here back to 6500 yr BP. The PB06 age model is based on ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs activity measured in the upper 35 cm and 19 AMS ¹⁴C dates (Sabatier et al., 2012). The mean temporal resolution of ~56 years is lower than the terrestrial biomarker data of the GoL core (KSGC-31_GolHo1B). We applied binning to all signals to reduce the effect of errors in the proxy reconstructions. The choice of a 200-year was made to reflect age uncertainties associated with AMS ¹⁴C dating (McGregor et al., 2015). All cores have been collected and analyzed with the international MISTRALS/PaleoMeX program.

Biomarker analyses

All cores were sampled continuously at a sampling step of 1 cm. Lipids were extracted from a few grams of freeze-dried sediments. A detailed description of the methodology used to process the samples can be found in Ternois et al. (2000). Alkenone-SSTs were calculated from the global calibration of Conte et al. (2006), that is, $T (^{\circ}\text{C}) = -0.957 + 54.293(\text{U}^{\text{k}_{37}}) - 52.894(\text{U}^{\text{k}_{37}})^2 + 28.321(\text{U}^{\text{k}_{37}})^3$. For the n-alkanes, only the high-molecular-weight homologs with an odd carbon number, that is, C27, C29, C31, and C33, were quantified to derive terrestrial inputs delivered by both rivers ($\Sigma\text{C27} + \text{C29} + \text{C31} + \text{C33}$, thereafter named TERRalkanes). TERR-alkanes are constituents of epicuticular wax of leaves synthesized by higher plants. Under water deficit, plants adapt to moisture conditions by producing longer chain wax n-alkanes to minimize water loss by evapo-transpiration (Gagosian and Peltzer, 1986). To derive information on changing moisture conditions during the Holocene, we calculated the n-alkane average chain length (ACL) between C27 and C33 ($\text{ACL}_{27-33} = \Sigma\{(27 \times [\text{C}_{27}]) + \dots + (33 \times [\text{C}_{33}])\} / \Sigma([\text{C}_{27}] + \dots + [\text{C}_{33}])$). This index has been developed and successfully applied to TERRalkanes in aerosols to assess source regions (Gagosian and Peltzer, 1986; Sicre and Peltzer, 2004).

Pollen methodology

Pollens were determined as a complementary information source of vegetation changes. The pollen extraction procedure used is based on the standard method modified from Faegri and Iversen (1989) (for details, see Azuara et al., 2015; Combourieu-Nebout et al., 1999). Pollen concentration estimates were calculated using tablets containing a known amount of *Lycopodium* spores (Stockmarr, 1971). Three pollen curves were produced based on 25 samples from the MS27PT core to evaluate vegetation changes associated with the ITCZ fluctuations during the AHP. The concentration of *Pediastrum* (Matthiessen et al., 2000) was used to track the Nile River discharge and pollen tropical taxa (mainly *Podocarpus*) those of the Blue Nile.

Pediastrum is a freshwater algae living in colonies in rivers and deltas. Its occurrence in the Nile delta sediments is indicative of flood regime. *Podocarpus* is a tree living in the Ethiopian highlands today and has never been recorded in the Nile valley (McGlynn et al., 2013; Rucina et al., 2009). It is thus informative of the long-distance transport of the material from this remote region by the Nile River waters. This pollen is present in significant abundance in the first half of Holocene as expected from the moisture conditions in the tropical band and subsequent inputs because of high Blue Nile discharge. The changes in aridity were evaluated from pollen percentages of steppe taxa.

In the GoL, TERR-alkanes and ACL_{27-33} reconstructions from the KSGC-31_Gol-Ho1B core are discussed together with the pollen data acquired from the nearby Palavasian lagoon sediments. This lagoon is fed by small river streams (Lez, Mosson, Coulazou) with an overall catchment basin extending less than 50 km hinterland in coastal lowland hills of Southern France, as opposed to that of the Rhone River that has a much larger north–south extension. We used the relative abundances of *Fagus sylvatica* and deciduous *Quercus* in these lagoon sediments to identify wet/dry time intervals (Azuara et al., 2015). In southern France mountains, *Fagus sylvatica* is present at the limit of its geographical range. Its distribution is particularly sensitive to climate fluctuations and notably moisture availability (Delhon and Thiébaud, 2005; Quezel, 1979). On the other hand, *Quercus pubescens*, the most abundant deciduous oak nowadays in southern France, is more tolerant to seasonal aridity. Past variations in these two taxa when *Fagus* retreated and deciduous *Quercus* expanded underline arid conditions. The *Fagus:Quercus* ratio record was thus used here to detect alternation of dry/wet periods in the Palavas lagoon sequence.

Results and discussion

Alkenone SST signal

As can be seen from the monthly instrumental SSTs off the Nile delta obtained from the World Ocean Atlas Database 2013 at our core site from 1955 to 2012 (NOAA/NODC WOA13; Locarnini et al., 2013; Figure 1, upper right insert), values range from 17°C in winter to above 26°C in summer, resulting in an annual mean of 21.6°C. According to flux data from deep sediment traps deployed in the Bannock Basin (central eastern Mediterranean), maximum production of *Emiliana huxleyi* today takes place in spring, mainly in March–April–May (Ziveri et al., 2000). Assuming that alkenone production seasonality is the same at our core site, we calculated MAM average value of 18.4°C. This estimate is 3°C cooler than the MD04-2726 core-top value of $21.2 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$, which is instead closer to the annual mean today, 21.6°C. Although alkenone production and SSTs may have been different 500 years ago (age of the MD04-2726 core-top), we can reasonably conclude based on the available information that alkenone-derived SSTs reflect annual mean rather than spring temperatures. A similar finding has been reported for the alkenone SST signal in the GoL (NW Mediterranean), but the annual mean in this area is among the coldest of the Mediterranean Sea (i.e. 17°C, Figure 1, lower left insert) because of the strong surface water cooling induced by Mistral winds blowing throughout the year (Sicre et al., 2016). These two locations thus represent the most extreme SST values of the whole Mediterranean basin.

Figure 2b shows the 200-year binned SST reconstruction from 10,000 to 500 yr BP off the Nile River obtained by the MD04-2726 and MS27PT cores. The MS27PT core documents the first 3000 years of Holocene while the MD04-2726 extends this record to 500 yr BP.

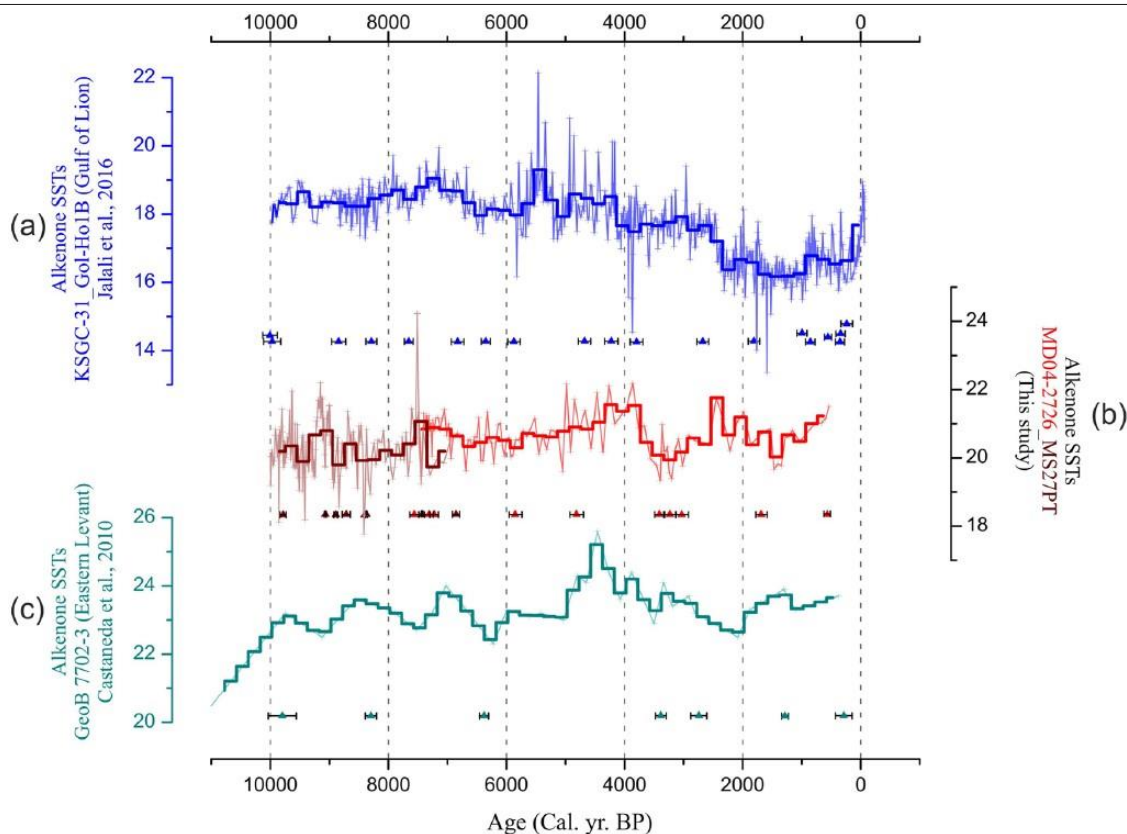


Figure 2. Holocene alkenone SST reconstructions from (a) the KSGC-31_Gol-Ho1B core (GoL, from Jalali et al., 2016), (b) the MD04-2726 and MS27PT cores (Nile delta, this study), and (c) the GeoB 7702-3 core (SE Levantine basin, from Castañeda et al., 2010). A 200-year binning was applied to all records to reduce the effect of error in the proxy reconstructions. Triangles for each time series indicate the AMS 14C tie points used to establish age models.

The MS27PT signal, roughly corresponding to the AHP, depicts strong SST fluctuations around a value of $\sim 20.3^{\circ}\text{C}$ that is comparable to what has been found in the nearby core P362/2-33 (P3 in Figure 1) for the same period (see Fig. S1b in Blanchet et al., 2014). Note that the higher temporal resolution of the MS27PT signal (20 years) as compared with MD04-2726 (ca. 60 years) may, in part, account for higher frequency oscillations in the first half of the Holocene. From 7000 to 4000 yr BP, SSTs increase slightly till an abrupt decline at ~ 3500 yr BP. After a warm phase during the Roman Period, SSTs decrease again at ~ 1500 yr BP, that is, the Dark Ages Cold Period (DACP). The final rise seen toward the end of the core ($\sim 1^{\circ}\text{C}$) is likely featuring the onset of the Medieval Climate Anomaly (MCA). Comparison with the SST signal derived from alkenones of the nearby core GeoB 7702-3 located further east (GB in Figure 1) shows some resemblance with our record (Figure 2b and c; Castañeda et al., 2010). The general warming trend with superimposed centennial-scale fluctuations during the first half of the Holocene and the well-expressed mid-Holocene warmth between 5000 and 4000 yr BP followed by a cooling are common features of the two cores though slightly shifted in time. This is in contrast to the GoL record (Figure 2a) showing warm values $\sim 18 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$ during the early-Holocene followed by a long-term cooling starting ~ 7000 yr BP culminating at the DACP and a final post-industrial warming starting around AD 1850. Several centennial-scale cold relapses superimposed to these trends that seem contemporary to cold intervals in the North Atlantic were also identified (Jalali et al., 2016). The Nile and Rhone delta records thus display broadly opposite trends in temperature as already pointed out by Jalali et al. (2016) based on a basin-wide compilation of Holocene SST records. Our findings seem to support the idea of an east–west contrast seen in hydroclimate proxies from continental archives across the Mediterranean region (Roberts et al., 2012).

Land-derived inputs from the Nile delta

Early- to mid-Holocene – AHP. TERR-alkane biomarkers produced by higher plants were used to assess the variations in land-derived material delivered by the Nile River to the Rosetta channel. Both their concentrations and molecular distributions contain valuable paleoenvironmental information to get some insight into the changes in precipitation over the Nile catchment basin. As can be seen from the TERR-alkane concentration downcore profile (Figure 3b), the beginning of the Holocene is characterized by high and strongly fluctuating values peaking around 9200 yr BP followed by an abrupt drop inserted in a broad decrease which lasted till 6000 yr BP. Note that the overlapping period of the two cores shows slightly different TERR-alkane levels that probably reflect the spatial heterogeneity of sediment input and deposition in the delta. This hypothesis is supported by the $\log(\text{Ti}:\text{Ca})$ values measured over the entire two cores (Revel et al., 2015) that show different values and shape (Figure 3d). Because Ti in the Nile delta sediments originates from terrigenous-siliciclastic material while Ca is primarily from biogenic carbonates produced in coastal waters, the $\log(\text{Ti}:\text{Ca})$ ratio has been used to assess past Nile River discharge in relation to rainfall (Revel et al., 2015). High and variable early-Holocene $\log(\text{Ti}:\text{Ca})$ values have been related to Nile River flooding triggered by insolation-driven monsoon precipitation (Figure 3a). The $\log(\text{Ti}:\text{Ca})$ ratios start declining at ~ 8400 yr BP in the MS27PT core and only around ~ 7700 yr BP in the MD04-2726 core. The latter value agrees with the results of Marriner et al. (2012) obtained from the compilation of more than a hundred cores from the Nile delta (~ 7700 yr BP). The ~ 700 years lead of this transition from high to low $\log(\text{Ti}:\text{Ca})$ in the MS27PT is beyond age model uncertainties that are on the order of a century.

The observed difference between the two records can be explained by a diachronic contribution of the various tributaries to the Nile River discharge and heterogeneity of sedimentation in the Rosetta canyon, although we cannot totally rule out a possible artifact from an abrupt change in sedimentation.

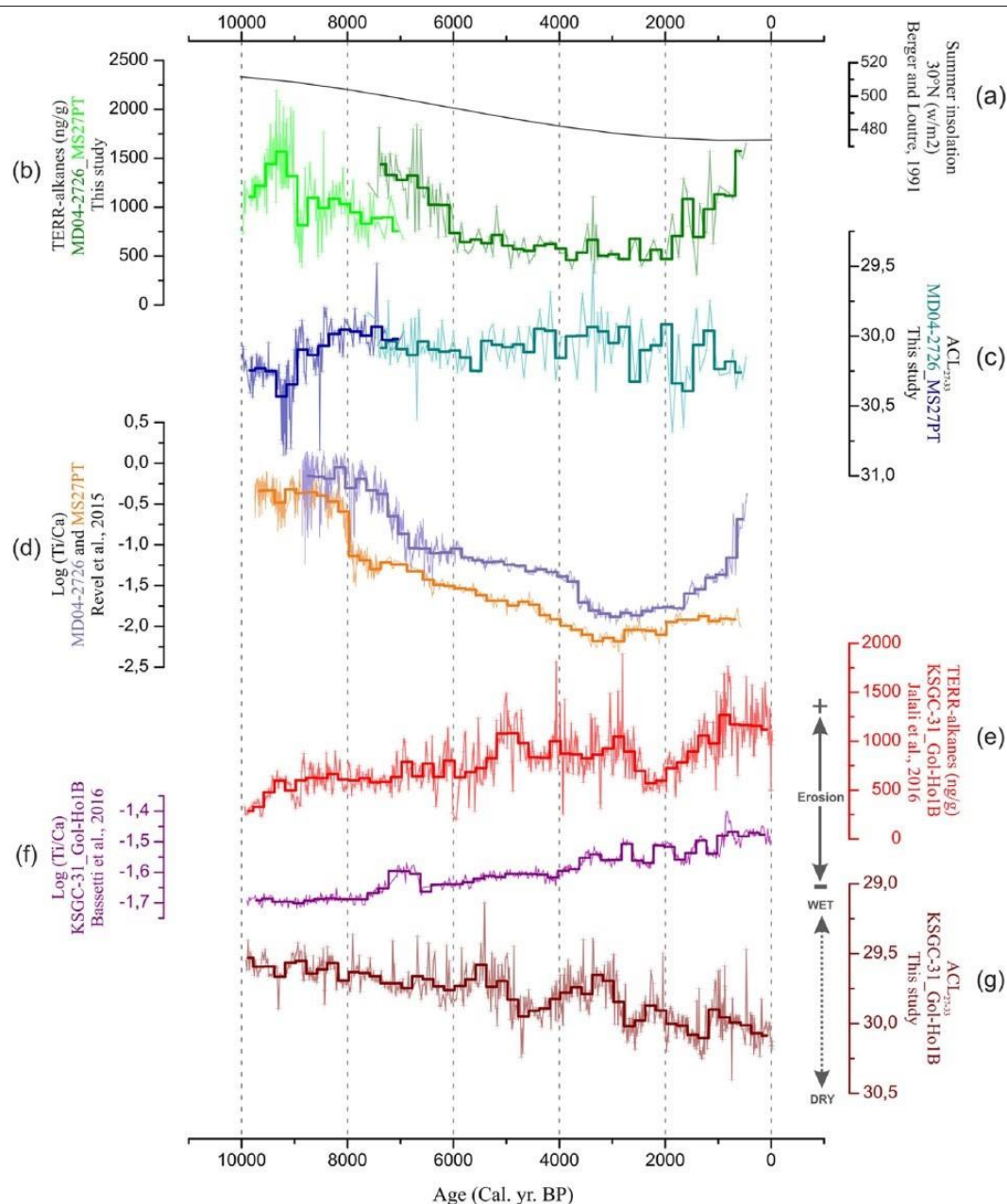


Figure 3. Reconstruction over the past 10,000 years of (a) summer insolation at 30°N (Berger and Loutre, 1991), (b) TERR-alkane abundances in the MD04-2726 and MS27PT cores, (c) changes in ACL_{27-33} in the MD04-2726 and MS27PT cores (inversed vertical axis), (d) log Ti:Ca ratios in the MD04-2726 and MS27PT cores (from Revel et al., 2015), (e) TERR-alkane abundances at the KSGC-31_Gol-Ho1B site (from Jalali et al., 2016), (f) log Ti:Ca ratios at the KSGC-31_Gol-Ho1B site (from Bassetti et al., 2016), and (g) changes in ACL_{27-33} at KSGC-31_GolHo1B core (inversed vertical axis). A 200-year binning (darkened lines) was applied to all records to reduce the effect of error in the proxy reconstructions.

Additional information from the strontium isotope of the Levantine basin sediments indicates that the Nile discharge decrease between 8500 and 7000 yr BP results from a lower contribution of the Blue Nile and Atbara River (Blanchet et al., 2015). This reduction in the Blue Nile flow would be caused by lower rainfall as the ITCZ starts migrating south toward the end of the AHP. Besides monsoon rainfall, the Mediterranean source would have also been important in the reduction in the Nile discharge (Blanchet et al., 2015).

Vegetation types in the tropical and subtropical Africa can be broadly distinguished by the ACL. This index expresses the metabolic response of vegetation to moisture availability. Because C_{35} and C_{25} were barely detectable in the Nile delta sediments, the ACL index was calculated between C_{27} and C_{33} (ACL_{27-33} ; Figure 3c). For comparison with our reconstructions, ACL_{27-33} was also calculated from the n-alkane distributions measured in various source materials provided by Vogts et al. (2009), which includes several savanna and

rain forest species (Figure 4b). Pollen data were also determined in a limited number of horizons of the earlyHolocene (MS27PT core) for complementary information on the vegetation (Figure 4e–g).

The very beginning of the Holocene shows slowly increasing ACL_{27-33} values lying between those of savanna shrubs (30.2) and savanna herbs (30.6) maximizing at ~9200 yr BP at the time of TERR-alkane peaking suggesting the expansion of a vegetation adapted to drier conditions (Figure 4a and b). The occurrence of this arid episode is supported by higher total steppe pollen and lower *Podocarpus* pollen originating from the Ethiopian tropical mountains today (Figure 4f and g). Then, ACL_{27-33} indicates a rapid return to wetter conditions (lower ACL_{27-33}) and concomitant decrease in TERR-alkanes till about 8800 yr BP. From 8800 to 8400 yr BP, both TERR-alkanes and ACL_{27-33} show slightly higher values, although not as high as during the 9200 year event (Figure 4a and b).

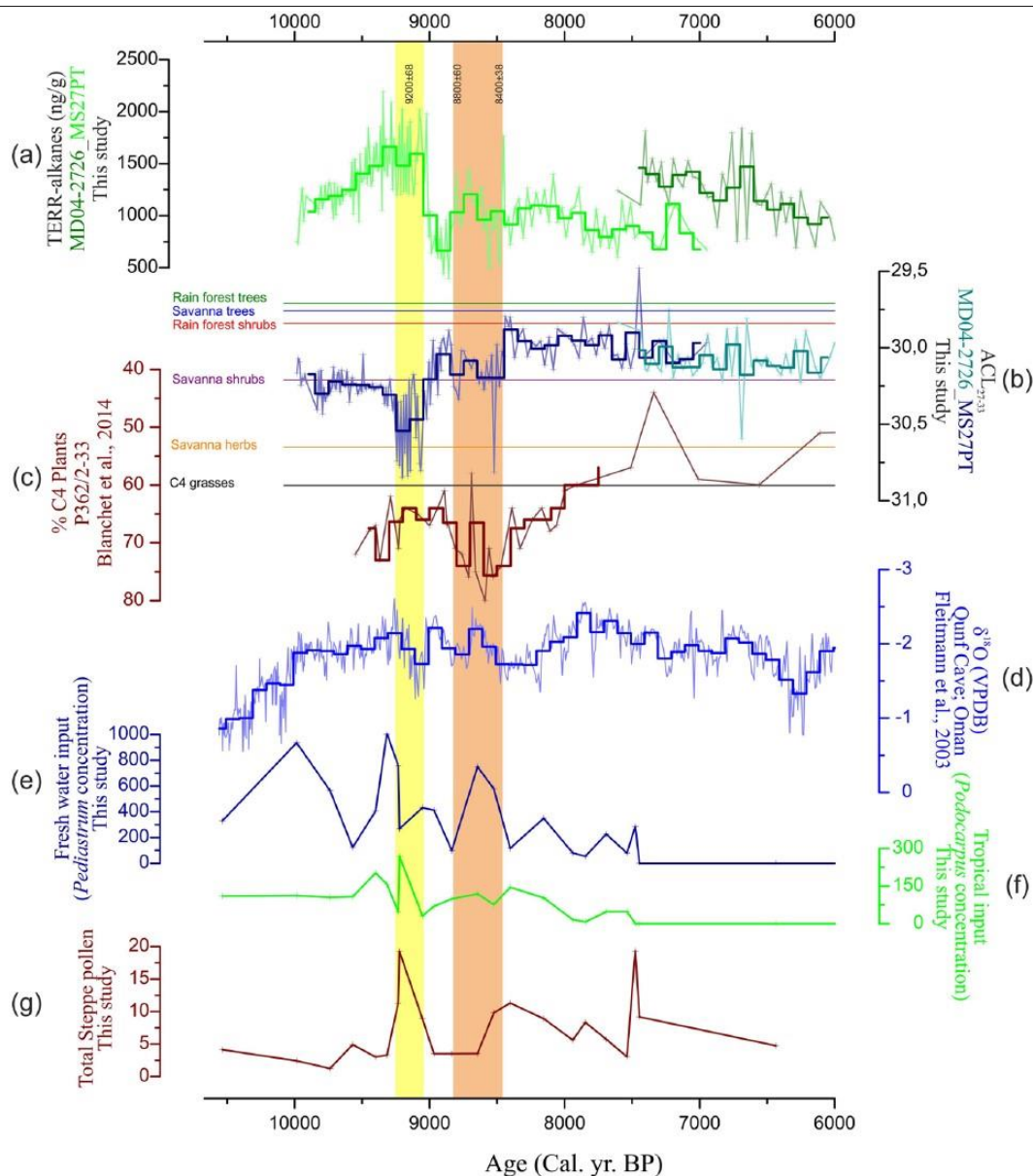


Figure 4. Reconstruction of paleoenvironmental conditions in the Nile River watershed between 10,000 and 6000 yr BP. (a) TERR-alkane abundances at MS27PT and MD04-2726 core sites. (b) ACL_{27-33} at MS27PT and MD04-2726 core sites. Horizontal colored lines indicate mean ACL_{27-33} values for vegetation types in tropical and subtropical Africa from Vogts et al. (2009). (c) Percent of C4 plants in P362/2-33 core (from Blanchet et al., 2014). (d) $\delta^{18}O$ values in the Qunf Cave speleothem (from Fleitmann et al., 2007). (e) *Pediastrum* concentration (in grains cm^{-3} of sediment) in the MS27PT core. (f) Concentration of tropical pollen (mainly *Podocarpus*; in grains cm^{-3} of sediment) in the MS27PT core. (g) Total steppe pollen percentages in the MS27PT core. The vertical yellow and orange bars highlight two outstanding time intervals discussed in the text. From (a) to (d), a 100-year binning (darkened lines) was applied.

This four-century-long period coincides with enhanced abundances of C4 grasses ($ACL_{27-33} \sim 30.9$) observed by Blanchet et al. (2014) (Figure 4c) ending by a sharp decrease to among the lowest ACL_{27-33} values of the record (29.8). These results suggest that enhanced precipitation allowed vegetation to expand in the Green Sahara till about 8400 yr BP. High and variable concentrations of the freshwater algae *Pediastrum* (Figure 4e) combined with high $\log(Ti:Ca)$ values are consistent with a high Nile discharge (Blanchet et al., 2013, 2015; Costa et al., 2014; Marshall et al., 2011). Interestingly, *Pediastrum* show low values during the ~9200 yr BP but high ones between 8800 and 8400 yr BP, a result that reinforces the idea of a drier climate at 9200 yr BP as opposed to the subsequent wet interval (8800–8400 yr BP). After 8400 yr BP, TERR-alkane peaking interestingly, *Pediastrum* show low values during the ~9200 yr BP but high ones between 8800 and 8400 yr BP, a result that reinforces the idea of a drier climate at 9200 yr BP as opposed to the subsequent wet interval (8800–8400 yr BP). After 8400 yr BP, TERR-alkanes progressively decrease in parallel to increasing ACL_{27-33} suggesting a progressive retreat of

savanna vegetation cover and decline in the Nile flow till about 6000–5500 yr BP.

As earlier outlined, the dry spell ~9200 yr BP for the first time evidenced in the Nile sediment is an outstanding feature of the AHP. The biomarker and pollen data emphasize a larger representation of non-arboreal pollen during this particular interval, especially the steppe components (Figure 4g) that are clearly indicative of enhanced dryness in the Blue Nile catchment basin. This event coincides with a cold interval in Greenland ice cores (Vinther et al., 2006) as well as higher values of oxygen isotope of the Qunf Cave speleothem located in southern Oman (Figure 4d) and at several other sites of the Northern Hemisphere, which has been attributed to the weakening of the Indian and Asian monsoons (Fleitmann et al., 2007, 2008). Our results thus evidence that this extratropical North Atlantic cooling substantially affected the vegetation of the Nile catchment basin. The second notable interval of the AHP (8800–8400 yr BP) reveals the

expansion of savanna shrubs to the Sahara region associated with the maximum northward position of the African Rain Belt and the gradual establishment of the so-called Green Sahara. According to [Vijverberg et al. \(2009\)](#), the contribution of the dry mountain forest in the Ethiopian highlands characterized by a mixture of C3 and C4 plants is also likely.

Mid- to late-Holocene. The AHP is followed by a period of low TERR-alkanes from 6000 to 2000 yr BP and a steep increase during the Common Era that is also seen in the $\log(\text{Ti:Ca})$ record of the MD04-2726 core but weakly expressed in the MS27PT record (Figure 3b and d). ACL_{27-33} values are characterized by large centennial-scale variations evolving from rain forest shrubs to savanna shrubs when reaching the DACP (Figure 3c). The succession of intervals both high ACL_{27-33} and TERR-alkanes and low ACL_{27-33} and TERR-alkanes reveals an alternation of wet and dry spells. Over the past 2000 years, our data suggest drier conditions and the deterioration of the vegetation cover in the Nile drainage basin, with strong centennial fluctuations. Possible causes for this variability are discussed later.

Northwest–southeast climate contrast

The same proxy reconstructions as for the Nile delta were also generated at high resolution from the Rhone mud belt sediments deposited on the mid-shelf of the GoL at the KSGC-31_Gol-Ho1B site ([Bassetti et al., 2016](#); [Jalali et al., 2016](#)). In this section, we make a systematic comparison of the Nile and GoL biomarker data with other high-resolution proxy climate records in these two geographical end-members of the Mediterranean region.

Holocene trends. The early-Holocene SST signal from the NW Mediterranean GoL sediments appeared stable and generally warmer than today till about 7000 yr BP when they start cooling (Figure 2a) in agreement with the compilation of over 50 marine cores of [Marcott et al. \(2013\)](#) showing an extratropical cooling presumably driven by summer insolation. The slight SST warming found off the Nile delta (Figure 2b) and at other Eastern Mediterranean sites ([Jalali et al., 2016](#)) till about 5000 yr BP is also consistent with the findings of [Marcott et al. \(2013\)](#) in tropical regions (30°S–30°N). Superimposed to these cooling/warming trends, our two SST records show strong centennial-scale fluctuations that suggest sub-millennial-scale climate forcing other than insolation.

Land-derived indicators have shown Nile flooding in the first half of the Holocene except around 9200 yr BP when monsoon weakened in response to extratropics forcing. This is in contrast to the steady increase in $\log(\text{Ti:Ca})$ ratios in the GoL from early Holocene to present that suggests an increasing erosion of soil material in the Rhone River watershed (Figure 3f; [Bassetti et al., 2016](#)). TERR-alkanes show a similar tendency but stronger fluctuations in the mid- to late-Holocene and a drastic drop around 2500 yr BP (Figure 3e). Together with the parallel ACL_{27-33} increase along the sequence (Figure 3g), these data suggest the progressive expansion of drier climate vegetation type over the course of the Holocene. According to [Jalut et al. \(1997\)](#), temperate deciduous forest dominated in southern France during the first half of the Holocene because of favorable oceanic climate characterized by regular precipitation along the year and wet summers. Because deciduous trees produce high amounts of C_{29} alkanes

([Schwark et al., 2002](#)), they are likely to have contributed to the low ACL_{27-33} in the first half of the Holocene. Wet conditions in the western Mediterranean Sea have also been inferred from lower sea surface salinity between ~9500 and 5500–5000 yr BP ([Kallel et al., 1997b, 2004](#); [Melki et al., 2009](#)). From ~5500 yr BP onward, palynological data indicate that the vegetation cover in southern France broadly shifted from deciduous to evergreen trees and shrubs dominating vegetation as the Mediterranean climate were established ([Azuara et al., 2015](#); [Jalut et al., 2000, 2009](#)). This change in

vegetation is coherent with increasing ACL_{27-33} . However, this shift in vegetation type that tolerates dry summers results in land exposure and subsequent soil erosion that would account for rising $\log(\text{Ti:Ca})$ ratios ([Jalut et al., 2000](#)). Increasing dryness and progressive deterioration of the vegetation cover are supported by other paleoenvironmental studies in the western Mediterranean ([Jiménez-Espejo et al., 2014](#); [Jiménez-Moreno et al., 2015](#); [Pérez-Obiol et al., 2011](#); [Roberts et al., 2011](#); [Zazo et al., 2005](#)). To summarize, the GoL data indicate prevailing oceanic climate during the early-Holocene in the western Mediterranean/southern Europe while monsoon precipitation dominated in the northeastern Africa. Around the mid-Holocene, records in the two regions indicate a gradual drying that is primarily driven by insolation and the southward migration of the ITCZ. Superimposed centennial-scale variations suggest other climate teleconnections that are discussed in the next section.

Sub-millennial to centennial-scale variability. Both in the western and eastern Mediterranean, SSTs and terrestrial proxy reconstructions show strong centennial-scale variability from the mid-Holocene onward, when the ITCZ was more southerly. In the GoL, we see a clear alternation of wet and dry phases over the overall drying trend, as for instance the following low ACL_{27-33} and TERRalkanes more humid intervals: 5800–5000, 4200–3000, 2400–1800, and 1200–900 yr BP (Figure 5b). Pollen data from the Palavasian lagoon and in particular the high *Fagus/Quercus* ratio value confirm the occurrence of these wet spells, which broadly coincide with warm SSTs (Figure 5a). This ratio together with charcoal data recovered in the nearby coastal lowlands clearly demonstrates that beech forest were abundant at lower elevations between 6000 and 2000 yr BP than nowadays (<1000 m) in the Languedoc region and that both species competed in low elevation areas of the Mediterranean region ([Azuara et al., 2015](#)). Because *Fagus/Quercus* ratio reflects inputs from the local vegetation supplied by three river streams, we can conclude from the similarity with TERR-alkanes and ACL_{27-33} signals that over this time interval the material reaching the GoL primarily originates from Mediterranean shrublands from the lower Rhone River catchment basin tributaries as hypothesized by [Jalali et al. \(2016\)](#).

The $\delta^{18}\text{O}$ record of the Asiul Cave stalagmite in northern Spain further underlines increased precipitation during these time intervals ([Smith et al., 2016](#); Figure 5d). Other evidences come from major lake-level highstands in the Apennines and the northwestern Alps in southern Europe (Accesa and Cerin Lakes; [Magny et al., 2007, 2011](#)). Humid conditions today in the Mediterranean region are linked to negative NAO state. More zonal and southerly westerly winds are indeed responsible for Mediterranean winter precipitations mainly in October–March ([Trigo and Davies, 2000](#)). The extremely low TERR-alkanes and ACL_{27-33} around 2500 yr BP in the GoL coincide with the weakest NAO years reconstructed by [Olsen et al. \(2012\)](#) and the southernmost position of the ITCZ according to the %Ti in Cariaco Basin ([Haug et al., 2001](#)). Between these well-marked wet episodes, interspersed dry spells of high ACL_{27-33} in the GoL sediments and low abundances of *Fagus* pollen are also clearly distinct in the Palavasian lagoon sediments (shaded area in Figure 5). They broadly correspond to enhanced dryness seen in the northern Spain stalagmite oxygen isotope record (Figure 5d, [Smith et al., 2016](#)) and cold SSTs in the GoL (Figure 5a and d). Similar concomitant dry time spans have also been inferred from forest pollen counts in Alboran Sea sediments (W Mediterranean) by [Fletcher et al. \(2012\)](#). Interestingly, these drier intervals in the W Mediterranean broadly match with wet intervals in the Eastern Mediterranean as, for example, those depicted by the depleted values in $\delta^{18}\text{O}$ of the Soreq Cave record (Figure 5g), notably between 6500 and 4500 yr BP ([Bar-Matthews and Ayalon, 2011](#)).

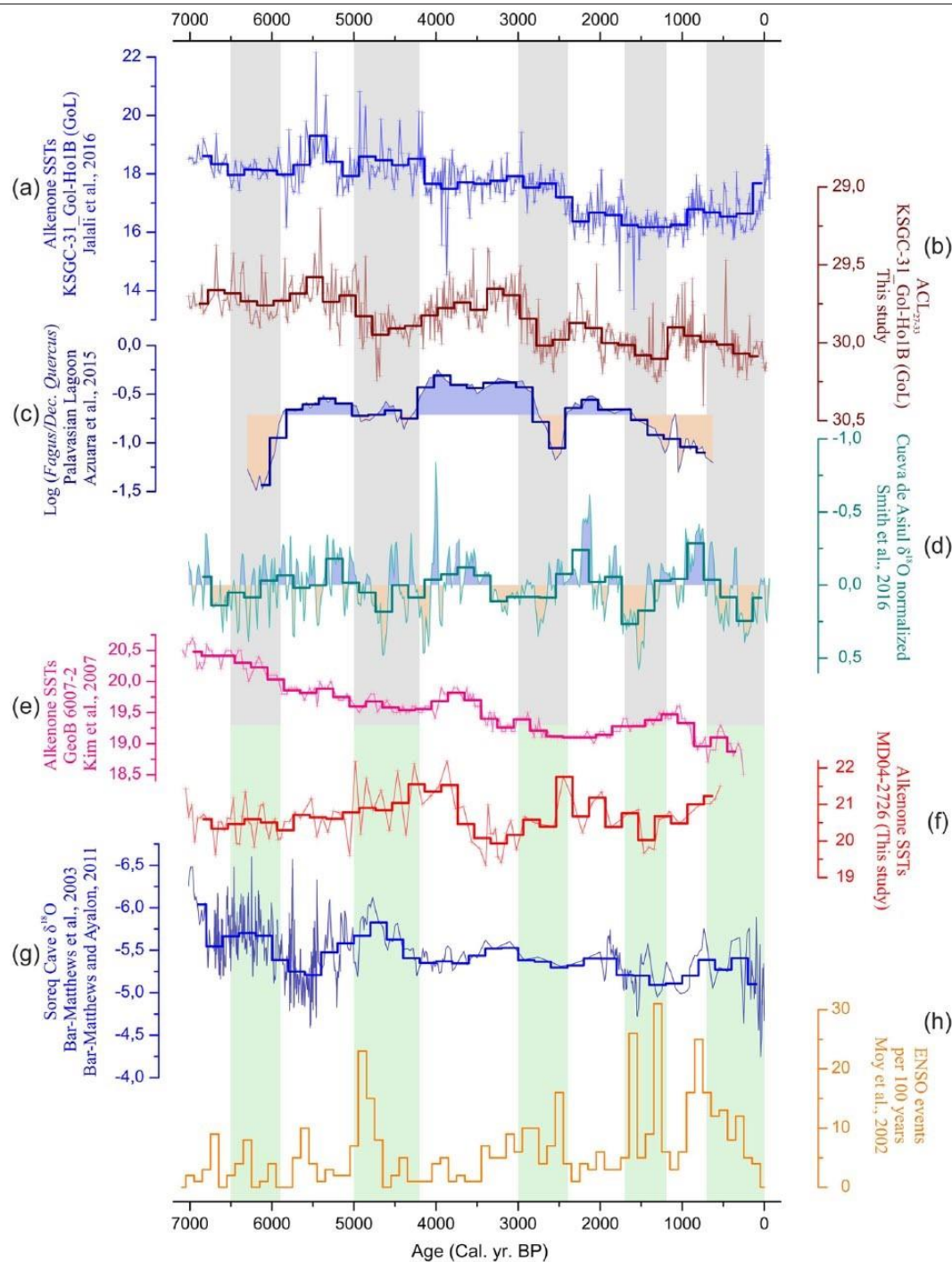


Figure 5. Reconstructions over the past 7000 years of (a) alkenone SSTs at the KSGC-31_Gol-Ho1B site (from Jalali et al., 2016); (b) ACL_{27-33} at KSGC-31_Gol-Ho1B core site (this study); (c) log *Fagus/dec. Quercus* ratios from Palavasian lagoon sediments obtained from Azuara et al. (2015) and complemented with new data from 4600 to 6500 yr BP; (d) detrended $\delta^{18}O$ data from the Cueva de Asul stalagmite, Northern Spain (from Smith et al., 2016); (e) alkenone SSTs at the Geob 6007-2 site (from Kim et al., 2007); (f) alkenone SSTs in the MD04-2726 core (this study); (g) Soreq Cave speleothem $\delta^{18}O$ record (from Bar-Matthews and Ayalon, 2011; Bar-Matthews et al., 2003); and (h) number of ENSO events per 100 years (from Moy et al., 2002). A 200-year binning (darkened lines) was applied to all records to reduce the effect of error in the proxy reconstructions. Vertical shaded areas highlight dry spells in the NW Mediterranean.

This is further supported by the lower $\delta^{13}C$ data that closely follow the $\delta^{18}O$ values indicating a well-developed soil cover favored by rainy conditions (not shown; Bar-Matthews and Ayalon, 2011). Finally, Migowski et al. (2006) reported coeval higher levels of the Dead Sea.

Potential mechanisms explaining this centennial-scale variability have been little explored, in part, because of the scarcity of high-resolution reconstructions. Instrumental data over the last decades have shown that higher winter precipitation in the Levant occurs during strong ENSO years (Price et al., 1998; Yakir et al., 1996). This

between rainfall and ENSO would involve a direct connection between the E Mediterranean and the Indo-Pacific region through the meridional shift of the jet stream (Alpert et al., 2006). As can be seen from the Soreq stalagmite record (Figure 5g), wetter episodes in the Levant occur when El Niño events are more frequent (Figure 5h; Moy et al., 2002). According to Marriner et al. (2012), high Nile flows between 7000 and 4600 yr BP and during the Common Era would also be linked to increasing ENSO-like frequency. However, although both the Levant and Nile drainage catchment basin would have experienced enhanced humidity during strong ENSO, higher

precipitation occurs in winter in the Levant region while in summer in the upper Nile drainage basin, that is, during the monsoon season. Another possible mechanism to explain opposite climate signals between the eastern and western basins at centennial timescale has been proposed by Kushnir and Stein (2010). These authors found that higher precipitation in the Levant region occurred when SSTs in the tropical NE Atlantic are cold. They further showed using modeling experiments that colder than normal surface temperatures in the tropical NE Atlantic in winter promote a seesaw pattern of high pressures over NE Atlantic/W Mediterranean and low pressures in the eastern Mediterranean causing lower precipitations in W Mediterranean and higher ones in the Levant. Anticyclonic conditions over the NE Atlantic/W Mediterranean would divert the maritime westerly flow and associated moisture to the North leading to drier conditions in the W Mediterranean and Iberian Peninsula. In the GoL, this high-pressure system is associated with cold and dry continental local northerly winds, that is, Mistral and Tramontane, which blow over the NW Mediterranean and cause surface water cooling (Sicre et al., 2016). Mistral also prevents the inland penetration of maritime winds further contributing to drier conditions in southern France (Guenard et al., 2005). In the E Mediterranean, cyclogenesis and warmer SSTs favored higher than normal precipitation in the Levant region (Kushnir and Stein, 2010). Cold alkenone SSTs off NW Africa (GeoB 6007-2; Kim et al., 2007) and warm SSTs off SE Mediterranean (MD04-2726 and GeoB 7702-3) as, for example, between 5000 and 4200 yr BP are consistent with this proposed large-scale atmospheric seesaw pattern (Figure 5e and f). Cold alkenone SSTs in the GoL and dryness in W Mediterranean and Iberian Peninsula, on one hand, and warm alkenone SSTs at the MD04-2726 site and wetter conditions in the Soreq cave, on the other hand, are also spatially coherent with the proposed mechanism.

Conclusion

High-resolution multi-proxy paleoclimate records from the Nile delta sediments were generated to document climate variability at regional scale and explore its link with subtropical climate over the past 10,000 years. SSTs off the Nile delta show strong fluctuations during the AHP and warming till 4200 yr BP followed by two marked cooling at ca. 3500 and 1500 yr BP. Comparison between the Nile and Rhone delta (NW Mediterranean sea) reveals opposite SST temporal evolution that are consistent with the recent compilation of Mediterranean Holocene records of Jalali et al. (2016) and global synthesis of Marcott et al. (2013).

The variations in the Nile River discharge and environmental conditions in its drainage basin were reconstructed based on new records of TERR-alkanes, pollen, and ACL₂₇₋₃₃ and already published Ti:Ca ratios. From this multi-proxy study of the Nile delta and comparison to the same proxy data from the GoL sediments, several conclusions can be drawn:

1. The Nile River runoff was highest between 10,000 and 8400 yr BP as indicated by higher TERR-alkanes, Ti:Ca ratios, and *Pediastrum* concentration values confirming previous findings of insolation-driven heavy monsoon rainfall associated with the latitudinal migration of the ITCZ.
2. A major dry episode was recognized in the Nile delta sediments at ~9200 yr BP suggesting reduced monsoon precipitation trigger by extratropical forcing. Our data also revealed the expansion of C4 grasses and savanna shrubs in the present-day Sahara between 8800 and 8400 yr BP.
3. The early-Holocene Rhone River sediment supply indicated wetter conditions reflecting oceanic conditions and increase dryness as the Mediterranean climate established. However, non-climatic factors such as human-induced land cover changes (e.g. vegetation clearance) likely intensified erosion in particular during the past millennia.
4. Mid- to late-Holocene sub-millennial to centennial-scale variability in the Nile catchment basin and Levant region suggests a possible role of low-latitude teleconnection involving ENSO, mainly during periods of frequent ENSO. However, the mechanism proposed by Kushnir and Stein (2010) involving the tropical North Atlantic SSTs would account for the seesaw climate signals evidenced across the Mediterranean basin and notably enhanced precipitation in the Eastern Mediterranean and Levant region contrasting to drier conditions in the W Mediterranean and vice versa.

Acknowledgements

The authors thank MISTRALS/PaleoMex program for financial support and the crew for operating the MedifluxMIMES cruise and coring on the R/V Pelagia. They are also grateful to [Nabil Sultan](#) (IFREMER) and the crew operating the GMO2 Carnac cruise for providing facilities at sea. The crew of the N/V Néréis of the ‘Observatoire Océanographique de Banuyls’ (OOB) is acknowledged for allowing the recovering of the GolHo multi-core. Sfax Team acknowledges support from the ‘French-Tunisian Joint Project PHC-Utique No. 14-G-1002’. They are also grateful to [Marie Revel](#) (Geoazur) for giving access to the sediment cores MS27PT and MD04-2726 and I. Bouloubassi for sample handling. M. Benrahmoune (LOCEAN) is also thanked for his participation in the biomarker analysis. Jean Pierre Cazet is thanked for processing pollen samples of the core MS27PT.

Funding

The author(s) received no financial support for the research, authorship, and/or publication of this article.

References

- [Alpert P, Baldi M, Ilani R et al. \(2006\) Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust. *Developments in Earth and Environmental Sciences* 4: 149–177.](#)
- [Azuara J, Combourieu-Nebout N, Lebreton V et al. \(2015\) Late-Holocene vegetation changes in relation with climate fluctuations and human activity in Languedoc \(southern France\). *Climate of the past* 11: 1769–1784.](#)
- [Bar-Matthews M and Ayalon A \(2011\) Mid-Holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlation with cultural changes. *The Holocene* 21: 163–171.](#)
- [Bar-Matthews M, Ayalon A, Gilmour M et al. \(2003\) Sea-land isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the eastern Mediterranean region and their implications for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 3181–3199.](#)
- [Bassetti MA, Berné S, Sicre MA et al. \(2016\) Holocene hydrological changes of the Rhone River \(NW Mediterranean\) as recorded in the marine mud belt. *Climate of the past* 12: 1539–1553.](#)
- [Berger A and Loutre MF \(1991\) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10: 297–317.](#)
- [Blanchet CL, Contoux C and Leduc G \(2015\) Runoff and precipitation dynamics in the Blue and White Nile catchments during the mid-Holocene: A data-model comparison. *Quaternary Science Reviews* 130: 222–230.](#)
- [Blanchet CL, Frank M and Schouten S \(2014\) Asynchronous changes in vegetation, runoff and erosion in the Nile River watershed during the Holocene. *PLoS ONE* 9\(12\): e115958. Available at: <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0115958>.](#)
- [Blanchet CL, Tjallingii R, Frank M et al. \(2013\) High- and lowlatitude forcing of the Nile River regime during the Holocene](#)

- inferred from laminated sediments of the Nile deep-sea fan. *Earth and Planetary Science Letters* 364: 98–110.
- Castañeda IS, Schefuß E, Pätzold J et al. (2010) Millennial-scale sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27 000 years. *Paleoceanography* 25: PA1208.
- Cattaneo A and Steel RJ (2003) Transgressive deposits: A review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62: 187–228.
- Combourieu-Nebout N, Londeix L, Baudin F et al. (1999) Quaternary marine and continental paleoenvironments in the western Mediterranean (Site 976, Alboran Sea): Palynological evidence. In: Zahn R, Comas MC and Klaus A (eds) *Proceedings of ODP Scientific Results*, vol. 161. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 457–468.
- Conte MH, Sicre MA, Rühlemann C et al. (2006) Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index (UK₃₇) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7: Q02005.
- Costa K, Russell J, Konecky B et al. (2014) Isotopic reconstruction of the African Humid Period and Congo air boundary migration at Lake Tana, Ethiopia. *Quaternary Science Reviews* 60: 368–376.
- Delhon C and Thiébaud S (2005) The migration of beech (*Fagus sylvatica* L.) up the Rhone: The Mediterranean history of a 'mountain' species. *Vegetation History and Archaeobotany* 1: 119–132.
- Faegri K and Iversen J (1989) *Textbook of Pollen Analysis* (ed K Faegri, PE Kaland and K Krzywinski). 4th Edition. Chichester: Wiley.
- Fanget AS, Berné S, Jouet G et al. (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.
- Fleitmann D, Burns SJ, Mangini A et al. (2007) Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* 26: 170–188.
- Fleitmann D, Mudelsee M, Burns SJ et al. (2008) Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *Paleoceanography* 23: PA1102.
- Fletcher WJ, Debret M and Sanchez Goñi MF (2012) Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* 23: 153–166.
- Gagosian RB and Peltzer ET (1986) The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep-sea sediments. *Organic Geochemistry* 10: 661–669.
- Guenard V, Drobinski P, Caccia J et al. (2005) An observational study of the mesoscale mistral dynamics. *Boundary-Layer Meteorology* 115: 263–288.
- Haug GH, Hughen KA, Sigman DM et al. (2001) Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293: 1304–1308.
- Jalali B, Sicre MA, Bassetti MA et al. (2016) Holocene climate variability in the North-Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Climate of the past* 12: 91–101.
- Jalut G, Dedoubat JJ, Fontugne M et al. (2009) Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200: 4–18.
- Jalut G, Esteban Amat A, Bonnet L et al. (2000) Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 255–290.
- Jalut G, Esteban Amat A, Riera i Mora S et al. (1997) Holocene climatic changes in the western Mediterranean: Installation of the Mediterranean climate. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA: Earth and Planetary Science* 325: 327–334.
- Jiménez-Espejo FJ, García-Alix A, Jiménez-Moreno G et al. (2014) Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. *Chemical Geology* 374: 1–12.
- Jiménez-Moreno G, Rodríguez-Ramírez A, Pérez-Asensio JN et al. (2015) Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene*. Epub ahead of print 6 January. DOI: 10.1177/0959683614565955.
- Joannin S, Ali AA, Ollivier V et al. (2014) Vegetation, fire and climate history of the Lesser Caucasus: A new Holocene record from Zarishat fen (Armenia). *Journal of Quaternary Science* 29: 70–82.
- Kallel N, Duplessy JC, Labeyrie L et al. (2004) Mediterranean Sea palaeohydrology and pluvial periods during the Late Quaternary. In: Battarbee RW, Gasse F and Stickley CE (eds) *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 307–324.
- Kallel N, Paterne M, Duplessy JC et al. (1997a) Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanologica Acta* 20: 697–712.
- Kallel N, Paterne M, Labeyrie L et al. (1997b) Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 135: 97–108.
- Kim JH, Meggers H, Rambu N et al. (2007) Impact of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off Northwest Africa. *Geology* 35: 387–390.
- Kushnir Y and Stein M (2010) North Atlantic influence on 19th–20th century rainfall in the Dead Sea watershed, teleconnections with the Sahel, and implication for Holocene climate fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 29: 3843–3860.
- Locarnini RA, Mishonov AV, Antonov JI et al. (2013) *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*. ed S Levitus; technical ed A Mishonov; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp. Available at: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html>.
- Ludwig W, Dumont E, Meybeck M et al. (2009) River discharges of water and nutrients to the Mediterranean Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography* 80: 199–217.
- McGlynn G, Mooney S and Taylor D (2013) Palaeoecological evidence for Holocene environmental change from the Virunga volcanoes in the Albertine Rift, central Africa. *Quaternary Science Reviews* 61: 32–46.
- McGregor HV, Evans MN, Goosse H et al. (2015) Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era. *Nature Geoscience*. Epub ahead of print 17 August. DOI: 10.1038/ngeo2510.
- Magny M, Bossuet G, Ruffaldi P et al. (2011) Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science* 26: 171–177.
- Magny M, Combourieu-Nebout N, de Beaulieu JL et al. (2013) North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: Tentative synthesis and working hypotheses. *Climate of the past* 9: 2043–2071.
- Magny M, de Beaulieu JL, Drescher-Schneider R et al. (2007) Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26: 1736–1758.
- Marcott SA, Shakun JD, Clark PU et al. (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11 300 years. *Science* 339: 1198–1201.
- Marriner N, Flaux C, Kaniewski D et al. (2012) ITCZ and ENSO-like pacing of Nile delta hydro-geomorphology during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 45: 73–84.
- Marshall MH, Lamb HF, Huws D et al. (2011) Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Global and Planetary Change* 78: 147–161.
- Maselli V and Trincardi F (2013) Man made deltas. *Scientific Reports*. Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/srep01926>.

- Matthiessen J, Kunz-Pirring M and Mudie P (2000) Freshwater chloro-phycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff. *International Journal of Earth Sciences* 89: 470–485.
- Melki T, Kallel N, Jorissen FJ et al. (2009) Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Epub ahead of print 18 May. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.05.005.
- Migowski C, Mordechai S, Prasad S et al. (2006) Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Research* 66: 421–431.
- Moy CM, Seltzer GO, Rodbell DT et al. (2002) Variability of El Niño southern oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420: 162–165.
- Nittrouer CA, Kuehl SA, DeMaster DJ et al. (1986) The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *The Geological Society of America Bulletin* 97: 444–458.
- Olsen J, Anderson NJ and Knudsen MF (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5200 years. *Nature Geoscience* 5: 808–812.
- Pérez-Obiol R, Jalut G, Julià R et al. (2011) Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene* 21: 75–93.
- Pratson LF, Nittrouer CA, Wilberg P et al. (2007) Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. In: Nittrouer CA, Austin JA, Field ME et al. (eds) *Continental Margin Sedimentation*. Malden, MA: Blackwell (International Association of Sedimentologists Special Publication), pp. 339–381.
- Price C, Stone L, Huppert A et al. (1998) A possible link between El Niño and precipitation in Israel. *Geophysical Research Letters* 25: 3963–3966.
- Provansal M, Vella C, Arnaud-Fassetta G et al. (2003) Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Geomorphologie Relief, Processus, Environnement* 4: 271–282.
- Quezel P (1979) La région méditerranéenne française et ses essences forestières, signification écologique dans le contexte circum-méditerranéen. *Forêt Méditerranéenne* 1: 7–18.
- Revel M, Ducassou E, Skonieczny C et al. (2015) 20,000 years of Nile River dynamics and environmental changes in the Nile catchment area as inferred from Nile upper continental slope sediments. *Quaternary Science Reviews* 130: 200–221.
- Roberts N, Eastwood WJ, Kuzucuoğlu C et al. (2011) Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene* 21: 147–162.
- Roberts N, Jones MD, Benkaddour A et al. (2008) Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: The ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews* 27: 2426–2441.
- Roberts N, Moreno A, Valero-Garces BL et al. (2012) Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. *Global and Planetary Change* 84–85: 23–34.
- Rohling EJ (1994) Review and new aspects concerning the formation of Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122: 1–28.
- Rosignol-Strick M, Nesteroff W, Olive P et al. (1982) After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295: 105–110.
- Rucina SM, Muiruri VM, Rahab N et al. (2009) Late Quaternary vegetation and fire dynamics on Mount Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 283: 1–14.
- Sabatier P, Dezileau L, Colin C et al. (2012) 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.
- Schwark L, Zink K and Lechterbeck J (2002) Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30: 463–466.
- Sicre MA and Peltzer ET (2004) Lipid geochemistry of remote aerosols from the southwestern Pacific Ocean sector. *Atmospheric Environment* 38: 1615–1624.
- Sicre MA, Jalali B, Martrat B et al. (2016) Sea surface temperature variability in the North Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions) during the Common Era. *Earth and Planetary Science Letters*. Epub ahead of print 12 October. DOI: 10.1016/j.tiff.2016.09.032.
- Smith AC, Wynn PM, Barker PA et al. (2016) North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Nature*. Epub ahead of print 25 April. DOI: 10.1038/srep24745.
- Stockmarr J (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615–621.
- Ternois Y, Sicre MA and Paterne M (2000) Climatic changes along the northwestern African continental margin over the last 30 kyr. *Geophysical Research Letters* 27: 133–136.
- Trigo IF and Davies TD (2000) Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters* 27: 2913–2916.
- Vijverberg J, Sibbing FA and Dejen E (2009) Lake Tana: Source of the Blue Nile. In: Dumont HJ (ed.) *The Nile: Origin, Environments, Limnology, and Human Use*, vol. 89. Dordrecht: Springer, pp. 163–192.
- Vinther BM, Buchardt SL, Steffensen JP et al. (2006) A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111: D06102.
- Vogts A, Moossen H, Rommerskirchen F et al. (2009) Distribution patterns and stable carbon isotopic composition of alkanes and alkan-1-ols from plant waxes of African rain forest and savanna C₃ species. *Organic Geochemistry* 40: 1037–1054.
- Williams MAJ, Adamson D, Cock B et al. (2000) Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Global and Planetary Change* 26: 305–316.
- Yakir D, Lev-Yadun S and Zangvil A (1996) El Niño and tree growth near Jerusalem over the last 20 years. *Global Change Biology* 2: 101–105.
- Zazo C, Mercier N, Silva PG et al. (2005) Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68: 269–290.
- Ziveri P, Ruttan A, de Lange G et al. (2000) Present-day coccolith fluxes recorded in central Eastern Mediterranean sediment traps and surface sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158: 175–195.

Conclusion

Replacer les environnements actuels dans une perspective historique est un prérequis indispensable pour les comprendre et mieux les protéger dans un contexte d'anthropisation sans cesse croissante et de changement climatique rapide. Les forêts actuelles du nord-ouest de la Méditerranée largement dominées par une végétation plutôt sclérophylle, s'installent progressivement au cours de 5000 dernières années sous l'effet des activités humaines et de l'aridification progressive du climat. Toutefois, la part de responsabilité de ces deux facteurs est variable d'une région à une autre et ils sont souvent difficiles à différencier l'un de l'autre.

Ce travail de thèse avait pour objectifs : (1) d'apporter une contribution inédite à l'étude de l'histoire de la végétation dans le nord-ouest de la Méditerranée, (2) d'apporter de nouveaux outils de traitement des données paléo-environnementales, et (3) de mieux comprendre la part de l'impact des populations humaines et de la variabilité climatique dans la mise en place des environnements de cette région. L'analyse de deux nouvelles séquences dans le sud-est de la France (EG08-PB06) et le sud-est de l'Espagne (MM2), la collecte (sur le terrain) et le traitement de données actuelles sur la pluie pollinique et la végétation dans le Languedoc, et enfin l'analyse poussée à l'aide de méthodes innovantes de nombreux proxys paléoclimatiques ont été menés au cours de ces trois ans de thèse et ont permis de remplir ces objectifs.

L'analyse des carottes EG08 et PB06 prélevées dans la lagune de Palavas dans le Languedoc a permis d'obtenir une séquence pollinique à haute résolution, couvrant les 7800 dernières années. La comparaison des changements de végétations mis en évidence dans cette séquence avec les données archéologiques, historiques et climatiques de la région a permis de caractériser des signaux climatiques et anthropiques distincts. Les dynamiques de certains taxons, comme les chênes sclérophylles (*Quercus type ilex*), les arbustes méditerranéens (Ericaceae, ...) mais aussi bien sûr les taxons cultivés (*Olea*, *Castanea*, *Juglans*, *Cerealia*, *Vitis*), sont étroitement liées aux activités humaines. D'autres taxons situés à la limite de leur aire de répartition, comme le hêtre (*Fagus*) et le sapin (*Abies*), sont quant à eux particulièrement sensibles aux variations du climat enregistrées au cours des derniers milliers d'années. La mise en place des environnements forestiers actuels du Languedoc apparaît tardive et est le fruit d'une interaction complexe entre la végétation, le climat et les populations humaines qui impactent de manière visible leur environnement depuis le Néolithique. Les données polliniques de Palavas permettent par ailleurs, de compléter l'histoire du hêtre en Europe de l'Ouest. En effet, la dynamique et la biogéographie de ce taxon à l'holocène reste encore très mal comprise. La

synthèse des données polliniques de Palavas avec d'autres séquences régionales ainsi qu'avec des données archéobotaniques permet de mettre en évidence que, par le passé, des forêts de hêtres importantes se sont développées à basse altitude (jusqu'à 200m) dans la région méditerranéenne française. Ces forêts ont persisté jusqu'à une période assez récente et ne commencent leur régression qu'aux alentours de 3000 ans cal BP, pour finalement n'occuper aujourd'hui que les zones les plus élevées de l'arrière-pays. Si la mise en place, aux alentours de 6000 ans cal BP, de ces écosystèmes aujourd'hui disparus semble plutôt liée au climat, leur disparition est plutôt le résultat combiné d'une aridification croissante à la fin de l'holocène, combinée avec un impact anthropique toujours plus important.

L'analyse de la carotte MM2 prélevée dans la lagune de Mar Menor dans la région de Murcie a permis d'obtenir une séquence pollinique couvrant les 6500 dernières années. La comparaison de ces données avec d'autres séquences polliniques de cette région, avec des proxies paléoclimatiques mais aussi avec le registre archéologique et historique permet de mettre en lumière une histoire de la végétation essentiellement liée à l'occupation humaine de cette partie du sud-est de l'Espagne. Pour l'instant, aucun élément dans cette séquence ne permet de faire le lien de façon claire entre des changements environnementaux et des changements climatiques. Certains indices suggèrent bien un signal climatique visible mais leur interprétation est toujours ambiguë. Il serait très surprenant que la végétation de cette région n'ait pas été sensible du tout à la variabilité climatique holocène. Cette absence de signal est plus probablement liée à un biais du registre pollinique. En effet, les environnements les plus arides de cette partie de la péninsule ibérique et donc potentiellement les plus sensibles aux variations du climat, ne sont pas ou très peu représentés dans la pluie pollinique. En revanche, la dynamique de végétation telle qu'elle est enregistrée dans la carotte Mar Menor apparaît fortement influencée par les occupations humaines et ce depuis au moins l'âge du Bronze. Ce sont surtout les pins (probablement les pins d'Alep) qui enregistrent le mieux ce signal de l'anthropisation. Ces arbres pionniers à croissance rapide représentent depuis au moins 6500 ans une composante majeure des écosystèmes de la région de Murcie. Ils apparaissent extrêmement sensibles aux déforestations, aux déprises mais aussi probablement à certains modes d'exploitation du territoire comme les cultures itinérantes. La période Argar à l'âge du Bronze, la période antique avec l'occupation romaine et enfin la période contemporaine constituent les trois points saillants de cette séquence en termes d'impact anthropique.

Deux missions de terrains réalisées en 2014 et 2016 ont permis de collecter des échantillons de mousses et de réaliser des relevés de végétation dans la région de Lodève, dans le Languedoc.

Le traitement et l'analyse des échantillons prélevés ont permis d'obtenir des données sur la pluie pollinique actuelle de cette région. Le traitement des données de végétation a par ailleurs permis d'obtenir la composition détaillée de la végétation dans les sites étudiés. Le croisement de ces informations sur la pluie pollinique et la végétation est en cours et permettra de quantifier la production pollinique de 12 taxons méditerranéens. Ces productions polliniques sont des paramètres clés des modèles de transport et dépôt du pollen qui permettent de corriger les spectres polliniques pour obtenir une image quantitative du couvert végétal passé. Par ailleurs, le modèle théorique de transport et dépôt du pollen REVEALS, permettant de reconstituer la composition relative de la végétation grâce aux données polliniques a été adapté du point de vue mathématique au cas particulier des lagunes. La démonstration a été faite qu'il est possible de modifier certaines hypothèses de bases du modèle pour le rendre plus compatible avec les contextes côtiers tout en conservant à l'identique les équations principales qui le régissent.

Enfin, pour appréhender de manière complète l'influence des changements climatiques passés sur les environnements et ainsi mieux cerner la relation homme/climat/environnement, il est nécessaire de caractériser de manière la plus précise possible la variabilité climatique et de comprendre ses causes et ses mécanismes sous-jacents. C'est dans ce but que le signal climatique de la séquence pollinique de Palavas a été comparé avec de nombreux autres proxies indépendants de la végétation *via* des méthodes d'analyses spectrales. La mise en œuvre de cette approche a mis en évidence de façon très nette l'influence de variations cycliques de la circulation thermohaline en Atlantique sur le climat de l'Ouest de la Méditerranée et notamment sur la fréquence des tempêtes. Elle a également permis de mettre au jour l'influence directe de la variabilité solaire à l'échelle millénaire et centennale. Enfin, elle a fait apparaître de manière claire le lien entre la variabilité climatique des régions tropicales et méditerranéennes. Un élargissement de la comparaison des résultats climatiques de Palavas au reste de la Méditerranée a également été conduit en comparant des données du golfe du Lion et du delta du Nil. Ces comparaisons montrent clairement qu'à la variabilité temporelle du climat méditerranéen et son imbrication d'échelles de temps, se superpose probablement à une variabilité spatiale importante. Cet élément de complexité supplémentaire permet d'expliquer certaines difficultés récurrentes rencontrées au cours des dix dernières années dans l'étude de la variabilité climatique méditerranéenne. La multiplication des séquences et des proxies a conduit à l'identification d'un très grand nombre de changements climatiques à l'échelle centennale, mais avec une distribution temporelle parfois déconcertante de ces événements. En effet pour n'importe quelle date de l'holocène, il est possible de trouver un ou plusieurs

événements climatiques rapides (RCCs). La prise en compte de la diversité des forçages, des différences de sensibilités des proxies ainsi que de la variabilité spatiale du climat permet d'avoir une vision beaucoup plus claire et cohérente de la variabilité climatique. Ces résultats ouvrent de nombreuses pistes pour aller plus loin dans la compréhension du climat méditerranéen.

Les travaux menés au cours de cette thèse montrent bien à quel point, d'une région à une autre, les disparités multiples des contextes environnementaux, des contextes historiques et de la variabilité climatique rendent difficiles l'obtention d'une vision synthétique de la relation homme/environnement/climat à l'holocène en Méditerranée. Si la multiplication des séquences et des proxies paléoenvironnementaux représente un atout en accroissant le volume des données disponibles, elle peut également être problématique si ces informations ne sont pas traitées avec des outils adéquats. Bien entendu, l'acquisition de nouvelles données doit se poursuivre pour continuer à démêler l'influence des activités humaines de celle de la variabilité climatique sur les environnements passés de la Méditerranée et mieux comprendre les paysages actuels. Mais les résultats de cette thèse montrent aussi l'importance de trouver des outils adéquats pour intégrer toutes ces données produites. A ce titre, l'avènement du partage d'informations *via* des bases de données de plus en plus importantes représente des opportunités de travail très intéressantes à saisir. A l'issue de ce travail, il est crucial de poursuivre dans une démarche de recherche qui combine la production de données inédites et le développement d'outils innovants.

Perspectives

Ce travail est une contribution à la compréhension de l'histoire environnementale et climatique de la Méditerranée occidentale eu égard à la complexité de cette problématique. Pour autant, les éléments de réponses obtenus aussi bien au niveau local dans le Languedoc et le sud-est de l'Espagne qu'au niveau plus général du bassin méditerranéen offrent des pistes de recherche intéressantes pour aller plus loin dans ces questionnements.

L'une des perspectives les plus évidentes de ce travail est bien entendu de finaliser la calibration du signal pollen/végétation dans le secteur d'étude de Palavas. Le traitement grâce aux modèles ERV des données polliniques et des relevés de végétations permettra d'obtenir les valeurs de productions polliniques pour douze taxons. Ces paramètres essentiels à la calibration du signal pollen végétation permettront de tester le modèle de transport et de dépôt du pollen, REVEALS, qui a été adapté au cas des lagunes dans le cadre de cette thèse. L'utilisation d'un tel modèle permettrait d'obtenir l'évolution des proportions relatives des taxons calibrés au cours du temps. Ce type d'information est d'une grande valeur pour comparer de manière plus précise, et de façon quantitative, les changements de végétations avec d'autres enregistrements paléoenvironnementaux ainsi qu'avec les registres archéologiques et historiques. Ainsi, l'utilisation d'un tel modèle peut permettre d'aller plus loin encore dans la séparation des impacts anthropiques et climatiques sur l'histoire de la végétation comme cela a été réalisé pour l'Europe du nord (Marquer et al. 2017). Ce genre de modèle peut aussi apporter des informations importantes pour mieux comprendre l'histoire de certains taxons particuliers comme le hêtre dont la dynamique n'est que partiellement comprise.

Pour aller plus loin dans la séparation des signaux climatiques et anthropiques contenus dans les données polliniques, une autre piste intéressante à suivre serait de tester de manière statistique la fiabilité des méthodes d'extractions quantitatives de ces signaux. L'analyse spectrale peut à ce titre fournir des outils intéressants, comme l'analyse statistique de corrélations croisées entre signaux filtrés (Azuara et al, à soumettre, chapitre V-1). Cette méthode permettrait de tester de manière statistique la corrélation entre un proxy indépendant de la végétation et une reconstruction d'un signal anthropique ou climatique obtenu à partir de données polliniques, et ce dans n'importe quelle gamme de fréquences. De tels outils sont d'ores et déjà opérationnels. Pour l'extraction de la composante climatique du signal pollinique, des méthodes telles que les quantifications climatiques grâce aux analogues modernes (Guiot et al. 1990, Peyron et al. 2011, 2013) peuvent être utilisés. Des tests préliminaires ont été menés

dans ce sens dans le cadre de cette thèse avec des résultats plutôt concluants. Concernant l'extraction du signal anthropique, des approches utilisant des analyses factorielles sont envisageables pour extraire cette composante sur certaines séquences polliniques. Il faudrait cependant trouver des séries temporelles décrivant de manière synthétique et pertinente l'intensité de la pression anthropique pour pouvoir les comparer avec les résultats obtenus par de telles méthodes. La recherche de tels « proxies » de la pression anthropique est sans aucun doute la partie la plus compliquée d'une telle démarche.

La comparaison du contenu fréquentiel de proxies paléoclimatiques méditerranéens présentés dans cette thèse ouvre également de nombreuses possibilités pour aller plus loin dans la compréhension de la variabilité climatique holocène. Des outils complémentaires sont nécessaires pour pouvoir à l'avenir comparer le contenu fréquentiel d'un nombre plus grand de proxies de manière automatisée, standardisée et quantitative. De tels outils ont été développés en écologie avec par exemple le « wavelet clustering » (Rouyer et al. 2008). Cependant les essais d'application de ces méthodes sur des données paléoclimatiques menée au cours de cette thèse se sont révélés peu concluants, probablement à cause de la nature très bruitée de ces séries temporelles. De plus, le système de « clustering » aboutit à une classification très rigide difficilement compatible avec les influences croisées des différents forçages sur un même proxy. D'autres méthodes, plus adaptées aux données paléoenvironnementales doivent être développées. Une telle démarche permettrait notamment d'approfondir la nature des liens mis en évidence entre la variabilité climatique tropicale et méditerranéenne.

Pour finir, cette thèse a mis en évidence la valeur et la richesse des séquences lagunaires pour l'étude des paléoenvironnements holocènes de Méditerranée. Pourtant à ce jour peu de séquences lagunaires ont fait l'objet d'études palynologiques (e.g. Pantaleon-Cano et al. 2002, Jaouadi et al. 2016) Ces résultats encourageants invitent à étudier d'autres séquences pour compléter l'histoire des environnements côtiers, d'autant qu'élargir le registre des séquences lagunaires ne demande pas forcément d'investissements importants, ces milieux étant très étudiés par ailleurs. Ainsi, certaines lagunes comme en Corse (Biguglia) ou au Maroc (Nador) ont d'ores et déjà été carottées pour d'autres types d'études et offrent du matériel disponible pour de nouvelles études palynologiques avec la perspective de résultats inédits à comparer avec les résultats de notre thèse.

Bibliographie

- Alados, C.L., ElAich, A., Papanastasis, V.P., Ozbek, H., Navarro, T., Freitas, H., Vrahnakis, M., Larrosi, D., Cabezudo, B., 2004. Change in plant spatial patterns and diversity along the successional gradient of Mediterranean grazing ecosystems. *Ecological Modelling* 180, 523–535. doi:10.1016/j.ecolmodel.2003.10.034
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483–486.
- Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1978. The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. *Géographie physique et Quaternaire* 32, 145–162.
- Anderson, N., Bugmann, H., Dearing, J., Gaillard, M., 2006. Linking palaeoenvironmental data and models to understand the past and to predict the future. *Trends in Ecology & Evolution* 21, 696–704. doi:10.1016/j.tree.2006.09.005
- Azuares, 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). *Climate of the Past* 11, 1769–1784. doi:10.5194/cp-11-1769-2015
- Bacilieri, R., Bouchet, M.A., Bran, D., Grandjanny, M., Maistre, M., Perret, P., Romane, F., 1993. Germination and regeneration mechanisms in Mediterranean degenerate forests. *Journal of Vegetation Science* 4, 241–246.
- Barbero, M., Bonin, G., Loisel, R., Quézel, P., 1990. Changes and disturbances of forest ecosystems caused by human activities in the western part of the Mediterranean basin. *Plant Ecology* 87, 151–173.
- Baron, S., Rico, C., Marín, J.A.A., 2017. Le complexe d'ateliers du Cabezo del Pino (Sierra Minera de Cartagena-La Unión, Murcia) et l'organisation de l'activité minière à Carthago Nova à la fin de la République romaine. Apports croisés de l'archéologie et de la géochimie. *Archivo Español de Arqueología* 90, 147–169.
- Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132, 155–170.
- Bennett, K.D., 1992. PSIMPOLL: a quickBASIC program that generates PostScript page description files of pollen diagrams. INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods newsletter 8, 11–12.
- Bernard, J., Reille, M., 1987. Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. *Pollen et spores*.
- Beug, H.-J., 1961. Leitfaden der pollenbestimmung. Fischer, Stuttgart 1, 63.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.

- Boucher, C., 1988. Carte de la végétation potentielle de la Sierra de Cazorla (Andalousie, Espagne). Documents de Cartographie Ecologique 31, 25–36.
- Boyd, W.E., 1986. The role of masses in modern pollen analysis: the influence of mass morphology on pollen entrapment. *Pollen et spores* 28, 243–255.
- Bradshaw, R.H.W., Kito, N., Giesecke, T., 2010. Factors influencing the Holocene history of *Fagus*. *Forest Ecology and Management* 259, 2204–2212.
- Bran, D., Lobreaux, O., Maistre, M., Perret, P., Romane, F., 1990. Germination of *Quercus ilex* and *Q. pubescens* in a *Q. ilex* coppice. *Vegetatio* 87, 45–50.
- Brayshaw, D.J., Woollings, T., Vellinga, M., 2009. Tropical and Extratropical Responses of the North Atlantic Atmospheric Circulation to a Sustained Weakening of the MOC. *Journal of Climate* 22, 3146–3155. doi:10.1175/2008JCLI2594.1
- Brewer, S., Cheddadi, R., De Beaulieu, J.L., Reille, M., 2002. The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecology and Management* 156, 27–48.
- Broström, A., Nielsen, A.B., Gaillard, M.-J., Hjelle, K., Mazier, F., Binney, H., Bunting, J., Fyfe, R., Meltsov, V., Poska, A., Räsänen, S., Soepboer, W., von Stedingk, H., Suutari, H., Sugita, S., 2008. Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review. *Vegetation History and Archaeobotany* 17, 461–478. doi:10.1007/s00334-008-0148-8
- Broström, A., Sugita, S., Gaillard, M.-J., 2004. Pollen productivity estimates for the reconstruction of past vegetation cover in the cultural landscape of southern Sweden. *The Holocene* 14, 368–381. doi:10.1191/0959683604hl713rp
- Bunting, M.J., Farrell, M., Broström, A., Hjelle, K.L., Mazier, F., Middleton, R., Nielsen, A.B., Rushton, E., Shaw, H., Twiddle, C.L., 2013. Palynological perspectives on vegetation survey: a critical step for model-based reconstruction of Quaternary land cover. *Quaternary Science Reviews* 82, 41–55. doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.006
- Carrión, J.S., 2002a. A taphonomic study of modern pollen assemblages from dung and surface sediments in arid environments of Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology* 120, 217–232.
- Carrión, J.S., 2002b. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047–2066.
- Carrión, J.S., Andrade, A., Bennett, K.D., Navarro, C., Munuera, M., 2001. Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *The Holocene* 11, 635–653.
- Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Sánchez Quirante, L., Finlayson, J.C., Fernández, S., Andrade, A., 2007. Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews* 26, 1455–1475. doi:10.1016/j.quascirev.2007.03.013

- Carrión, J.S., Sánchez-Gómez, P., Mota, J.F., Yll, R., Chaín, C., 2003. Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain. *The Holocene* 13, 839–849.
- Carrión, J.S., Van Geel, B., 1999. Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, 209–236.
- Carrión, J.S., Yll, E.I., Willis, K.J., Sánchez, P., 2004. Holocene forest history of the eastern plateaux in the Segura Mountains (Murcia, southeastern Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology* 132, 219–236.
- Cassou, C., Terray, L., Phillips, A.S., 2005. Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of climate* 18, 2805–2811.
- Castillo, P.J., 2013. Murcia. De la antigüedad al islam. Universidad de Granada.
- Colombaroli, D., Vannièrè, B., Emmanuel, C., Magny, M., Tinner, W., 2008. Fire—vegetation interactions during the Mesolithic—Neolithic transition at Lago dell’Accesa, Tuscany, Italy. *The Holocene* 18, 679–692.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Bout-Roumazielles, V., Goring, S., Dormoy, I., Joannin, S., Sadori, L., Siani, G., Magny, M., 2013. Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Climate of the Past* 9, 2023–2042. doi:10.5194/cp-9-2023-2013
- Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past* 5, 503–521.
- Cundill, P.R., 1991. Comparisons of moss polster and pollen trap data: a pilot study. *Grana* 30, 301–308.
- De Beaulieu, J.-L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., 2005. Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology* 139, 114–126.
- Delhon, C., Thiébault, S., 2005. The migration of beech (*Fagus sylvatica* L.) up the Rhone: the Mediterranean history of a “mountain” species. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 119–132. doi:10.1007/s00334-005-0068-9
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period:: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary science reviews* 19, 347–361.
- Desprat, S., Combourieu-Nebout, N., Essallami, L., Sicre, M.-A., Dormoy, I., Peyron, O., Siani, G., Roumazielles, V.B., Turon, J.L., 2013. Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land-sea correlation. *Climate of the Past* 9, 767.
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U., 2016. Extreme storms during the last 6500 years from

- lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past* 12, 1389–1400. doi:10.5194/cp-12-1389-2016
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 289–297. doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.009
- Di Rita, F., Magri, D., 2009. Holocene drought, deforestation and evergreen vegetation development in the central Mediterranean: a 5500 year record from Lago Alimini Piccolo, Apulia, southeast Italy. *The Holocene* 19, 295–306.
- Ducrey, M., 1988. Sylviculture des taillis de Chêne vert pratiques traditionnelles et problématique des recherches récentes.
- Duffin, K.I., Bunting, M.J., 2008. Relative pollen productivity and fall speed estimates for southern African savanna taxa. *Vegetation History and Archaeobotany* 17, 507–525.
- Eiroa, J.J., 2004. La edad del bronce en Murcia.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. Textbook of pollen analysis (4th edn by Faegri, K., Kaland, PE & Krzywinski, K.). Wiley, Chichester.
- Fletcher, W.J., Debret, M., Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* 23, 153–166.
- 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: HOLOCENE CLIMATE VARIABILITY. *Paleoceanography* 22. doi:10.1029/2006PA001307
- Fuentes, N., Martínez, G., Fernández, S., Carrión, J.S., González Sampériz, P., López Campuzano, M., Medina, J., 2005. Ecological degradation and cultural change in Southeastern Iberia during the last 4000 years. *Anales de Biología (España)*.
- Fyfe, R., Roberts, N., Woodbridge, J., 2010. A pollen-based pseudobiomisation approach to anthropogenic land-cover change. *The Holocene* 20, 1165–1171. doi:10.1177/0959683610369509
- Gaillard, M.-J., Sugita, S., Mazier, F., Trondman, A.-K., Broström, A., Hickler, T., Kaplan, J.O., Kjellström, E., Kokfelt, U., Kuneš, P., Lemmen, C., Miller, P., Olofsson, J., Poska, A., Rundgren, M., Smith, B., Strandberg, G., Fyfe, R., Nielsen, A.B., Alenius, T., Balakauskas, L., Barnekow, L., Birks, H.J.B., Bjune, A., Björkman, L., Giesecke, T., Hjelle, K., Kalnina, L., Kangur, M., van der Knaap, W.O., Koff, T., Lagerås, P., Latałowa, M., Leydet, M., Lechterbeck, J., Lindbladh, M., Odgaard, B., Peglar, S., Segerström, U., von Stedingk, H., Seppä, H., 2010. Holocene land-cover reconstructions for studies on land cover-climate feedbacks. *Climate of the Past* 6, 483–499. doi:10.5194/cp-6-483-2010
- Gamoun, M., Zammouri, J., 2014. The effects of drought on plant communities in the desert rangelands of Tunisia, in: *Approaches to Plant Stress and Their Management*. Springer, pp. 207–217.

- Genin, D., 2006. Entre désertification et développement: la Jeffara tunisienne. IRD Editions.
- Giesecke, T., Brewer, S., Finsinger, W., Leydet, M., Bradshaw, R.H.W., 2017. Patterns and dynamics of European vegetation change over the last 15,000 years. *Journal of Biogeography*. doi:10.1111/jbi.12974
- Giesecke, T., Hickler, T., Kunkel, T., Sykes, M.T., Bradshaw, R.H.W., 2006. ORIGINAL ARTICLE: Towards an understanding of the Holocene distribution of *Fagus sylvatica* L.: The Holocene distribution of *Fagus sylvatica*. *Journal of Biogeography* 34, 118–131. doi:10.1111/j.1365-2699.2006.01580.x
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical research letters* 33.
- Giraudi, C., 2005. Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy). *Quaternary Research* 64, 176–184.
- Giraudi, C., 2004. The Apennine glaciations in Italy. Quaternary glaciations—extent and chronology, part I: Europe. *Developments in quaternary science* 2, 215–224.
- Giraudi, C., Magny, M., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., 2011. The Holocene climatic evolution of Mediterranean Italy: A review of the continental geological data. *The Holocene* 21, 105–115.
- Gliemerth, A.K., 1995. Palaeoökologische Untersuchungen ueber die letzten 22'000 Jahre in Europa: vegetation, Biomasse und Einwanderungsgeschichte der wichtigsten Waldbaeume.
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W., 2010. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics* 48. doi:10.1029/2009RG000282
- Gregory, P.H., 1945. The dispersion of air-borne spores. *Transactions of the British Mycological Society* 28, 26–72.
- Grimm, E.C., 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13, 13–35.
- GROUP, M., 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969.
- Guiot, J., 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 49–69.
- Harvey, B.J., Shaffrey, L.C., Woollings, T.J., 2015. Deconstructing the climate change response of the Northern Hemisphere wintertime storm tracks. *Climate dynamics* 45, 2847–2860.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Henne, P.D., Elkin, C., Franke, J., Colombaroli, D., Calò, C., La Mantia, T., Pasta, S., Conedera, M., Dermody, O., Tinner, W., 2015. Reviving extinct Mediterranean forest

communities may improve ecosystem potential in a warmer future. *Frontiers in Ecology and the Environment* 13, 356–362.

Heusser, L., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45–62.

Hicks, S., 2001. The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117, 1–29.

Hicks, S., Tinsley, H., Huusko, A., Jensen, C., Hättstrand, M., Gerasimides, A., Kvavadze, E., 2001. Some comments on spatial variation in arboreal pollen deposition: first records from the Pollen Monitoring Programme (PMP). *Review of Palaeobotany and Palynology* 117, 183–194.

Huntley, B., Webb III, T., 2012. *Vegetation history*. Springer Science & Business Media.

Jalali, B., Sicre, M.-A., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Holocene climate variability in the North-Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Climate of the Past Discussions* 91–120.

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* 0959683616683258.

Jalut, G., Amat, A.E., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 255–290.

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary international* 200, 4–18.

Jaouadi, S., Lebreton, V., Bout-Roumazelles, V., Siani, G., Lakhdar, R., Boussoffara, R., Dezileau, L., Kallel, N., Mannai-Tayech, B., Combourieu-Nebout, N., 2016. Environmental changes, climate and anthropogenic impact in south-east Tunisia during the last 8 kyr. *Climate of the Past* 12, 1339–1359. doi:10.5194/cp-12-1339-2016

Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., 2012a. Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research* 77, 44–53. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.006

Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., 2012b. Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research* 77, 44–53. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.006

Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Hernández-Corbalán, M.D., Anderson, R.S., Delgado-Huertas, A., 2013. Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quaternary Research* 79, 110–122. doi:10.1016/j.yqres.2012.11.008

Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Carrión, J.S., López-Sáez, J.A., Villarías-Robles, J.J., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, Á., Contreras, C., 2015. Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25, 607–617.

- Koerner, W., Cinotti, B., Jussy, J.-H., Benoît, M., 2000. Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIXe siècle: identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés. *Revue forestière française* 52, 249–270.
- Kushnir, Y., Stein, M., 2010. North Atlantic influence on 19th–20th century rainfall in the Dead Sea watershed, teleconnections with the Sahel, and implication for Holocene climate fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 29, 3843–3860.
- Li, F., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Mazier, F., Xu, Q., Zhou, Z., Zhang, Y., Li, Y., Laffly, D., 2017. Relative pollen productivity estimates for major plant taxa of cultural landscapes in central eastern China. *Vegetation History and Archaeobotany* 1–19.
- Li, J., Romane, F.J., 1997. Effects of germination inhibition on the dynamics of *Quercus ilex* stands. *Journal of Vegetation Science* 8, 287–294.
- Lionello, P., Trigo, I.F., Gil, V., Liberato, M.L.R., Nissen, K.M., Pinto, J.G., Raible, C.C., Reale, M., Tanzarella, A., Trigo, R.M., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2016. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68, 29391. doi:10.3402/tellusa.v68.29391
- Lull, V., 1983. *La cultura de El Argar: un modelo para el estudio de las formaciones económico-sociales prehistóricas*. Madrid: Akal.
- Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazelles, 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., Vannière, 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 and south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. *Climate of the Past* 9, 2043–2071. doi:10.5194/cp-9-2043-2013
- Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannière, B., Haas, J.N., Bassetti, M., Bellintani, P., Scandolari, R., Desmet, M., 2012. Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy. *Quaternary Research* 77, 382–396.
- Magny, M., Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 47–59.
- Magri, D., 2008. Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica*). *Journal of Biogeography* 35, 450–463. doi:10.1111/j.1365-2699.2007.01803.x
- Magri, D., Vendramin, G.G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gomory, D., Latalowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J.M., Tantau, I., van der Knaap, W.O., Petit, R.J., de Beaulieu, J.-L., 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist* 171, 199–221. doi:10.1111/j.1469-8137.2006.01740.x

- Manzano-Martínez, J., 2002. NOTAS SOBRE DEMOGRAFÍA ISLÁMICA EN MURCIA (SS. XII-XIII). *Miscelánea Medieval Murciana* 117–181.
- Marquer, L., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Poska, A., Trondman, A.-K., Mazier, F., Nielsen, A.B., Fyfe, R.M., Jönsson, A.M., Smith, B., 2017. Quantifying the effects of land use and climate on Holocene vegetation in Europe. *Quaternary Science Reviews* 171, 20–37.
- Martínez-Sánchez, C., San Nicolás-del Toro, M., 2003. El Neolítico en Murcia. Continuidad y cambio durante el Calcolítico. *Estudios de arqueología dedicados a la profesora Ana María Muñoz Amilibia* 155.
- Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M., 2017. Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Climate of the Past* 13, 201–216. doi:10.5194/cp-13-201-2017
- Mazier, F., Gaillard, M.-J., Kuneš, P., Sugita, S., Trondman, A.-K., Broström, A., 2012. Testing the effect of site selection and parameter setting on REVEALS-model estimates of plant abundance using the Czech Quaternary Palynological Database. *Review of Palaeobotany and Palynology* 187, 38–49. doi:10.1016/j.revpalbo.2012.07.017
- Mazier, F., Galop, D., Gaillard, M.J., Rendu, C., Cugny, C., Legaz, A., Peyron, O., Buttler, A., 2009. Multidisciplinary approach to reconstructing local pastoral activities: an example from the Pyrenean Mountains (Pays Basque). *The Holocene* 19, 171–188. doi:10.1177/0959683608098956
- Mazier, F., Galop, D., Gaillard, M.-J., Rendu, C., Cugny, C., Legaz, A., Peyron, O., Buttler, A., 2009. Multidisciplinary approach to reconstructing local pastoral activities: an example from the Pyrenean Mountains (Pays Basque). *The Holocene* 19, 171–188.
- Mederos, A., Ruiz Cabrero, L.A., 2009. El pecio fenicio del Bajo de la Campana (Murcia, España) y el comercio del marfil norteafricano.
- Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H., Euba, I., 2007. Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d’après l’analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180m, Vall del Madriu, Andorre). *Comptes Rendus Palevol* 6, 291–300. doi:10.1016/j.crpv.2007.02.005
- Mittermeier, R.A., 2004. Hotspots revisited. *Cemex*.
- Molina Molina, A.L., 2008. Cartagena y su termino. De la Edad Media al siglo XIX. *Estudios sobre desarrollo regional* 25–60.
- Molina Molina, Á.L., Jiménez Alcázar, J.F., 1996. La frontera enquistada: el reino de Murcia a fines de la Edad Media.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Najac, J., Boé, J., Terray, L., 2009. A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Climate Dynamics* 32, 615–634. doi:10.1007/s00382-008-0440-4

- Navarro, T., Alados, C.L., Cabezado, B., 2006. Changes in plant functional types in response to goat and sheep grazing in two semi-arid shrublands of SE Spain. *Journal of Arid Environments* 64, 298–322. doi:10.1016/j.jaridenv.2005.05.005
- Nielsen, A.B., Odgaard, B.V., 2004. The use of historical analogues for interpreting fossil pollen records. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, 33–43.
- Noguera-Celdrán, J.M., Antolinos-Marin, J.A., 2010. La villa de Los Cipreses: un modelo para el análisis del poblamiento rural romano en la Llanura de Jumilla (Murcia). *Poblamiento rural romano en el sureste de Hispania: 15 años después* 351.
- Noguera Celdrán, J.M., Antolinos Marín, J.A., 2009. Áreas productivas y zonas de servicio de la villa romana de Los Cipreses (Jumilla, Murcia). *Archivo español de arqueología* 82, 191–220.
- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., Arbogast, P., 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1812–1827. doi:10.1002/qj.866
- Orejas, A., Ramallo, S., 2004. Carthago Noua: la ville et le territoire. *Recherches récentes. Collection «ISTA»* 922, 87–120.
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523, 71–74.
- Overpeck, J.T., Webb, T., Prentice, I.C., 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Research* 23, 87–108.
- Pantaléon-Cano, J., Yll, E.-I., Pérez-Obiol, R., Roure, J.M., 2003. Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene* 13, 109–119. doi:10.1191/0959683603hl598rp
- Parsons, R.W., Prentice, I.C., 1981. Statistical approaches to R-values and the pollen—vegetation relationship. *Review of Palaeobotany and Palynology* 32, 127–152.
- Peinado, M., Alcaraz, F., Martínez-Parras, J.M., 1992. *Vegetation of southeastern Spain*.
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs, A., Iriarte, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B., 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene* 21, 75–93.
- Pérez-Picazo, M.T., Lemeunier, G., 1990. Agricultura y desarrollo regional en Murcia, 1750-1980. *Areas. Revista Internacional de Ciencias Sociales* 225–236.
- Peyron, O., Magny, M., Goring, S., Joannin, S., Beaulieu, J.-L. de, Brugiapaglia, E., Sadori, L., Garfi, G., Kouli, K., Ioakim, C., others, 2013. Contrasting patterns of climatic changes during the Holocene across the Italian Peninsula reconstructed from pollen data. *Climate of the Past* 9, 1233–1252.

- Planchais, N., 1987. Impact de l'homme lors du remplissage de l'estuaire du Lez (Palavas, Hérault) mis en évidence par l'analyse pollinique. *Pollen et spores* 29, 73–88.
- Planchais, N., 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. *Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique*. *Pollen et spores* 1, 93–118.
- Planchais, N., 1973. Premiers résultats d'analyse pollinique de sédiments versiliens en Languedoc. CNRS (éd.), *Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement*. Actes du 9e Congrès international de l'INQUA, Christchurch 146–152.
- Planchais, N., Duzer, D., 1978. pollens indicateurs de l'action anthropique aux alentours de l'étang de Mauguio (Hérault). *Comptes rendus hebdomadaires des seances. Serie D. Sciences naturelles*.
- Planchais, N., Parra Vergara, I., 1984. Analyses polliniques de sédiments lagunaires et côtiers en Languedoc, en Roussillon et dans la province de Castellon (Espagne); bioclimatologie. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 131, 97–105.
- Plaut, G., Simonnet, E., 2001. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research* 17, 303–324.
- Pons, A., Quézel, P., 1998. A propos de la mise en place du climat méditerranéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 327, 755–760.
- Precioso-Arévalo, M.L., Rivera-Núñez, D., 2005. ESTUDIO ARQUEOBOTÁNICO DE LOS RESTOS DE“ VITIS” EN LA REGIÓN DE MURCIA. *Revista murciana de Antropología* 45–54.
- Prentice, C., 1988. Records of vegetation in time and space: the principles of pollen analysis, in: *Vegetation History*. Springer, pp. 17–42.
- Prentice, C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D., Cheddadi, R., 1996. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics* 12, 185–194.
- Prentice, I.C., 1985. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research* 23, 76–86.
- Prentice, I.C., Jolly, D., 2000. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography* 27, 507–519.
- Prentice, I.C., Parsons, R.W., 1983. Maximum likelihood linear calibration of pollen spectra in terms of forest composition. *Biometrics* 1051–1057.
- Puertas, O., 1998. Palynologie dans le delta du Lez: contribution à l'histoire du paysage de Lattes. Association pour la recherche archéologique en Languedoc oriental.
- Punt, W., 1976. *The Northwest European Pollen Flora (NEPF) Vol I (1976), Vol II (1980), Vol III (1981), Vol IV (1984) Vol V (1988), Vol VI (1991), Vol VII (1996)*. Elsevier, Amsterdam.
- Py, M., Garcia, D., 1993. Bilan des recherches archéologiques sur la ville portuaire de“ Lattara”(Lattes, Hérault). *Gallia* 1–93.

- Quezel, P., 1999. Les grandes structures de végétation en région méditerranéenne: facteurs déterminants dans leur mise en place post-glaciaire. *Geobios* 32, 19–32.
- QUEZEL, P., 1979. La région méditerranéenne française et ses essences forestières, signification écologique dans le contexte circum-méditerranéen.
- Quézel, P., Médail, F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*. Elsevier Paris.
- Quezel, P., Tomaselli, R., Morandini, R., 1976. *Forêts et maquis méditerranéens: écologie, conservation et aménagement*. Unesco.
- Rameau, J.-C., Mansion, D., Dumé, G., 2008. *Flore forestière française: région méditerranéenne*. Forêt privée française.
- Räsänen, S., Hicks, S., Odgaard, B.V., 2004. Pollen deposition in mosses and in a modified “Tauber trap” from Hailuoto, Finland: what exactly do the mosses record? *Review of Palaeobotany and Palynology* 129, 103–116.
- Reille, M., 1992. *Pollen et Spores d’Europe et d’Afric du Nort*. Mar-seille: Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, 520p.
- Reille, M., Pons, A., 1992. The ecological significance of sclerophyllous oak forests in the western part of the Mediterranean basin: a note on pollen analytical data, in: *Quercus Ilex L. Ecosystems: Function, Dynamics and Management*. Springer, pp. 13–17.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Renzi, M., 2007. Estudio tipológico y funcional de las toberas del yacimiento de La Fonteta (Guardamar del Segura, Alicante). *Trabajos de Prehistoria* 64, 165–177.
- Renzi, M., Renzi, M., 2013. La metalurgia del yacimiento fenicio de la Fonteta (Guardamar del Segura, Alicante).
- Rhein, M., 1995. Deep water formation in the western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 6943–6959.
- Rivas-Martinez, S., 1975. La vegetación de la clase *Quercetea ilicis* en España y Portugal. *Anal. Inst. Bot. Cavanilles* 31, 205–259.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R., Sadori, L., 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21, 3–13. doi:10.1177/0959683610388058
- Roberts, N., Jones, M.D., Benkaddour, A., Eastwood, W.J., Filippi, M.L., Frogley, M.R., Lamb, H.F., Leng, M.J., Reed, J.M., Stein, M., 2008. Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews* 27, 2426–2441.

- Sabatier, P., Dezileau, L., 2010a. Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes. Estimation de l'aléa de tempête depuis 2000 ans. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 21, 5–11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., 2010b. Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes. Estimation de l'aléa de tempête depuis 2000 ans. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 21, 5–11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205–217.
doi:10.1016/j.sedgeo.2010.04.012
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11.
- Sadori, L., Giardini, M., Gliozzi, E., Mazzini, I., Sulpizio, R., van Welden, A., Zanchetta, G., 2014. Vegetation, climate and environmental history of the last 4500 years at lake Shkodra (Albania/Montenegro). *The Holocene* 25, 435–444.
- Sadori, L., Jahns, S., Peyron, O., 2011. Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. *The Holocene* 21, 117–129.
- Sadori, L., Narcisi, B., 2001. The Postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa, Sicily. *The Holocene* 11, 655–671.
- Sánchez-Gómez, P., Guerra, J., Coy, E., Hernández, A., Fernández, S., Carrillo, A.F., 1998. Flora de Murcia. Claves de identificación e iconografía de plantas vasculares. Murcia: DM.
- Schneider, L., Fauduet, I., Odenhardt-Donvez, I., 2007. Structures du peuplement et formes de l'habitat dans les campagnes du sud-est de la France de l'Antiquité au Moyen Âge (IVe-VIIIe s.): essai de synthèse. *Gallia* 64, 11–56.
- Schroeder, K., Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: atmospheric forcings and lateral advection. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société géologique de France* 173, 97–112.
- 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.
doi:10.1016/j.epsl.2016.09.032
- Smith, A.C., Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W., 2016. North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Scientific Reports* 6.
doi:10.1038/srep24745

- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084–1087.
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., 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.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*.
- Sugita, S., 2007a. Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene* 17, 243–257. doi:10.1177/0959683607075838
- Sugita, S., 2007b. Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene* 17, 229–241. doi:10.1177/0959683607075837
- Sugita, S., 1994. Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments: Theory and Method in Patchy Vegetation. *The Journal of Ecology* 82, 881. doi:10.2307/2261452
- Sugita, S., 1993. A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary research* 39, 239–244.
- Sugita, S., Parshall, T., Calcote, R., Walker, K., 2010. Testing the Landscape Reconstruction Algorithm for spatially explicit reconstruction of vegetation in northern Michigan and Wisconsin. *Quaternary Research* 74, 289–300. doi:10.1016/j.yqres.2010.07.008
- Sutton, O.G., 1953. *Micrometeorology: a study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere*.
- Thiébaud, S., Moatti, J.-P., Ducrocq, V., Gaume, E., Dulac, F., Hamonou, E., Shin, Y.-J., Guiot, J., Cramer, W., Boulet, G., 2016. The Mediterranean region under climate change: a scientific update: abridged English/French version= La Méditerranée face au changement climatique: état des lieux de la recherche: version abrégée bilingue (anglais/français).
- Thomson, R.E., Emery, W.J., 2014. *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Tinner, W., van Leeuwen, J.F., Colombaroli, D., Vescovi, E., Van der Knaap, W.O., Henne, P.D., Pasta, S., D'Angelo, S., La Mantia, T., 2009. Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 28, 1498–1510.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society* 79, 61–78.
- Triat-Laval, H., 1979. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi-& postglaciaire de la végétation de la Basse Vallée du Rhône. *Univ. d'Aix-Marseille III*.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12, 1685–1696.

- Trincherini, P.R., Domergue, C., Manteca, I., Nesta, A., Quarati, P., 2010a. The identification of lead ingots from the Roman mines of Cartagena (Murcia, Spain): the role of lead isotope analysis. arXiv preprint arXiv:1002.3557.
- Trincherini, P.R., Domergue, C., Manteca, I., Nesta, A., Quarati, P., 2010b. The identification of lead ingots from the Roman mines of Cartagena (Murcia, Spain): the role of lead isotope analysis. arXiv preprint arXiv:1002.3557.
- 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. doi:10.1126/science.1166349
- Trouet, V., Scourse, J.D., Raible, C.C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84, 48–55.
- Turon, J.-L., 1984. Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental: évolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. Université de Bordeaux I.
- Twiddle, C.L., Jones, R.T., Caseldine, C.J., Sugita, S., 2012. Pollen productivity estimates for a pine woodland in eastern Scotland: The influence of sampling design and vegetation patterning. *Review of Palaeobotany and Palynology* 174, 67–78. doi:10.1016/j.revpalbo.2011.12.006
- Usoskin, I.G., Gallet, Y., Lopes, F., Kovaltsov, G.A., Hulot, G., 2016. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. *Astronomy & Astrophysics* 587, A150.
- Velasco Herrera, V.M., Soon, W., Velasco Herrera, G., Traversi, R., Horiuchi, K., 2017. Generalization of the cross-wavelet function. *New Astronomy* 56, 86–93. doi:10.1016/j.newast.2017.04.012
- Velasco, J., Lloret, J., Millán, A., Marin, A., Barahona, J., Abellán, P., Sánchez-Fernández, D., 2006. Nutrient and particulate inputs into the Mar Menor lagoon (SE Spain) from an intensive agricultural watershed. *Water, Air, & Soil Pollution* 176, 37–56.
- Vernet, J.L., 1973. Etude sur l'histoire de la végétation du sud-est de la France au Quaternaire, d'après les charbons de bois principalement. Université des sciences et techniques, Laboratoire de paléobotanique.
- Vilar, J.B., Egea-Bruno, P.M., 1985. La minería murciana contemporánea, 1840-1930. EDITUM.
- Wahl, E.R., 2004. A general framework for determining cutoff values to select pollen analogs with dissimilarity metrics in the modern analog technique. *Review of Palaeobotany and Palynology* 128, 263–280.
- Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., Wernli, H., 2014. How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 5240–5256. doi:10.1002/2013JD021175

Woollings, T., Gregory, J.M., Pinto, J.G., Reyers, M., Brayshaw, D.J., 2012. Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling. *Nature Geoscience* 5, 313–317. doi:10.1038/ngeo1438

Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D., 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68, 269–290.