HAL
open science

Impacts des changements environnementaux passés durant le Quaternaire récent sur la dynamique forestière du Moyen Atlas marocain

Jalal Tabel

To cite this version:

Jalal Tabel. Impacts des changements environnementaux passés durant le Quaternaire récent sur la dynamique forestière du Moyen Atlas marocain. Ecologie, Environnement. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONTS184 . tel-02025536

HAL Id: tel-02025536

https://theses.hal.science/tel-02025536

Submitted on 19 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.

Université de Montpellier

ÉCOLE DOCTORALE SIBAGHE (Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement)

THESE

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Montpellier

Spécialité: Écologie, Évolution, Ressources Génétiques, Paléontologie

Impacts des changements environnementaux passés durant le Quaternaire récent sur la dynamique forestière du Moyen Atlas marocain

Soutenue le 18 décembre 2015

Jalal TABEL

Jury :

Mr Adam A. Ali MCF, Université de Montpellier	Président
Mr Ali Rhoujjati Prof. Université Cadi Ayyad, Marrakech	Examinateur
Mme Laura Sadori Prof. Università di Roma « Sapienza », Italie	Rapporteur
Mr David Kaniewski MCF, Université Paul Sabatier, Toulouse	Rapporteur
Mme Carla Khater DR CNRS-L, Liban	Co-directeur de Thèse
Mr Rachid Cheddadi DR CNRS, Université de Montpellier	Directeur de Thèse

Adresse du Laboratoire

Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier ISEM

CNRS UMR 5554/ UM2 / IRD Université de Montpellier

Bâtiment 22, CC 061

Place Eugène Bataillon

34095 Montpellier cedex 05- France

Remerciements

La présentation de ce manuscrit est l'occasion pour moi d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui m'ont aidé et soutenu durant ces trois dernières années.

Les premières personnes que je veux remercier sont mes directeurs de thèse, Rachid Cheddadi et Carla Khater, sans qui rien de tout ça n'aurait été possible. Merci pour vous de m'avoir offert l'opportunité de réaliser ces travaux et de m'avoir guidé dans mon cheminement scientifique. Merci pour la confiance que vous m'avez accordée en me confiant ce travail et pour m'avoir donné tous les moyens pour que je puisse l'achever. Je suis également reconnaissant pour votre soutien moral, matériel et financier.

J'exprime tous mes remerciements aux rapporteurs de cette thèse : Laura Sadori et David Kaniewski pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail, et merci également aux autres membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail : Ali Rhoujjati et Adam Ali.

Je remercie les structures qui m'ont accueilli pendant ces trois années de thèse : l'université de Montpellier, l'Institut des Sciences de l'Evolution (ISEM), l'école doctorale SIBAGHE et le Centre National de Télédétection au Liban- CNRS-L.

J'adresse également un immense merci à Ali Rhoujjati pour la facilitation des missions de terrain et pour les bons moments qu'on a eu ensemble lors de ces missions de terrain et pour son dynamisme et la bonne gestion de temps, ainsi que pour sa famille pour le bon accueil.

Je remercie également Mathieu Carré, pour les échanges scientifiques et pour son encouragement ainsi que pour les bons moments qu'on a passé ensemble lors de la deuxième mission de terrain dans le Moyen Atlas.

Mes sincères remerciements sont pour les chercheurs de l'ISEM : Brian Chase ; Mathieu Carré ; Serge Muller, Séverine Fauquette, Charly Favier, Marie-Pierre Ledru et Ilham Bentaleb. Mes remerciements vont également à Jacky Ferrier qui m'a appris la méthode de préparation de lames de référence et aussi à Henry Laborde.

J'adresse mes remerciements aux personnes qui ont participé au bon déroulement de la partie administrative et technique de la thèse à l'ISEM : Josette Novales, Isabelle de la Serre, Fadela Tamoune, Sylvio, Sébastien Gibert, Sébastien Picard, les informaticiens Yannick et Dimitri et à l'école doctorale SIBAGHE: Cendrine Jay Allemand.

J'adresse mes remerciements à Abdelfattah BENKADDOUR à Marrakech pour la discussion scientifique et pour les informations qu'il m'a données sur les ostracodes.

Je remercie vivement Laurent Dezileau pour les analyses XRF et granulométriques et pour le temps de discuter avec moi les résultats géochimiques et granulométriques.

Je remercie les laboratoires de « Poznan Radiocarbon Laboratory » en Pologne et à « ARTEMIS » de Gif sur Yvette, pour les datations radiocarbone ^{14}C.

Je remercie les différents doctorants et stagiaires rencontrés au cours de cette thèse. Un immense merci à Christelle, Sophak, Ouafaa, Ludovic, Loïc, Lara, Rita, Aloïs et Anastasia, merci pour leurs soutiens et les conversations et pour les moments qu'on a passés ensemble.

Je remercie spécialement Manu pour son aide précieuse, surtout en programmation sous R, et pour nos échanges scientifiques ainsi que personnels, Merci pour tout Manu.

Je souhaite également remercier Majda, pour les discussions scientifiques et pour sa contribution à mon article.

Je souhaite remercier, le directeur du Centre National de Télédétection au Liban, Ghaleb Faour pour le bon accueil, ainsi que pour Chadi Abdallah.

Je remercie mes différents amis rencontrés au sein du CNRS-Liban : Sophie, Jihad, Sally, Rita, Patrick, Mahdi et Samah. Merci pour leurs encouragements, leurs bonnes humeurs et pour tous les moments qu'on a passés ensemble.

Je remercie l'Observatoire Libano-Français de l'Environnement –O-LiFE pour le financement de la troisième année de ma thèse.

J'exprime mes sincères remerciements à l'Agence universitaire de la Francophonie pour le financement d'une mobilité doctorale de 6 mois durant la troisième année de ma thèse.

Mes vifs remerciements à Abbas Khalifeh, le directeur générale de l'association Al Fajer culturelle, pour son soutien et son aide.

Un très grand merci à mes amis libanais à Montpellier : Abdou Akkouche, Mohamad Najem, Samer joumaa, Ahmad joumaa, Mohamad Krayem, Hussein Awada, Yasser Medlej, Lolwa Haydar, Hussein Fneiche et Mahmoud Khalil, merci pour les innombrables moments avec mes meilleurs souhaits de réussite pour leur vie professionnelle et personnelle.

J'adresse un immense merci à Abdou Akkouche, Mahmoud Fakih et Khalil Rihan pour leur accueil et leur gentillesse. Merci Khalil pour ton immense gentillesse que tu m'as témoignée lors de mes longs séjours chez toi, ainsi que nos conversations.

Enfin, je remercie ma famille et ma belle-famille pour avoir cru en moi et m'avoir soutenu tout au long de ce parcours, et je remercie particulièrement mes très chers parents qui ont été toujours là pour moi, et qui ont tout sacrifié pour moi mon frère et mes sœurs, pour leur soutien, tant moral que financier qui m'a permis de finir mes études.

Merci pour mon frère Mohamad et sa fiancée Hiba, pour mes sœurs Fatima, Zeinab et Rayan pour leur encouragement et leur soutien inconditionnel.

Pour mon amour et ma fiancée Riham, merci pour sa patience, sa bonne humeur et son courage infini.

Enfin, je remercie toute personne ayant contribué à la réalisation de cette travail de près ou de loin et tous ceux dont je n'ai pas cité les noms. A toutes ces personnes veuillez trouver ici l'expression de ma profonde gratitude.

Jalal.

Résumé

Le sujet de ma thèse traite les changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques qui ont affecté les écosystèmes du Moyen Atlas marocain depuis la dernière période glaciaire, centrée autour de 25,000 cal BP. Les trois séquences sédimentaires étudiées dans cette thèse (Ait Ichou ; Hachlaf et Tifounassine) ont été prélevées le long d'un transect Nord-Sud dans le Moyen Atlas. Cette étude est basée sur une approche multi-bioindicateurs intégrant la palynologie, la géochimie élémentaire et la granulométrie afin de comprendre la dynamique des écosystèmes passés et de mettre en évidence les impacts anthropiques sur ces écosystèmes et leurs bassins versants.

Les résultats obtenus montrent que durant la dernière période glaciaire et jusqu'au début de l'holocène, une végétation steppique a dominé les paysages du Moyen Atlas en réponse aux conditions climatiques froides et arides. Cependant, des populations de cèdres, de chênes et de pins ont persisté durant la période glaciaire dans des micro-refuges. Bien que le début de l'Holocène révèle une expansion des chênes et des pins (principaux composants des écosystèmes forestiers méditerranéens), la steppe (composée d'armoise, de chénopodiacées et de graminées) a persisté jusqu'à 6.5 ka cal BP. Ces écosystèmes steppiques tolérant à la sécheresse reflètent un début de l'Holocène chaud mais avec une quantité de précipitations annuelles assez réduite pour permettre l'expansion des forêts tel que nous l'observons en Europe et d'autres régions de la Méditerranée. Ce n'est qu'à partir de 6.5 ka cal BP que les forêts de cèdre s'installent aux altitudes des sites étudiés (autour de 1600m) et que des plantes aquatiques prolifèrent dans les marais où nous avons effectué les sondages. Nous observons ensuite une nette régression du couvert arboré à partir de 4.5 ka cal BP, notamment les chênes décidus, et une expansion des taxons herbacés. Ceci serait le résultat d'une tendance vers des conditions plus arides témoignant d'une installation du climat méditerranéen tel que nous le connaissons aujourd'hui. Le début des changements environnementaux liés à l'impact humain, à travers les données palynologiques et géochimiques, n'est enregistré qu'à partir de ca. 1500 cal BP. Les résultats obtenus dans cette thèse sont en accord avec ceux d'autres études paléoenvironnementales menées en Méditerranée autant pour la période glaciaire que pour le début des conditions arides à partir de 5.5 ka cal BP.

Mots clés : Maroc ; Moyen Atlas ; paléoenvironnement ; Quaternaire récent ; la dernière période glaciaire ; Holocène ; pollen ; Géochimie ; Granulométrie ; *Cedrus atlantica*

Abstract

This thesis discusses the paleoenvironmental and paleoclimatic changes that have affected the ecosystems of the Moroccan Middle Atlas since the last glacial period, and focuses around 25000 cal BP. The three sedimentary sequences that have been studied in this thesis were taken along a North-South transect in the Middle Atlas. This study is based on a multi-bio-indicators approach, including palynology, geochemical elements and particle size, in order to better understand the dynamic of previous ecosystems and to highlight the human activities on these ecosystems and on their catchment areas.

The results obtained show that during the last glacial period, and until the beginning of the Holocene, steppe vegetation was predominant in the Middle Atlas, in reaction to cold and arid climate conditions. However, populations of cedars, oaks and pine trees remained in micro-refugia. Although the beginning of the Holocene reveals an expansion of oaks and pines trees (the main components of Mediterranean forests ecosystems), the steppe (which is composed of Artemisia, Chenopodiaceae and grasses) persisted till 6.5 ka cal BP. These drought-tolerant ecosystems reflect a warm beginning of the Holocene, with an amount of precipitation that was low enough to allow the expansion of forests similar to those observed in Europe and other Mediterranean areas. It's only since 6.5 ka cal BP that cedars forests have started to grow at the altitudes of the sites studied (around 1600m), and that aquatic plants have proliferated in the marshes where the core was retrieved. We can then observe a sharp decline of tree cover, including deciduous oaks, starting 4.5 ka cal BP and an expansion of herbaceous taxa. These could be the consequences of a tendency to conditions that were more arid, attesting the installation of the Mediterranean climate as we know it today. The first environmental changes linked to human impact have only been recorded, through palynology and biochemical data, from ca. 1500 cal BP.

The results obtained in this thesis are in line with those obtained in other paleoenvironmental studies conducted in the Mediterranean area, for the glacial period as well as for the beginning of arid conditions starting 5.5 ka cal BP.

Keywords: Morocco; Middle Atlas, Paleoenvironment, Late Quaternary, The last glacial period, Holocene; Pollen; Geochemistry; Granulometry; *Cedrus Atlantica*

Table des Matières

Remerciements 3
Résumé 6
Abstract 7
Table des Matières 8
Liste des Figures 11
Liste des Tableaux 13
Liste des Abréviations 14
Introduction générale 15
Chapitre I : Cadre de l'étude 24
I.1. Situation géographique 25
I.2. Contexte géologique 27
I.2.1. Domaine Atlasique 27
I.3. Contexte climatique 29
I.3.1. Régime actuel des précipitations 29
I.4. Végétation 31
I.4.1. Zonation sommaire de la végétation 31
I.4.2. Les écosystèmes forestiers au Maroc. 32
I.5. Variations climatiques 33
I.5.1. Variations climatiques à long terme 34
I.5.2 Variations climatiques à court terme 35
I.6. Présentation des sites étudiés 42
I.6.1. Le marais Ait Ichou 43
I.6.2. Le lac Hachlaf 44
I.6.3. Le lac Tifounassine 45
Chapitre II: Matériels et Méthodes 47
II.1. Choix des Sites d'étude. 51
II.2. Prélèvement des séquences 51
II.3. Stockage et Conservation 52
II.4. Chronologie et datations 52
II.5. Analyses polliniques 53

II.5.1. Les pollens outils de reconstitution de la végétation 53
II.5.2. Extraction des pollens fossiles 53
II.5.3. Observation, identification et comptages des pollens 54
II.6. Spectrométrie de Fluorescence X (XRF) 56
II.7. Analyse granulométrique 57
II.8. Analyses statistiques 58
II.8.1. Diversité et richesse palynologique 58
II.8.2. Zonation (Clustering) 58
II.9. Représentation numérique de résultats 59
Chapitre III: Les changements environnementaux depuis la dernière période glaciaire 60

J. Tabel, C. Khater, A. Rhoujjati, L. Dezileau, I. Bouimetarhan, M. Carre, L. Vidal, A. Benkaddour, M. Nour El Bait, R. Cheddadi. (Sous presse). Environmental changes over the past 25,000 years in the southern Middle Atlas, Morocco. Journal of Quaternary Science 61
Chapitre IV: Dynamique de la végétation au regard des variations climatiques et anthropiques depuis la dernière période glaciaire 88
IV.1. Matériel étudié 89
IV.2. Cadre chronologique 90
IV.3. Lithologie 92
IV.4. Analyse granulométrique 93
IV.5. Analyse géochimique 94
IV.6. Principaux changements de la végétation 95
IV.7. Estimation de la richesse Taxonomique 97
IV.8. Interprétation 98
IV.9. Discussion 100
IV. 10. Conclusion 103
Chapitre V: Dynamique de la végétation durant les 15 derniers millénaires à ~2000 m. a.s.l : une nouvelle séquence fossile 104
V.1. Matériel étudié 105
V.2. Chronologie, Sédimentation et Log stratigraphique 106
V.2.1. Cadre chronologique 106
V.2.2. Sédimentation 107
V.2.3. Log stratigraphique 108
V.3. Richesse et diversité taxonomique 109
V.4. Analyse palynologique 110

V.4.1. Résultats 110
V.5. Discusion 114
V.6. Conclusion 118
Chapitre VI: Synthèse et Perspectives 119
VI.1. Conclusion générale 131
VI.2. Perspectives 132
Références Bibliographiques 134
Annexes 159

Liste des Figures

Figure 1: a). Localisation de la zone d'étude : Moyen Atlas. **b)**. Carte de la localisation des enregistrements les mieux datées et qui fournissent une image détaillée de changements environnementaux durant l'Holocène 18
Figure 2: Une représentation des données climatiques au cours de l'Holocène dans le bassin Méditerranéen 20
Figure 3: Position géographique du Maroc 25
Figure 4: Les chaînes montagneuses au Maroc, **1:** Rif ; **2:** Moyen Atlas ; **3:** Haut Atlas ; **4:** Anti-Atlas 26
Figure 5: La colonne litho-stratigraphique du Moyen Atlas (Piqué, 2007, modifiée par Nour El Bait, 2014). 28
Figure 6: Carte de la distribution de pluviométrie annuelle moyenne au Maroc. (Driouech, 2010)..... 30
Figure 7: Schématisation de l'interaction entre les composantes principales du système climatique et le flux solaire 33
Figure 8: Composantes de la théorie astronomique du climat (Lowe et Walker, 1997). 34
Figure 9: Circulation atmosphérique et cellules de vents associées..... 36
Figure 10: Les principaux courants constituant le gyre Nord Atlantique 38
Figure 11: Schéma représentant le phénomène d'upwelling au large du Maroc (Moujane *et al*., 2011)..... 39
Figure 12 : Représentation de la circulation thermohaline globale. Les courants de fond en bleu, les courants de surface en rouge..... 41
Figure 13: Localisation des sites d'études dans le Moyen Atlas, Maroc 42
Figure 14: Photographie du marais Ait Ichou. J. Tabel (2014). 43
Figure 15: Localisation du Lac Hachlaf (2015). 44
Figure 16: Localisation de la zone humide de Tifounassine (2015). 46
Figure 17: Schéma illustrant les différentes étapes de la méthodologie de reconstitution de paléoenvironnement 50
Figure 18: Carottier russe, avec une lame de 5 cm de diamètre..... 51
Figure 19: Prélèvements des échantillons pour la datation au radiocarbone. 52
Figure 20: Exemples des pollens identifiés ; **a**) *Quercus rotundifolia* ; **b**) *Cedrus atlanticaPinus;* **c**) *Pinus*. 54
Figure 21: a) Principe de la fluorescence X; **b)** Analyseur XRF portatif Niton Xl3t 56
Figure 22: Beckman Coulter LS13 320..... 57
Figure 23: Localisation et photographie du lac Hachlaf 89
Figure 24: Modèle âge-profondeur de la séquence Hachlaf 91
Figure 25: Log stratigraphique de la séquence Hachlaf..... 92
Figure 26: Répartition des fractions granulométriques en fonctions de l'âge (cal BP) et de la profondeur (cm) des sédiments de la séquence Hachlaf 93
Figure 27: Distribution des éléments chimiques (ppm) en fonction de l'âge de la séquence Hachlaf 94
Figure 28: Diagramme pollinique du site Hachlaf..... 96

Figure 29: Courbe montrant l'évolution de la diversité taxonomique en fonction de l'âge cal BP au niveau de Hachlaf 97
Figure 30: Localisation du lac Tifounassine et le point de sondage (2013). 105
Figure 31: Modèle âge-profondeur de la séquence de Tifounassine. Le taux de sédimentation est indiqué en lignes pointillées 107
Figure 32: Log stratigraphique de la séquence de Tifounassine 108
Figure 33: Courbe montrant l'évolution de la diversité taxonomique en fonction de l'âge cal BP au niveau de Tifounassine 109
Figure 34: Diagramme pollinique illustrant l'évolution des principaux taxons identifiés au niveau de la séquence de Tifounassine..... 113
Figure 35: Spectres polliniques des cedrus atlantica, taxons anthropiques et les éléments métalliques mesurés sur les sédiments d'une séquence prélevée du lac Tifounassine (Cheddadi *et al*., 2015)..... 117
Figure 36: Dynamique végétale et anthropique des sites Ait Ichou; Tifounassine et Hachlaf 127
Figure 37: Spectres polliniques de *Cedrus atlantica* avec la carte de la localisation de sites correspondants..... 129

Liste des Tableaux

Tableau 1: Zonation altitudinale de la végétation et correspondances bioclimatiques au Maroc. 31
Tableau 2: Dates radiocarbones de la séquence Hachlaf 90
Tableau 3: Dates radiocarbones de la séquence Tifounassine..... 106
Tableau 4: Résumé des variations de la végétation au niveau de la séquence de Tifounassine 110

Liste des Abréviations

a.s.l. : above sea level

ACP ou PCA : Analyse en Composantes Principales

AHP: African Humid Period

AI: Ait Ichou

AMS: Accelerator Mass Spectrometry

AP: Arboreal Pollen

BP: Before Present

CH_3COOH: Acide acétique

CH_4: Méthane

Cm: Centimètre

CO_2: Dioxyde de carbone

CONISS: Constained Incremental Sum of Squares cluster analysis

ha: hectare

HCL: Chlorure d'hydrogène

Ka. Kilo années, milliers d'années

Km : Kilomètre

KOH : Hydroxyde de potassium

m.a.s.l.: Meter above sea level

m: Mètre

NAP: non arboreal pollen

PVC: Polychlorure de vinyle

rpm: rotation par minute

Tif: Tifounassine

ZCIT: zone de convergence intertropicale

$ZnCl_2$: Chlorure de zinc

Introduction générale

Introduction générale

Le bassin méditerranéen est le troisième «Hotspot» plus riche de la planète en termes de plantes endémiques et en biodiversité végétale (Mittermeier *et al*., 2004), en accueillant plus de 25000 espèces de plantes vasculaires, dont environ 13000 sont endémiques (Myers *et al*., 2000) . C'est une région exceptionnelle due à son extension, sa diversité climatique et le complexe de ses reliefs (Jalut *et al*., 2009). La région méditerranéenne porte une grande fragilité même à toute variation mineure dans les facteurs climatiques à l'échelle globale (Sala *et al*., 2000 ; Gao et Giorgi, 2008), due à sa position à la confluence du climat aride nord-africain et du climat tempéré humide central-européen, en plus des influences Nord Atlantiques et Tropicales.

Aujourd'hui, la région méditerranéenne, y compris l'Afrique du Nord et l'Europe du Sud, est caractérisée par un climat très saisonnier avec une saison humide et une sécheresse estivale (Mehta et Yang, 2008). Au cours des dernières années, la région méditerranéenne a connu un réchauffement et une augmentation de la sécheresse (Camuffo *et al*., 2010 ; Hoerling *et al*., 2012). Actuellement, c'est la région la plus large au monde qui connaisse la sécheresse pendant les étés (Roberts *et al*., 2004 ; Boko *et al*., 2007), elle a été identifiée comme une région très vulnérable aux changements climatiques (Giorgi, 2006). Les projections des modèles climatiques et les études prospectives pour la région méditerranéenne indiquent une réduction des cumuls pluviométriques et des augmentations des températures (Meehl *et al*., 2007 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; Nikulin *et al*., 2011) et concluent à une prochaine aridification et voire même une désertification de la frange sud-méditerranéenne (Gao et Giorgi, 2008 ; Giannakopoulos *et al*., 2009). Selon les projections futures, l'Afrique du Nord en particulier, subirait des baisses des précipitations hivernales entre 15 et 30% d'ici jusqu'à la fin de ce siècle (GIEC, 2007 ; Milano *et al*., 2012). La baisse des précipitations et l'augmentation des températures prévues pourraient conduire à de grands changements de la couverture végétale et à une augmentation de la fréquence des incendies de forêts (Amatulli *et al*., 2013).

Quelle va être la réponse et le comportement des communautés végétales face aux changements climatiques futurs et quelles vont être les conséquences? Pour pouvoir évaluer les conséquences de tels changements dans le futur, il faut avoir une fenêtre dans le passé. La compréhension des changements climatiques passés, surtout lors du dernier cycle climatique est très importante

pour pouvoir évaluer les conséquences de tels changements dans le futur. Les changements climatiques passés sont enregistrés par les sédiments sous forme d'archives paléoclimatiques. L'étude de ces archives nous livre des informations sur les changements de l'environnement (végétation, climat…) au cours du temps, et nous permet de décrire les événements climatiques passés, en mettant en évidence les mécanismes et les forçages (internes et/ou externes) impliqués dans la dynamique atmosphérique et océanique de notre planète.

Plusieurs études ont mis en évidence la valeur des données paléoécologiques pour la compréhension des dynamiques passée des écosystèmes (Birks, 1996 ; Willis et Birks, 2006 ; Anderson *et al*., 2006 ; Lindbladh *et al*., 2007 ; Feurdean et Willis, 2008), et également, elles constituent l'une des sources de données les plus sûres pour valider les conséquences écologiques et évolutives des modèles à long terme (Petit *et al*., 2005 ; Anderson *et al*., 2006). La prise en compte des dynamiques passées est très fondamentale dans les études de conservation (Taberlet et Cheddadi, 2002) et susceptible de documenter les trajectoires futures (Bonnet *et al*., 2005 ; Ferchichi *et al*., 2010). Le faite de disposer d'un référentiel sur le passé nous permet d'avoir des références pour anticiper le futur (Dearing, 2006 ; Dearing *et al*., 2006). Il y a eu depuis longtemps un intérêt aux études de dynamiques passées dans le bassin méditerranéen, dû à la sensibilité de cette région aux changements climatiques, et puisqu'elle a connu des fortes influences humaines (polyculture, pâturage intensif) et une forte utilisation des feux durant les derniers millénaires (Butzer, 2005).

Les variations climatiques depuis la dernière période glaciaire sont très peu connues dans les bords de la Méditerranée, principalement le sud de la Méditerranée. Ceci est dû à la rareté des archives climatiques principalement en raison de la forte aridité. En effet, les conditions d'aridité ne permettent que très rarement la préservation des bio-indicateurs climatiques tels que les pollens dans des séquences quaternaires continues. En Afrique du Nord et contrairement aux régions tempérées, les sites favorables (lacs, tourbières, marais…) à la préservation de ces bio-indicateurs fossiles sont très peu. Les données paléoclimatiques, disponibles en Afrique du Nord, qui retracent la dynamique de la végétation et du climat sont cependant peu nombreuses, et elles sont limitées à l'Holocène (Reille, 1976 ; 1977 ; Brun, 1979 ;1987 ; 1989; Ben Tiba et Reille, 1982; Ritchie, 1984; Pons et Quezel, 1985; Ballouche, 1986 ; Bernard et Reille, 1987; Ballouche et Damblon, 1988 ; Damblon, 1991; Lamb *et al*., 1991 ;1995 ;1999 ; El-Hamouti *et al*, 1991; Salamani, 1991 ; 1993; Damblon et Vanden Berghen, 1993 ; Benkaddour, 1993 ; Ben Tiba, 1995 ; Lamb and van der Kaars, 1995 ; Stambouli, 1997; Cheddadi *et al*., 1998 ; Bachiri et Barhoun, 2001 ; Ballouche, 2001; Benslama, 2001 ; Stambouli-Essassi, 2002 ; Benslama *et*

al., 2010 ; Rhoujjati *et al*., 2012). Tandis que les changements climatiques durant la dernière période glaciaire demeurent peu connus. Récemment, des efforts ont été faites dans le Moyen Atlas Marocain, pour atteindre la dernière période glaciaire (Cheddadi, *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014). Ces séquences couvrant la dernière période glaciaire (Ifrah et Ras El Maa) sont localisées dans la partie Nord du Moyen Atlas, et elles sont proches les unes des autres (~10 km, Figure 1). Les travaux menés sur ces séquences ont montré une végétation steppique à plus de 90%, et suggèrent la présence des certaines micro-refuges glaciaires.

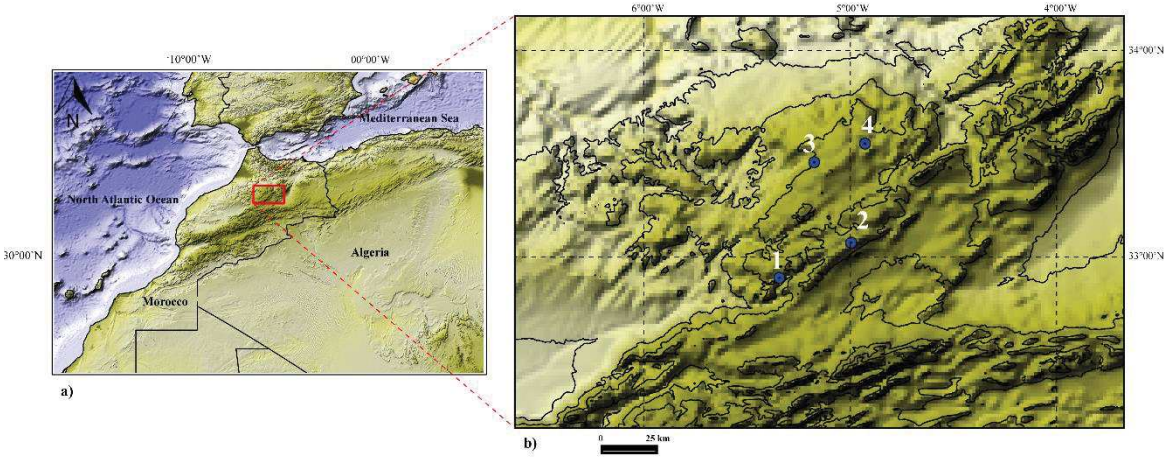


Figure 1: a). Localisation de la zone d'étude : Moyen Atlas. **b)**. Carte de la localisation des enregistrements les mieux datées et qui fournissent une image détaillée de changements environnementaux durant l'Holocène : **(1)** Tigalmamine (Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998) ; **(2)** Sidi Ali (Lamb *et al*., 1999), et la dernière période glaciaire : **(3**) Ras El Ma (REM, Nour El Bait *et al*., 2014) ; **(4)** Ifrah (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2012).

Les travaux paléoclimatiques et paléoenvironnementaux de la région méditerranéenne sont assez nombreux, surtout celles qui couvrent la période Holocène (Pons et Reille, 1988 ; Combourieu-Nebout, 1993 ; Magri et Sadori, 1999; Bard *et al*., 2002 ; Allen *et al*., 2002; Tzedakis *et al*., 2003 ; Sadori *et al*., 2004, 2011; Zanchetta *et al*., 2007a, b ; Roberts *et al*., 2008 ; Magny *et al*., 2009, 2011, 2012a, b ; Colonese *et al*., 2011; Finné *et al*., 2011; Giraudi *et al*., 2011; Zhornyak *et al*., 2011; Calo *et al*., 2012 ; Di Rita *et al*., 2013).

Ces données montrent un schéma complexe des changements climatiques holocènes avec une grande variabilité spatio-temporelle (Tzedakis, 2007 ; Peyron *et al*., 2011 ; Roberts *et al*., 2011). La plupart des études ont montré des conditions climatiques humides durant le début de l'Holocène (Figure 2), et progressivement sont devenu plus arides au cours de l'Holocène moyen et tardive (Harrison *et al*., 1996 ; Bar-Matthews *et al*. 1997; 2003 ; Roberts *et al*., 2001 ; Rossignol-Strick, 1999 ; Ariztegui *et al*., 2000 ; Sadori et Narcisi, 2001; Frisia *et al*., 2006 ; Verheyden *et al*. 2008 ; Fiorentino e*t al*. 2008 ; Kotthoff *et al*., 2008 ; Sadori *et al*., 2008; Jalut *et al*., 2009 ; Develle *et al*. 2010). Ainsi qu'en Europe, des conditions chaudes et humides ont prévalu durant tout l'Holocène (Seppä et Birks, 2001 ; Davis *et al*., 2003). Par contre, certaines études de la région méditerranéenne ont montré un début de l'Holocène plus sec (Figure 2) (Pantaléon-Cano *et al*., 2003; Meadows, 2005 ; Baroni *et al*., 2006 ; Pross *et al*., 2009 ; Tinner *et al*., 2009). Au Maroc, un début de l'Holocène plus chaud et moins humide que le présent a été identifié dans le Moyen Atlas (Cheddadi *et al*., 1998) et semble être probablement l'origine de l'expansion tardive des forêts des *Cedrus atlantica* observée dans toute la région du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 1995 ; Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998 ; 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014). Par contre en Algérie et en Tunisie un début de l'Holocène plus humide que l'actuel a soutenu une domination de cèdre et des chênes décidus (Ben Tiba et Reille, 1982 ; Salamani, 1993 ; Stambouli-Essasi, 2002).

En revanche, les données polliniques au niveau des sites Ifrah et REM, dans la partie nord du Moyen Atlas, montrent une présence de *Cedrus atlantica* et *Quercus* décidu sous forme de refuges glaciaires au cours de la dernière période glaciaire et leur persistance avec des faibles pourcentages durant le début de l'Holocène (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014). Tandis que, dans la partie sud du Moyen Atlas, aucune séquence couvrant la dernière période glaciaire n'est présente. La seule séquence présente dans la partie sud, est celle retirée du lac Tigalmamine et elle ne couvre que l'Holocène (Lamb *et al*., 1995 ; Lamb et van der Kaars, 1995).

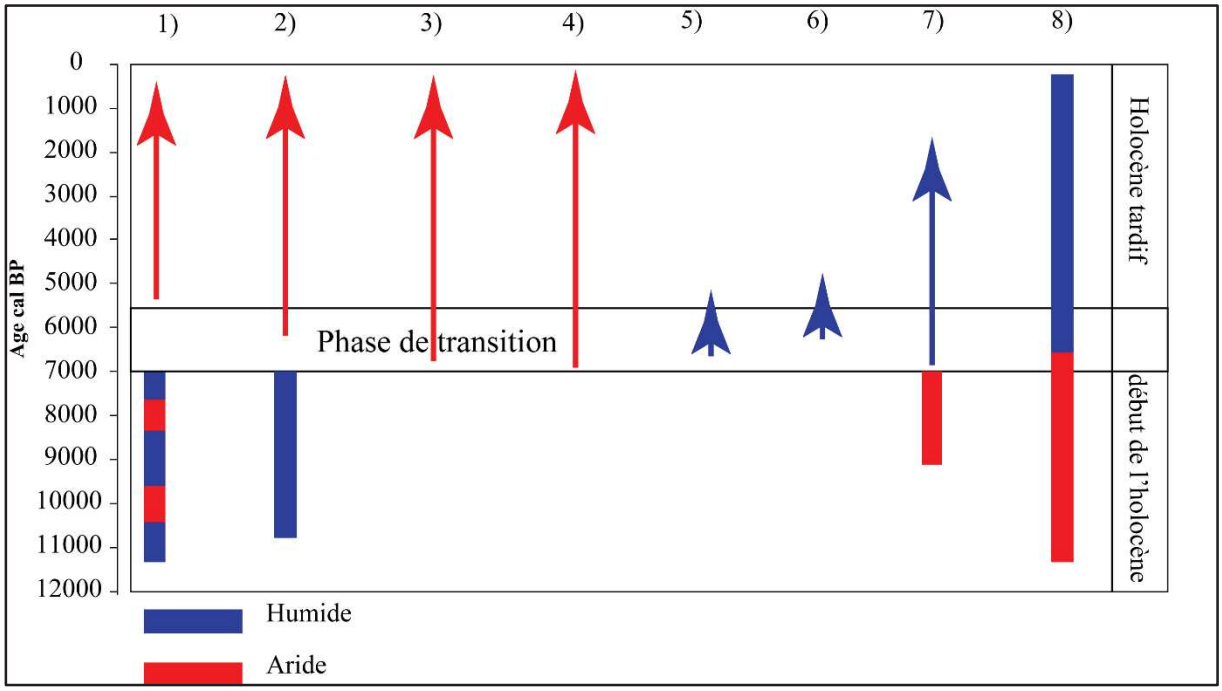


Figure 2: Une représentation des données climatiques au cours de l'Holocène dans le bassin Méditerranéen ; **(1, 2)** début de l'Holocène humide ; **(1)** (Jalut *et al*., 2009) ; **(2)** Lago di Pergusa, Sicily, Italie (Sadori et Narcisi, 2001) ; **(3)** diminution du niveau du lac dans la région méditerranéenne (Magny *et al*., 2002) ; **(4)** une tendance vers des conditions plus arides (Jalut *et al*., 1997 ; 2000 ; 2009 ; Schilman *et al*., 2001) ; **(1, 2, 3, 4)** processus d'aridification dans la région Méditerranéenne ; **(5)** augmentation du taux de précipitations (Reed *et al*., 2001 ; Carrión, 2002, Tinner *et al*., 2009) ; **(6)** augmentation du niveau du lac Sidi Ali (Lamb *et al*., 1999) ; **(7,8)** un début de l'Holocène chaud et aride avec une tendance vers des conditions plus humides à partir du Mi- Holocène dans la région Méditerranéenne ; **(7)** lac Frassino, nord de l'Italie (Baroni *et al*., 2006) ; **(8)** lac Tigalmamine, Moyen Atlas, Maroc, (Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998).

Les données polliniques du lac Tigalmamine, montrent une absence totale de *Cedrus atlantica* durant le début de l'Holocène, ainsi qu'une expansion tardive par rapport aux sites du nord (Ifrah et REM) et du lac Sidi Ali (Lamb *et al*., 1999). Cependant, l'information sur la dynamique de populations forestières notamment le cèdre durant la période glaciaire dans la partie sud n'est pas disponible.

Le climat méditerranéen se caractérise aujourd'hui par une forte saisonnalité, avec des étés chauds et secs et des hivers doux et humides (Quézel et Médail, 2003; Lionello *et al*, 2006). Ce climat a été établi à partir du mi- Holocène (Roberts *et al*., 2001 ; Jalut *et al*., 2009), dont une augmentation de l'aridité est observée à partir de 5.5 ka cal BP dans la Méditerranée (Fontugne *et al*., 1994 ; Jalut *et al*., 1997; 2000; 2009 ; Fontugne *et al.,* 1999 ; Kuzucuoglu *et al.,* 1999 ;

Sadori et Narcisi, 2001 ; Schilman *et al*., 2001 ; Jalut, 2005; Sadori *et al*., 2008; Carrion *et al*., 2010).

En plus de cette tendance naturelle vers une baisse de la disponibilité en eau, les impacts anthropiques sur les paysages méditerranéens ont commencé à être enregistré d'une manière significative après ~6 ka cal BP (Pantaléon-Cano *et al*., 2003; Jalut *et al*., 2009; Sadori *et al*., 2011; Mercuri *et al*., 2011). Au Maroc, il semble y avoir un décalage du temps dans les activités anthropiques entre les basses (Zapata *et al*., 2013) et les hautes altitudes (Lamb *et al*., 1991) où le couvert forestier a commencé à être fortement impacté par les différentes activités humaines (agriculture, chauffage, surpâturage, etc.), en particulier au cours des deux dernièrs millénaires (Cheddadi *et al*., 2015).

L'approche paléoécologique a pour objectif général de préciser la réponse des écosystèmes aux changements environnementaux et les perturbations anthropiques sur le long terme. Dans ce contexte, la présente thèse a pour objectif de contribuer à la compréhension des dynamiques passés des écosystèmes marocains et leurs relations avec les changements climatiques et anthropiques au cours du Quaternaire. Notre démarche, basée sur la rétro-observation en utilisant la palynologie comme principal outil, nous permettra de comprendre l'évolution de la végétation passée sous l'effet des différentes contraintes naturelles (climat) et anthropiques. En plus de l'analyse pollinique, les séquences sédimentaires ont aussi fait l'objet d'une analyse multi-proxy (sédimentologie, géochimie élémentaire, etc.). Cela nous permettra en outre d'apporter une contribution à l'étude de l'histoire des écosystèmes à l'échelle du bassin Méditerranéen et de combler des lacunes sur le territoire marocaine, notamment dans le Moyen Atlas. Étant donné, que les travaux abordant l'histoire de l'environnement au Maghreb sont très peu nombreux comparativement à ceux entrepris en Europe ainsi que dans les autres secteurs du bassin méditerranéen. Cette thèse vise à procurer des données paléoécologiques inédites pour la région étudiée. Elle s'inscrit dans la lignée des travaux déjà réalisés au Maroc (Lamb et van der Kaars, 1995 ; Rhoujjati et al., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014) en se plaçant dans la tradition des études palynologiques qui s'attachent à reconstituer l'histoire de l'environnement végétal et à mesurer sur la longue durée l'impact des perturbations climatiques et/ou anthropiques sur les dynamiques de ces écosystèmes.

Structuration de la thèse

Cette thèse se subdivise en **6** chapitres :

Dans le premier chapitre **(I)** nous présentons l'état de l'environnement géographique, géologique, climatique et écologique du Maroc et du moyen Atlas avec les différents forçages climatiques et nous présentons à la fin les trois sites étudiés.

Le deuxième chapitre **(II)** concerne la méthodologie adaptée pour réaliser ce travail. Cette partie présente les différents outils et méthodes qui ont servi pour produire et mettre en valeur les données acquises sur le terrain (carottage, échantillonnage, etc.) et au laboratoire (analyses polliniques, granulométriques, XRF, etc.).

Le chapitre (**III)** présente les changements environnementaux depuis la dernière période glaciaire à partir d'une nouvelle séquence sédimentaire retirée du marais Ait Ichou, situé dans la partie sud du Moyen Atlas. Ce chapitre est sous forme d'un article publié dans « Journal of Quaternary Science ». « **Environmental changes over the past 25,000 years in the southern Middle Atlas, Morocco** » Tabel *et al*., 2016.

Le chapitre (**IV)** décrit la dynamique de la végétation au regard des variations climatiques et anthropiques depuis la dernière période glaciaire dans le site de Hachlaf en utilisant différents proxys (pollen, granulo, Xrf etc.).

Le chapitre (**V)** donne les résultats des analyses palynologiques effectuées sur la nouvelle séquence sédimentaire prélevée dans le lac de Tifounassine à ~2000 m d'altitude durant les 15 derniers millénaires, il s'agit de la seule séquence couvrant cette période du temps à cette altitude, et permettant d'évaluer la dynamique de cèdre et du couvert arboré à une altitude supérieure à la plupart des sites étudiés dans la région du Moyen Atlas, en déterminant les impacts climatiques et anthropiques qui contrôlent cette dynamique.

Le chapitre (**VI)** est consacré à une synthèse générale où les résultats obtenus dans les trois chapitres précédents (Chapitres : **III, IV** et **V**) devraient permettre de mettre en évidence la dynamique de la végétation ainsi que les impacts climatiques et anthropiques, et consiste à la comparaison des trois séquences sédimentaires obtenues sur les trois sites et leur intégration globale avec des données existant en Afrique du Nord et dans le pourtour méditerranéen.

Enfin, la **conclusion générale** rappelle l'ensemble des informations obtenues sur la dynamique de la végétation dans chacun de sites étudiés, pour les différentes périodes considérées et leurs relations avec les différents forçages. La conclusion va permettre également d'énoncer les perspectives envisagées pour cette étude.

Chapitre I : Cadre de l'étude

Chapitre I : Cadre de l'étude

Les sites d'études se situent dans le Moyen Atlas au Maroc. Ce chapitre décrit le Maroc dans ses contextes géographique, géologique, climatique et écologique.

I.1. Situation géographique

Le Maroc situé dans la partie nord-ouest de la plaque africaine (Figure 3), il s'étend sur une superficie de 710 000 Km² environ dont le Sahara occidental (266 000 Km²). L'extension latitudinale nord s'étend entre de 21° et 36°, et longitudinale de 1° à 14° selon la carte de l'IGN (2006). Il s'ouvre à la fois sur l'océan Atlantique du côté ouest et la mer Méditerranéene au nord avec environ 3000 km de côtes. A l'Est, il est bordé par l'Algérie et au sud par la Mauritanie. La géographie du Maroc est très diversifiée, formée de plaines, de désert et de hautes chaînes montagneuses avec des massifs qui dépassent les 4000 mètres.

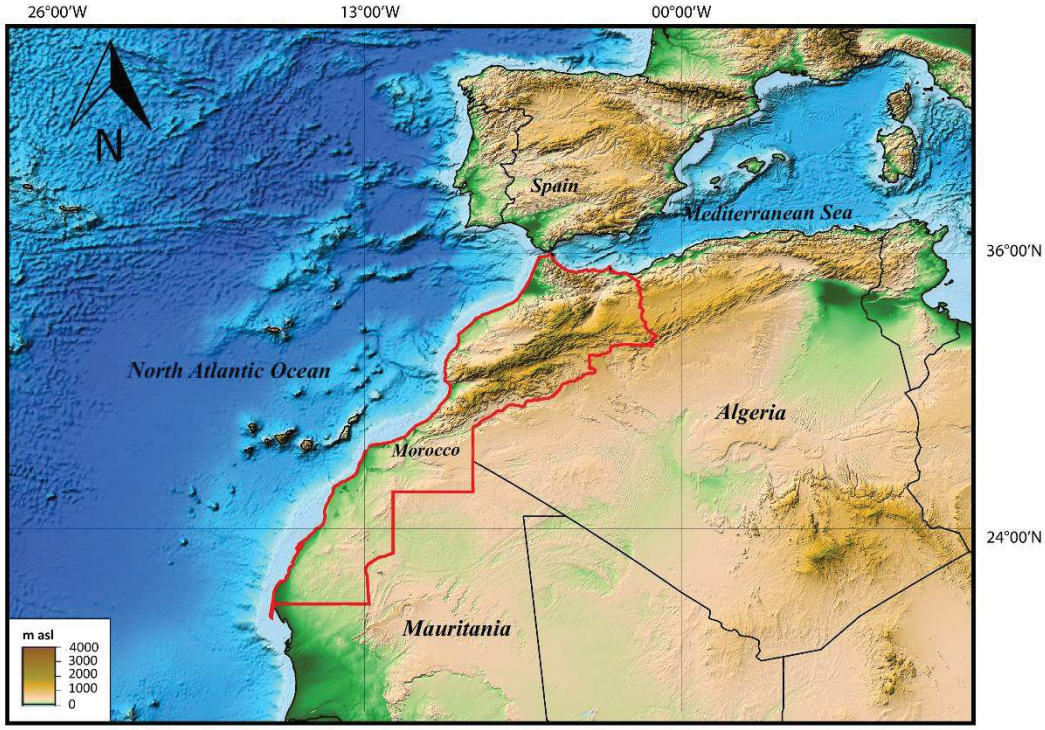


Figure 3: Position géographique du Maroc

Le Maroc qui se singularise des autres pays de l'Afrique du Nord par l'altitude élevée de ses montagnes, renferme quatre principales chaînes montagneuses (Figure 4) couvrant environ un tiers du territoire du pays. Dans la partie Nord, la chaîne montagneuse du Rif borde la Méditerranée, avec un sommet qui culmine à environ 2500 m d'altitude. Le massif de l'Atlas plus à l'intérieur du pays est divisé en trois majestueuses chaînes, du Nord au Sud : le Moyen Atlas, le Haut Atlas et l'Anti-Atlas. Le Moyen Atlas, constitue notre zone d'étude, dont la superficie est d'environ 9500 Km², il s'étend sur environ 350 Km, orienté Sud-Ouest Nord-Est (Karrat, 1992 ; Baali, 1998), il est situé entre le Rif et le Haut Atlas avec une altitude comprise entre 800 et 2800 mètres. Plus au sud le Haut Atlas, le plus élevé en Afrique du Nord, il culmine à 4167 mètres d'altitude à Jbel Toubkal. L'Anti-Atlas situé entre le Haut Atlas et le Sahara, les sommets y culminent entre 2 000 et 3 300 mètres et les paysages annoncent déjà le Sahara. C'est la montagne la plus aride du Maroc.

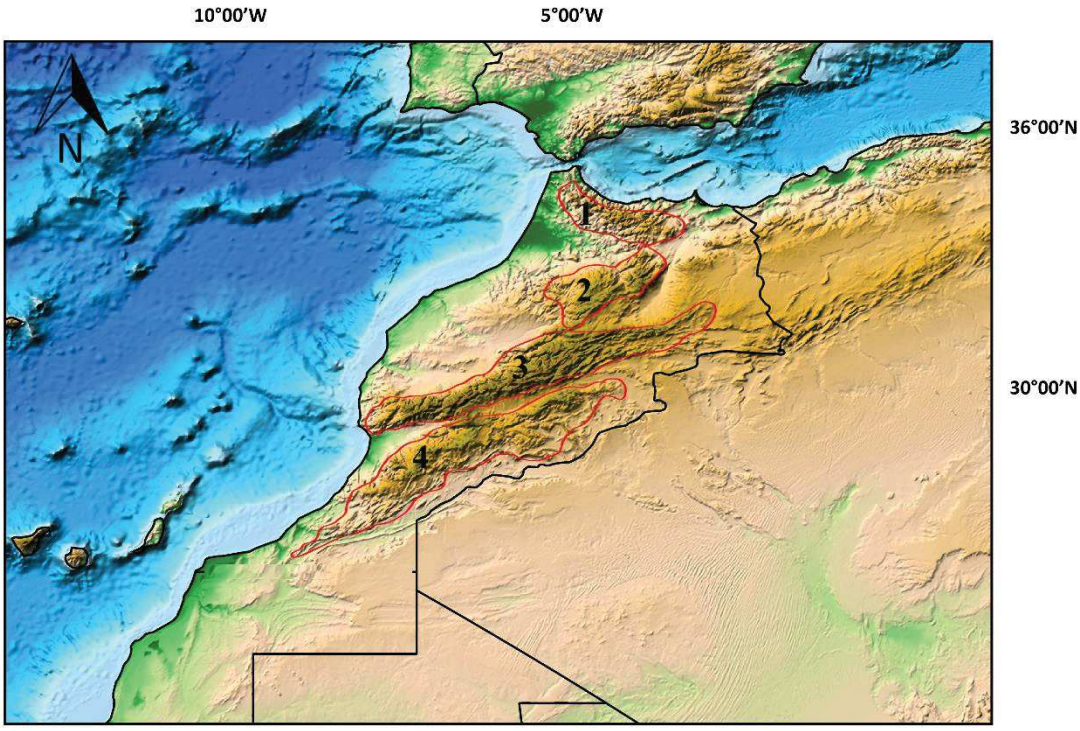


Figure 4: Les chaînes montagneuses au Maroc, **1:** Rif ; **2:** Moyen Atlas ; **3:** Haut Atlas ; **4:** Anti-Atlas

I.2. Contexte géologique

Le Maroc a été subdivisé en cinq principaux domaines structuraux : le domaine saharien et le domaine anti-atlasique au sud, la meseta et le domaine atlasique au centre et le domaine le plus septentrional au Maroc, le domaine rifain (Michard, 1976; Piqué, 1983 ; Piqué et Michard, 1989 ; Piqué *et al*., 2007).

I.2.1. Domaine Atlasique

Le domaine Atlasique, résultant de la collision entre la plaque africaine et européenne au cours du Cénozoïque (Laville et Piquet, 1992 ; Gomez *et al*., 2000 ; Frizon de Lamotte *et al*., 2000), est un orogéne qui comprend les chaînons Haut et Moyen atlasiques (Michard, 1976). Le Moyen Atlas, qui constitue notre zone d'étude, sépare le domaine de Méséta en deux.

Le Moyen Atlas comprend lui aussi deux domaines différents : le Moyen Atlas tabulaire ou « Causse Moyen atlasique » (Colo, 1961-64), et le Moyen atlas plissé.

I.2.2. les affleurements stratigraphiques au niveau du Moyen Atlas

I.2.2.1. Paléozoïque

Dans le Moyen Atlas le socle paléozoïque affleure au niveau de quelques boutonnières. Dans ces boutonnières, le caractère détritique des faciès de paléozoïque prédomine (les schistes ; les argilites ; les quartzites).

I.2.2.2. Trias

Le Trias au niveau du Moyen Atlas débute par des niveaux gréseux, surmontés par des siltites et des évaporites. Ces faciès sont associés avec des roches magmatiques basiques principalement des basaltes. Les basaltes triasiques, connus dans plusieurs endroits, sont épais de un à quelques centaines de mètres.

I.2.2.3. Jurassique

L'évolution sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen, excepté le Jurassique supérieur au niveau du Moyen Atlas, est globalement comparable à celle du Haut Atlas. Les terrains du Lias inférieur et moyen sont principalement des carbonates (Figure 5). Le Lias inférieur est composé par des formations dolomitiques azoïques reposant sur le Tris (Colo, 1961-64). Le Lias moyen représente essentiellement les terrains calcaires et calcaréo-dolomitiques à silex (Figure 5).

I.2.2.4. Crétacé

L'extension des formations crétacées est limitée, elles sont observées uniquement dans le Moyen Atlas plissé et à la bordure des plaines de Moulouya. Les premiers dépôts sont d'âges Crétacé moyen, reposent sur les terrains sous-jacents (Martin, 1981).

I.2.2.5. Néogène

Dans le Moyen Atlas, le Néogène du bassin de Skoura, est formé des dépôts continentaux. Entre Meknès et Fès, le Miocène est représenté par des marnes grises bleutées recouvertes par des bancs de marnes sableuses et de grès. La couverture du Causse Moyen Atlasique est constitué par des calcaires littoraux, parfois récifaux. Les formations du Pliocène sont constituées des marnes plus ou moins sableuses, des calcaires lacustres.

I.2.2.6. Quaternaire

Le Quaternaire se caractérise par une alternance, d'une part, de périodes pluviales, marquées par le remblaiement de lits de fleuves et une sédimentation sur les versants et, d'autre part, de périodes interpluviales, caractérisées par le phénomène de creusement.

La succession des épisodes pluviaux et interpluviaux correspond, respectivement, aux époques interglaciaires et glaciaires, et conduit à la diversité des dépôts (Nahid, 2001).

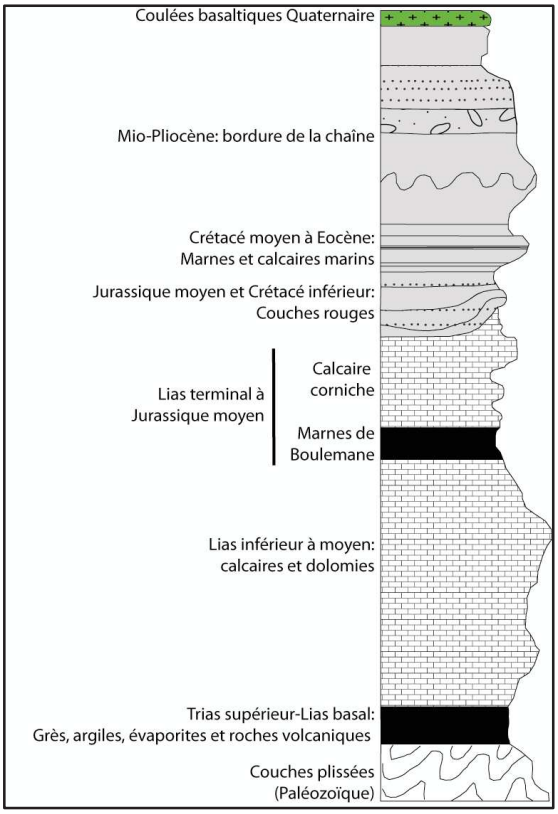


Figure 5: La colonne litho-stratigraphique du Moyen Atlas (Piqué, 2007, modifiée par Nour El Bait, 2014).

I.3. Contexte climatique

Par sa position géographique le Maroc dispose d'une mosaïque de types de climat, faisant partie de la Méditerranée Occidentale, il bénéficie d'un climat méditerranéen en plus de son climat saharien dans les régions du sud et du sud-est. Deux grandes zones climatiques peuvent être identifiées: les régions du nord qui bénéficient d'un climat de type méditerranéen, avec une période tempérée et humide en hiver (octobre jusqu'à fin avril) et un été chaud et sec (mai jusqu'à fin septembre). Les régions du Sud et le Sud-est sont caractérisées par un climat saharien où il fait très chaud et sec pendant toute l'année, avec les nuits les plus froides en décembre et en janvier. D'importantes variations locales sont dues aux influences atlantiques, avec un transfert d'humidité de l'océan et l'atténuation de la température, et un climat montagnard comportant les principaux sommets, caractérisés par le froid, la pluie et la neige.

I.3.1. Régime actuel des précipitations

Le Maroc se caractérise par la variabilité spatiale et temporelle des précipitations surtout entre le Nord et le Sud. Elles sont concentrées sur les mois froids de l'année (Octobre à Mars), avec un maximum de la pluviométrie durant décembre, janvier et février ; ces 3 mois constituent la période la plus humide dans la majeure partie du pays.

Le gradient des précipitations est caractérisé par des taux décroissants du nord au Sud et de l'ouest en Est. La Figure 6 montre cette décroissance de cumuls pluviométriques annuels, ou la majorité du pays reçoit moins de 400 mm de précipitations en moyenne annuelle, avec un taux de variations entre moins de 200 mm dans la partie sud et jusqu'à plus de 1100 mm sur l'extrême Nord-ouest et les hautes montagnes de la partie Nord (Lamb et Peppler, 1987).

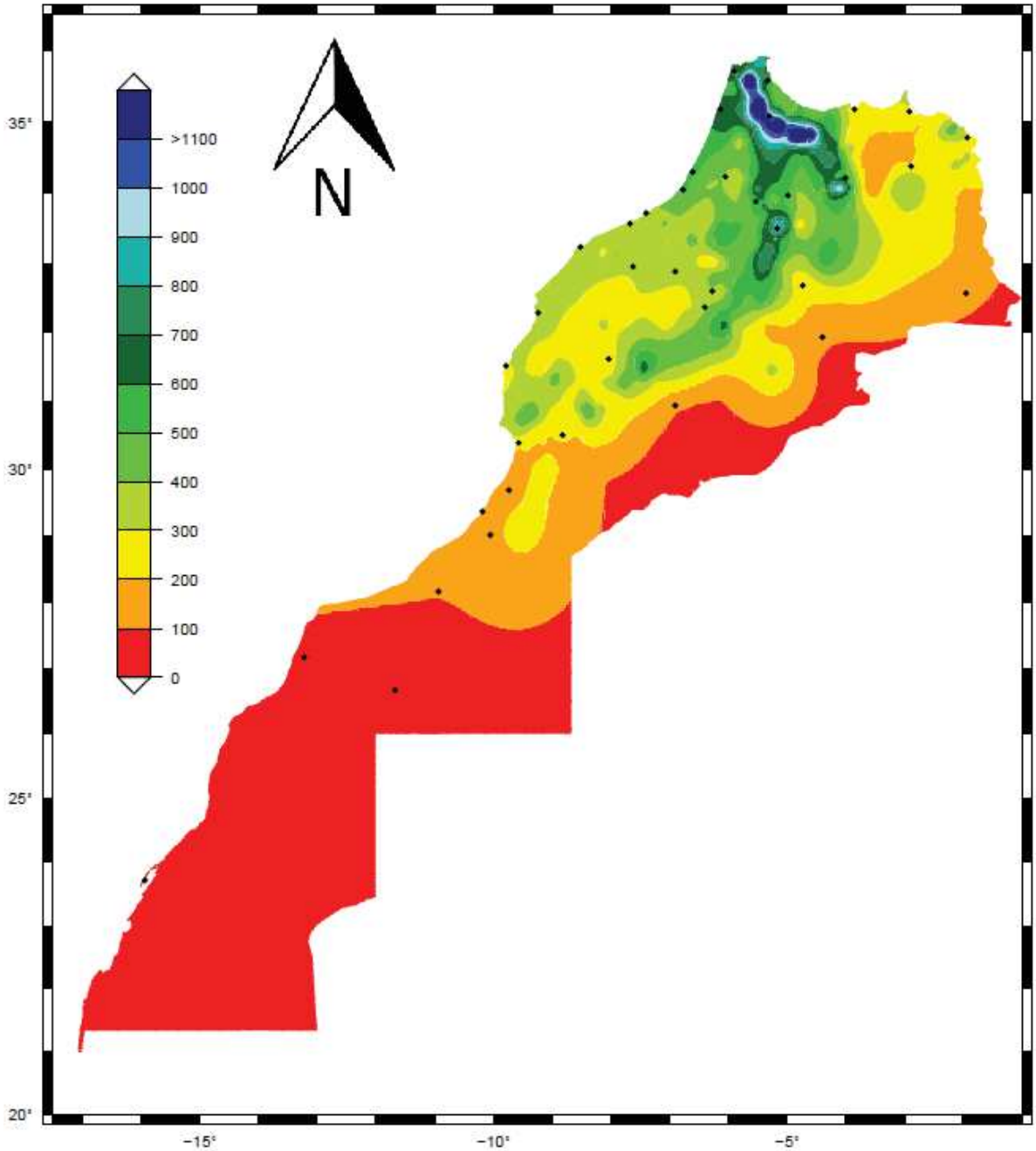


Figure 6: Carte de la distribution de pluviométrie annuelle moyenne au Maroc. (Driouech, 2010).

I.4. Végétation

Le Maroc se caractérise par une diversité climatique et écologique due à l'importance de ses gradients latitudinaux et altitudinaux auxquels se rajoutent les influences Méditerranéenne, Atlantique et Saharienne.

I.4.1. Zonation sommaire de la végétation

Le Maroc dispose de toute la gamme des étages de végétation définis en zone méditerranéenne. Ces écosystèmes forestiers naturels, se relayent depuis l'étage infra-méditerranéen qui s'individualise dans la région du Sud-Ouest du Maroc, dont la tranche altitudinale coïncide avec le niveau de la mer jusqu'à l'étage oro-méditerranéen qui s'observe dans les altitudes de l'Atlas.

Les étages de la végétation selon leurs altitudes de bas en haut, avec les bioclimats et la végétation correspondant à chaque étage sont représentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1: Zonation altitudinale de la végétation et correspondances bioclimatiques au Maroc. (Benabid, 1985 ; Quézel et Médail, 2003 ; Demarteau *et al*., 2007).

Étage de végétation	Altitudes (m)	Bioclimats	Espèces caractéristiques
Infra-méditerranéen	Niveau de la mer à 700-800	Arides, semi-arides et Sahariens	*Acacia gummifera, Argania spinosa.*
Thermo-méditerranéen	Niveau de la mer à 1000	Arides jusqu'à humides	*Q. suber, Q. rotundifolia, Olea europaea, Tetraclinis articulata, Juniperus phoenicea, Pistacia atlantica*
Méso-méditerranéen	1000-1400	Semi-arides jusqu'à per-humides	*Q. rotundifolia, Q. suber, Q. canariensis, Olea europaea, Ceratonia siliqua, Tetraclinis articulata.*
Supra-méditerranéen	1400-1800	Sub–humides jusqu'à per-humides	*Q. canariensis, Q. pyrenaica, Q. rotundifolia, Cedrus atlantica, Abies marocana, Pinus nigra.*
Montagnard méditerranéen	1800-2400	Sub-humides, humides et per-humide	*Q. rotundifolia, Juniperus thurifera, Abies marocana, Cedrus atlantica.*
Oro-méditerranéen	>2400	Semi-arides et Sub-humides	*Juniperus thurifera, Cedrus atlantica.*

I.4.2. Les écosystèmes forestiers au Maroc.

La couverture forestière couvre 9 millions d'hectares, soit environ 12% du territoire. Près de 75% de ce couvert est formé par des feuillus (Chêne vert, chêne-liège, etc) et 25% de résineux tels que le cèdre, pin, sapin, cyprès, genévrier, etc) dont les principaux écosystèmes forestiers sont :

- **La chênaie :** elle couvre environ 600 000 ha. Différentes espèces de chênes sont présentes dans l'étage thermo-méditerranéen et montagnard entre 800 et 2700 m d'altitude. Le chêne vert est caractérisé par sa plasticité et sa résistance qui lui permet de coloniser tous les types de substrats et de se situer dans les zones bioclimatiques en partant de semi-aride jusqu'à per-humide. Le Chêne zène (*Quercus canariensis*), s'étend sur environ 10.000 ha, il pousse entre 1400 et 1800, sous des bioclimats subhumide, humide et perhumide (Benabid, 1985)
- **La cédraie :** *Cedrus atlantica* (Arz el Atlas en arabe) est une espèce de la famille des pinacées. Le cèdre de l'Atlas, espèce endémique en Algérie et au Maroc, constitue l'essence noble par excellence de ces pays, mais c'est au Maroc (Moyen Atlas) ou les cédraies sont les plus étendues. C'est l'une des espèces économiquement et écologiquement les plus importantes de la montagne méditerranéenne.

  Les cèdres de l'Atlas sont présents entre 1400 et 2600 mètres d'altitudes, dans des bioclimats subhumides à per-humides dans le Rif central, le Moyen Atlas et le Haut Atlas oriental au niveau des étages supraméditerranéen et montagnard méditerranéen et même jusqu'à l'oroméditerranéen inférieur. Les cédraies ont une aire de répartition de plus de 130 000 ha, dont la partie majeure se répartit dans le Moyen atlas qui est la plus grande aire géographique de toute la région méditerranéenne.
- **La pinède** : s'étend sur environ 120 000 ha, due à sa résistance aux sécheresses et à ses faibles exigences écologiques elle serve pour les reboisements. Il existe au Maroc Quatre espèces et variétés de Pin: *Pinus pinaster* subsp *hamiltoni* var *maghrebiana* et var *iberica, P. clusiana* var *mauretanica* et *P. halepensis* (Benabid, 1985). Le Pin d'Alep, couvre près de 60 000 ha, répartis sur les chaines montagneuses du pays (Rif ; Moyen et Haut Atlas) c'est une espèce de faible exigences écologiques et elle résiste bien à la sécheresse. Son contact avec le cèdre est très rare. Le *pinus pinaster* (pin maritime) est une espèce méditerranéo-atlantique. Les surfaces naturelles est de 12 000 ha environ. Ils sont répartis entre le Rif, le Moyen Atlas et le Haut Atlas surtout la partie oriental. Il se rencontre dans le zone subhumide et l'humide. La grande plasticité du pin maritime lui permet de s'associer à beaucoup d'autres arbres

comme le chêne vert, le cèdre, etc. Les deux autres essences n'existent au Maroc que dans le Rif occidental (Benabid, 1985).

I.5. Variations climatiques

Le système climatique dépend de l'interaction entre le flux solaire, Biosphère, Lithosphère, Cryosphère, Hydrosphère et Atmosphère (Figure 7). Deux phénomènes sont à l'origine de la variabilité climatique de ce système : (1) les facteurs qui lui sont extérieurs et que l'on désigne par le terme de forçages externes, qui sont liés à des phénomènes extérieurs au système planétaire; (2) les facteurs internes, désignés par forçages internes, liés à une auto-variation des éléments constitutifs du système climatique (Biosphère, Lithosphère, Cryosphère, Hydrosphère et l'Atmosphère).

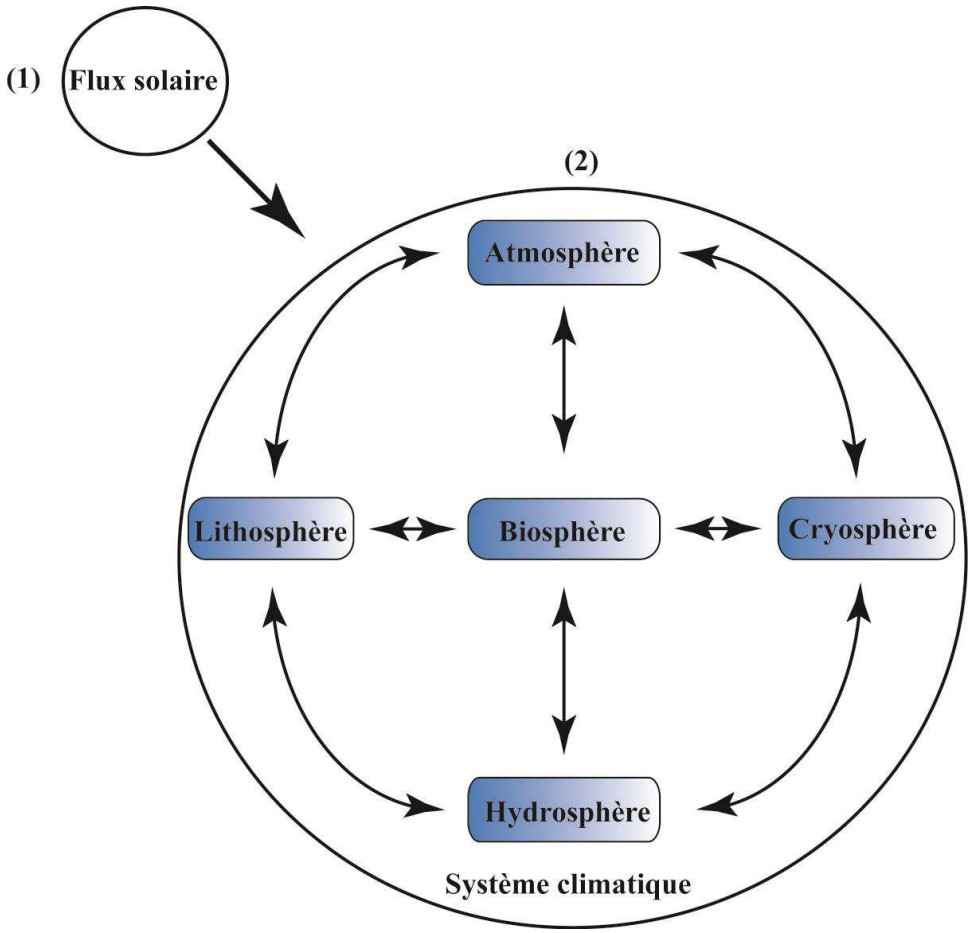


Figure 7: Schématisation de l'interaction entre les composantes principales du système climatique et le flux solaire

I.5.1. Variations climatiques à long terme

Les forçages externes appliqués sur le système climatique sont à l'origine des variations climatiques à long terme. Le climat a connu de fortes variations au cours de l'histoire de la Terre. Pendant le Quaternaire, la période la plus récente sur l'échelle de temps géologiques, estimé à environ deux millions d'années, il a connu une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Les fluctuations climatiques à long terme sont expliquées par la théorie astronomique de Milankovitch (1941), sous le contrôle de trois paramètres orbitaux de la Terre, à savoir l'obliquité de l'écliptique, la précession des équinoxes et l'excentricité de l'orbite (Figure 8). La variation de la quantité et la répartition spatiale et temporelle de l'énergie solaire reçue par la Terre varient en fonction de ces trois paramètres orbitaux. La combinaison de ces différents paramètres est à l'origine de l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires, durant le Quaternaire (Hays *et al.*, 1971 ; Imbrie *et al.*, 1984 ; Huybers, 2011).

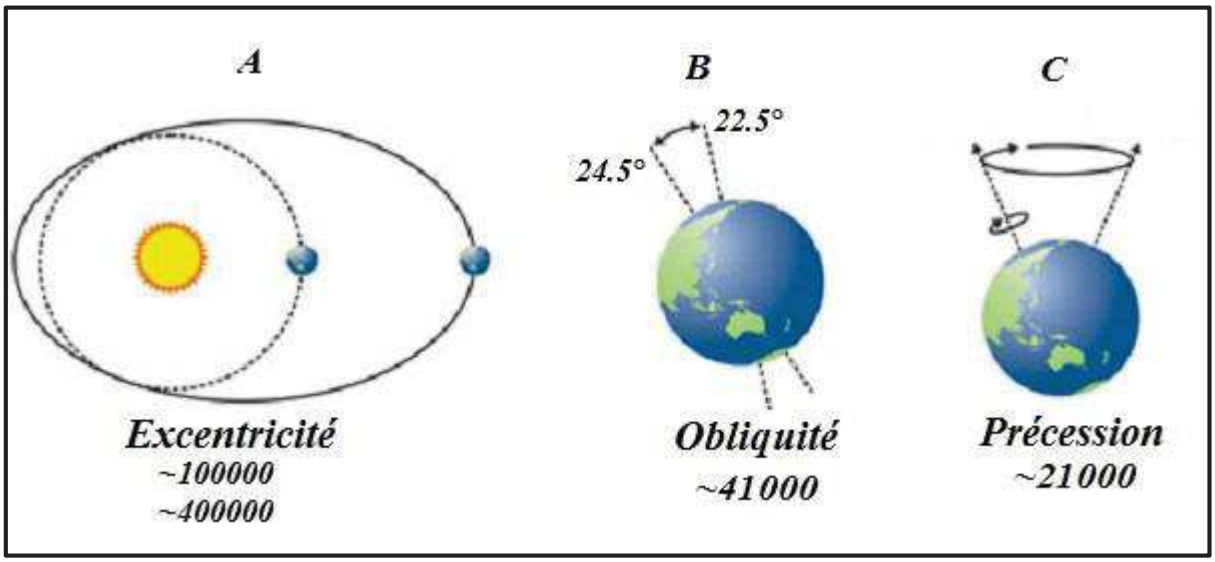


Figure 8: Composantes de la théorie astronomique du climat (Lowe et Walker, 1997).

D'autres facteurs externes peuvent également agir sur l'évolution du climat à long terme. Les éruptions volcaniques qui émettent d'énormes quantités de poussières et d'aérosols peuvent avoir des influences sur le climat en réfléchissant le rayonnement solaire ce qui entraine un refroidissement de la Terre.

I.5.2 Variations climatiques à court terme

Les interactions entre les composantes principales du système climatique (Biosphère, Lithosphère, Cryosphère, Hydrosphère et Atmosphère) est à l'origine de variations climatiques à court terme (Figure 7).

I.5.2.1. La circulation atmosphérique générale

Le soleil est le moteur principal des mouvements atmosphériques (Figure 9). Il réchauffe la terre, qui réchauffe à son tour l'air ambiant ce qui crée des mouvements ascendants de grandes quantités d'air chaud, qui est moins dense que l'air froid. En s'élevant l'air chaud et humide s'étend vers les pôles Nord et Sud de part et d'autre de l'équateur, il rencontre vers 30° l'air froid polaire et se refroidit et redescend en surface et retourne vers l'équateur pour remplacer l'air chaud qui s'élève, ceci est la cellule de Hadley. Entre 30 et 60° une cellule inverse se met en place, la cellule de Ferrel, marquée par des vents du sud au nord. Plus au nord, l'air froid et dense s'écoule vers les latitudes tempérées formant la troisième cellule dite Polaire.

Sans la rotation de la Terre, l'air se déplace du nord au sud à travers la différence de température entre les hautes et les basses altitudes. La force de Coriolis due à la rotation de la terre agit sur les objets mobiles dans un système rotatif (ici, la Terre en rotation). Cette force défléchit les vents de cellules de convection (6 cellules) disposées en bandes latitudinales de manière symétrique par rapport à la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Figure 9).

La ZCIT se déplace vers le Nord et vers le Sud suite aux changements saisonniers de l'insolation, elle se situe en moyenne entre 5°N et 25°N en été et entre 20°S et 5°N pendant l'hiver. La ZCIT atteindra son maximum vers le nord en été et ensuite elle sera migrée vers le sud en traversant l'équateur en automne et atteint son maximum vers le sud en hiver.

La force de Coriolis balance les vents vers leur droite dans l'hémisphère Nord, et vers leur gauche dans l'hémisphère Sud, suite à la rotation de la terre. Le mouvement de l'air vers l'équateur (cellule de Hadley) dans l'hémisphère Nord est de Sud-Est et Nord–Est dans l'hémisphère Sud donne naissance aux alizés des régions tropicales. Ainsi que l'air qui voyage vers les pôles (cellule de Ferrel) forme les westerlies (vent d'Ouest).

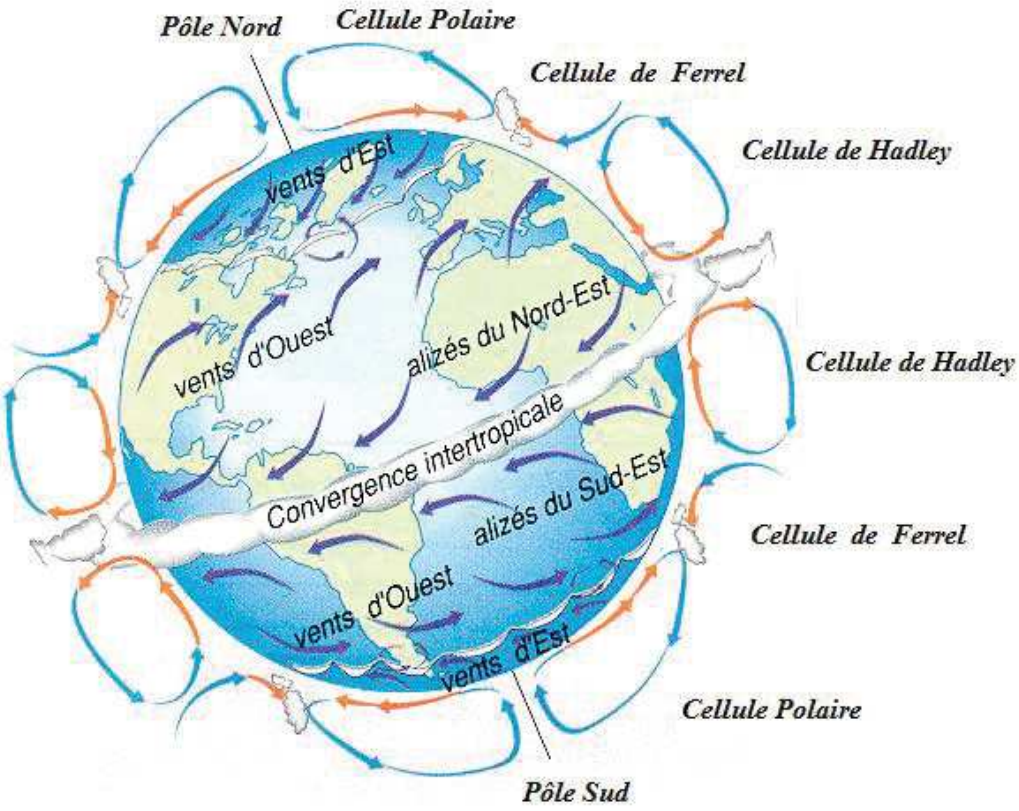


Figure 9: Circulation atmosphérique et cellules de vents associées.
(http://eduscol.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmos32.htm)

I.5.2.1.1. L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est une variation climatique naturelle qui correspond à une différence de pression entre l'anticyclone des Açores (A) et la dépression de l'Islande (D) (Figure 1, Annexe III). Ce phénomène est considéré comme un mode intrinsèque de l'atmosphère. Elle exerce une forte influence sur les précipitations hivernales au Maroc selon la variation de la pression atmosphérique. Le Maroc et les autres régions méditerranéennes bénéficient des précipitations lorsque la NAO est négative (Herrera *et al*., 2001; Knippertz, 2003). Lorsque la NAO est faible, l'intensité des vents d'ouest diminue ce qui permet le passage de perturbations atlantiques, avec des précipitations, vers le bassin méditerranéen et le sud de l'Europe. Par contre les précipitations seront réduites sur le Maroc comme sur les autres régions du bassin méditerranéen lorsque la NAO est positive (la différence des anomalies de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande sont importantes).

I.5.2.2. La circulation océanique

Le mouvement et la circulation des océans sont étroitement liés à la circulation atmosphérique et la rotation de la terre. Il existe deux types de circulations des eaux océaniques, la circulation de surface et la circulation profonde. Le vent est le responsable de la circulation de surface et de la formation des courants océaniques. La circulation profonde est due aux variations de la densité de l'eau (Salinité et Température).

I.5.2.2.1 La circulation de surface

Les rayons solaires incidents réchauffent les eaux de surface océaniques et par friction les vents vont déplacer les eaux de surface. Les océans transportent la chaleur des régions tropiques (les plus chauffées) vers les régions des pôles (les moins chauffés). La circulation océanique atlantique marocaine se place dans le gyre de l'atlantique nord (Figure 10), situé dans l'océan Atlantique et qui fait partie de cinq majeurs gyres océaniques. Sous l'influence de force de Coriolis, la trajectoire des masses d'eau est déviée dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et dans le sens antihoraire dans l'hémisphère Sud. Les courants principaux qui composent le gyre océanique Nord Atlantique sont : Le Gulf Stream, dans l'Ouest ; qui constitue la branche principale de la grande gyre de l'Atlantique Nord subtropical. Il déplace l'eau chaude des zones subtropicales vers les pôles. Il longe la côte américaine depuis le golfe du Mexique et se dirige vers le Nord-Est de l'Océan Atlantique ; la dérive Nord Atlantique dans le Nord, est considérée comme une extension du Gulf Stream vers le Nord-Est. Elle se sépare en deux branches, l'une des branches étant le

courant des canaries ; le courant de canaries dans l'Est qui s'écoule vers le Sud-Ouest jusqu'au Sénégal où il tourne vers l'ouest et ensuite le courant Nord équatorial qui est le prolongement du courant des canaries en rejoignant les courants des Caraïbes et des Antilles ce courant ferme la boucle débutée avec le Gulf Stream (Figure 10).

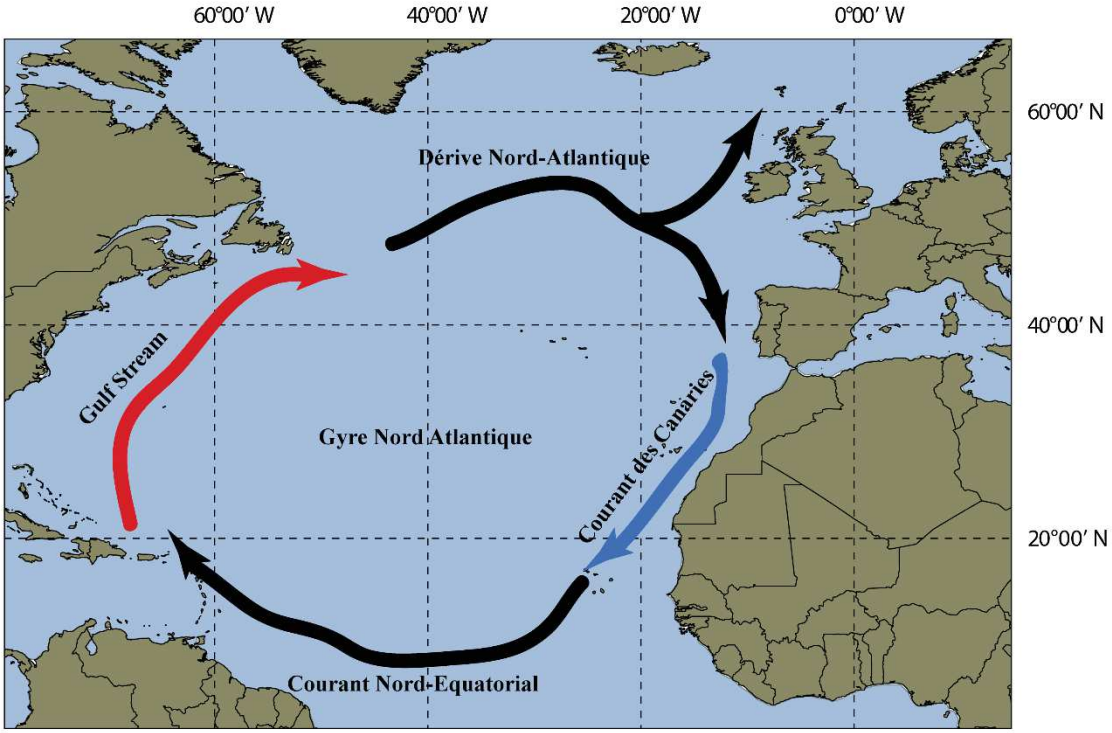


Figure 10: Les principaux courants constituant le gyre Nord Atlantique (http://www.sonoma.edu/users/f/freidel/global/207lec2images.htm)

I.5.2.2.1.a. Le courant de canaries

Au large du Maroc, les courants de surface sont principalement représentés par le courant de Canaries (Figure 10) qui se dirigent vers le sud (Knoll *et al*., 2002 ; Llinas *et al*., 2002). Ce courant qui forme la branche orientale du gyre Nord Atlantique, alimenté par le courant du Portugal, longe les côtes marocaines jusqu'aux Cap Blanc en été et jusqu'aux côtes sénégalaises en hiver.

Ce système du courant contient des cellules d'upwelling côtières (Johnson et Stevens 2000). Les eaux de surface du courant des canaries sont relativement froides (~18°C en plein été) puisqu'il provient des latitudes plus septentrionales et se nourrit, en partie, des remontées d'eaux profondes (upwelling) au large des côtes marocaines (Mittelstaedt, 1991).

I.5.2.2.1.b. Les cellules d'upwelling

Le phénomène d'upwelling correspond à une remontée en surface des eaux profondes, qui sont plus froides et plus riches en nutriments que l'eau de surface (Figure 2, Annexe III). Ce phénomène côtier s'explique par la théorie d'Ekman (1905), elle se produit dans le domaine des Alizés où les vents soufflent d'Est en ouest et repoussent les eaux chaudes de surface vers le large, ce qui entraine la remontée des eaux profondes qui vont à leur tour être réchauffées et repoussées vers le large.

Ce phénomène se retrouve au large du Maroc et de la Mauritanie, dans le Golfe de Guinée, et au large de l'Afrique du Sud en ce qui concerne la façade Atlantique. Au large des côtes africaines, surtout la zone sud marocaine comprise entre 20° et 32°N (Figure 10), les événements d'upwelling les plus forts sont générés pendant l'été et le début de l'automne lorsque l'anticyclone des Açores est situé le plus au Nord (Mittelstaedt, 1991 ; van Camp *et al*., 1991 ; Nykjaer et van Camp, 1994 ; Abrantes *et al*., 2002 ; Knoll *et al*., 2002 ; Santos *et al*., 2005 ; Penaud *et al*., 2010).

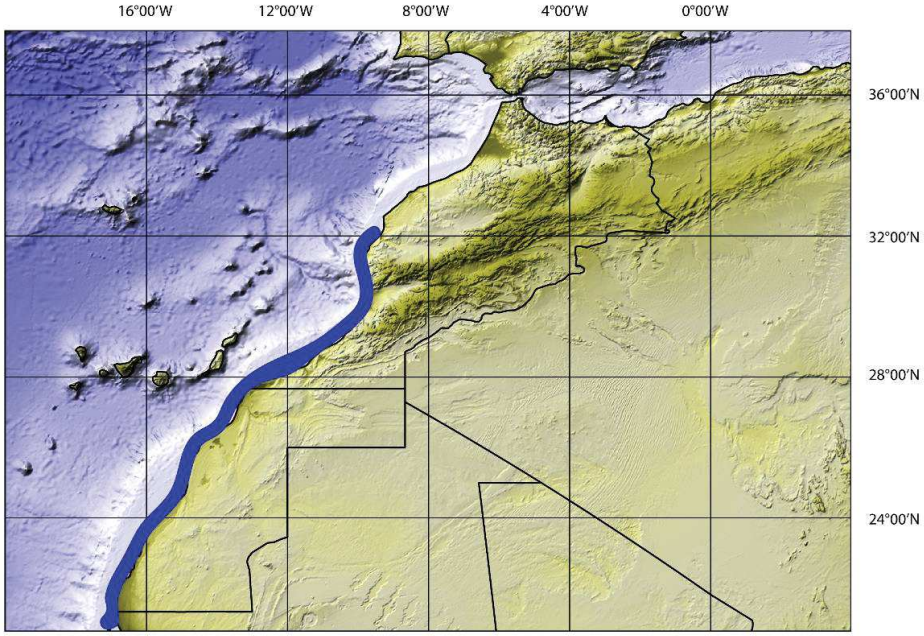


Figure 11: Schéma représentant le phénomène d'upwelling au large du Maroc (Moujane *et al*., 2011).

En hiver la ZCIT se déplace vers le Sud, et les Alizés se trouvent entre 10°N et 25°N et les cellules d'upwelling se déplacent alors et n'affecte que ces latitudes. Donc les cellules d'upwelling sont saisonnières (été et début de l'automne) au large du Maroc et permanentes au large du Cap Blanc (20°N) en relation avec la permanence de la circulation atmosphérique sur ces altitudes.

I.5.2.2.2. La circulation des eaux profondes

Les courants profonds, plus lents et plus volumineux que les courants des surfaces, sont dus aux variations de la densité de l'eau. Les eaux dont la densité est faible sont situées en surface, et les plus denses en profondeur.

I.5.2.2.2.a. La circulation thermohaline

La circulation de masses d'eau en profondeur se passe sous l'effet des variations de la densité. Etant donné que la densité de l'Océan est en fonction de la température (thermo) et de la salinité (haline), la circulation en profondeur est appelée thermohaline. La circulation thermohaline globale (Figure 12) est associée au plongement de masses d'eau denses (froide et salée) et à leur propagation à l'ensemble des bassins de la planète (Broecker *et al*., 1990). Dans les zones tropicales, les eaux de surface des océans bénéficient d'un apport assez important de chaleur, ce qui leur permet d'atteindre des températures entre 25°C et 30°C. Les eaux de surface chaudes se déplacent vers les pôles et leur température décroît dans les hautes latitudes pour atteindre la température de congélation de l'eau de mer ~2°C, ainsi que le taux de salinité augmente. L'eau plus dense dans les hautes altitudes se plonge alors dans les profondeurs. Ainsi que, la formation de banquise, accentue également l'augmentation de la salinité de l'eau de mer sous-jacente dans les régions polaires en favorisant ce phénomène de plongement. Les eaux chaudes sont issues du golfe du Mexique et remontent jusqu'au pôle Nord via le courant de la dérive Nord Atlantique. Les eaux froides sont transportées en profondeur dans l'océan Atlantique et diffusent dans les bassins océaniques de la planète. La remontée des eaux froides en surface se fait au niveau de l'Océan Pacifique et l'Océan indienne, lorsque leur densité se trouve plus faible que celles de masses d'eau environnantes. Un fort ralentissement de la circulation thermohaline globale a été observé dans les archives sédimentaires de l'Atlantique Nord durant les événements des Heinrich (HEs) et les autres évènements climatiques abrupts (Heinrich, 1988 ; Shackleton *et al*., 2000 ; Elliot *et al*., 2002 ; McManus *et al*., 2004). La majorité de changements climatiques abrupts (*e.g.* Dansgaard-Oeschger ; HEs ; Younger Dryas) ont été considérés comme ayant été en relation avec la réorganisation de la circulation thermohaline (Boyle et Keigwin 1987; Duplessy *et al*. 1988; Broecker *et al*., 1990 ; Keigwin et Jones, 1994 ; Broecker 1997; Clark *et al*., 2002).

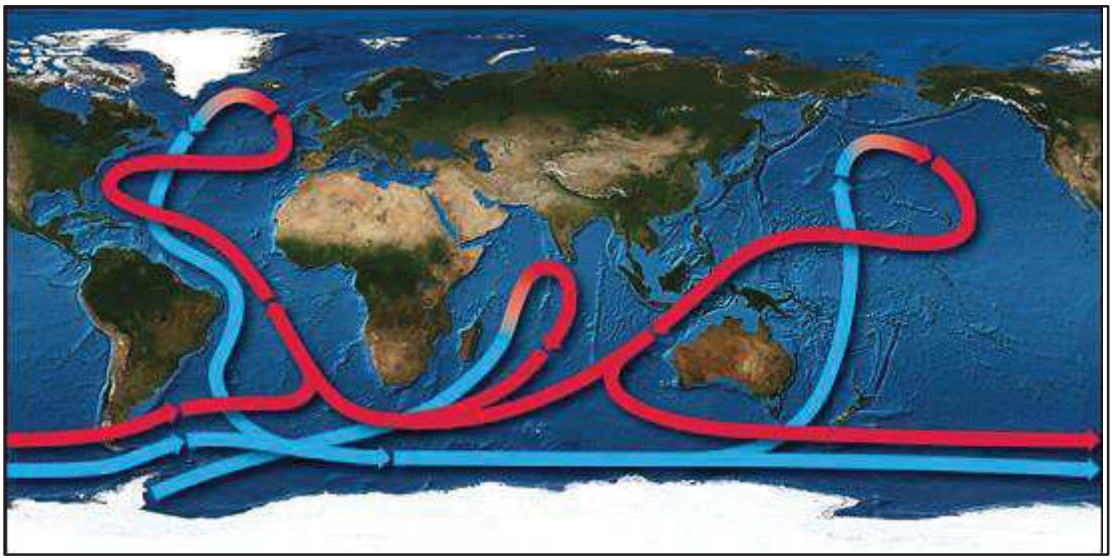


Figure 12 : Représentation de la circulation thermohaline globale. Les courants de fond en bleu, les courants de surface en rouge (http://www.whoi.edu/page.do?pid=80696&i=3125).

I.5.2.3. Forçages anthropiques

Plus récemment, nous observons des changements climatiques qui sont causés par les activités anthropiques de plus en plus croissantes. Depuis la révolution industrielle, vers 1850, les activités humaines ont commencé à avoir un impact sur le climat de la terre à travers les émissions de gaz à effet de serre (principalement le dioxyde de carbone (CO_2) mais également le méthane (CH_4)) qui sont produits par la combustion de fuels fossiles et les différentes activités humaines (cultures et élevages). Le taux de gaz à effet de serre a fortement augmenté pour atteindre des valeurs actuelles qui n'avaient jamais été atteintes au cours de 420 000 dernières années.

I.6. Présentation des sites étudiés

Les variations climatiques et les influences qui en résultent sont enregistrées dans les sédiments lacustres sous forme d'archives climatiques. Afin de comprendre la variation naturelle du climat, nous allons étudier les changements environnementaux passés et leurs impacts sur les écosystèmes, à partir de trois séquences sédimentaires prélevées dans trois sites différents (Figure 13) situés dans le Moyen Atlas au Maroc. Le Moyen Atlas constitue notre zone d'étude pour plusieurs raisons. D'abord il contient des potentialités naturelles, hydrologiques et forestières qui dans un contexte humide et subhumide favorisent le développement des lacs et des zones humides. Le Moyen Atlas abrite une grande superficie de forêts de chênes et de cèdres, de nombreux lacs et de cuvettes lacustres qui n'ont pas été impactées directement par les activités humaines car elles sont loin des activités actuelles des grandes villes. Les séquences sédimentaires ont été prélevées dans trois sites à des altitudes différentes et répartis le long du Moyen Atlas : le marais Ait Ichou situé à 1560 m d'altitude dans la partie sud, le lac Hachlaf à 1670 m, dans la partie Nord, et le troisième site, lac Tifounassine situé entre les deux à une altitude plus élevée (1910 m).

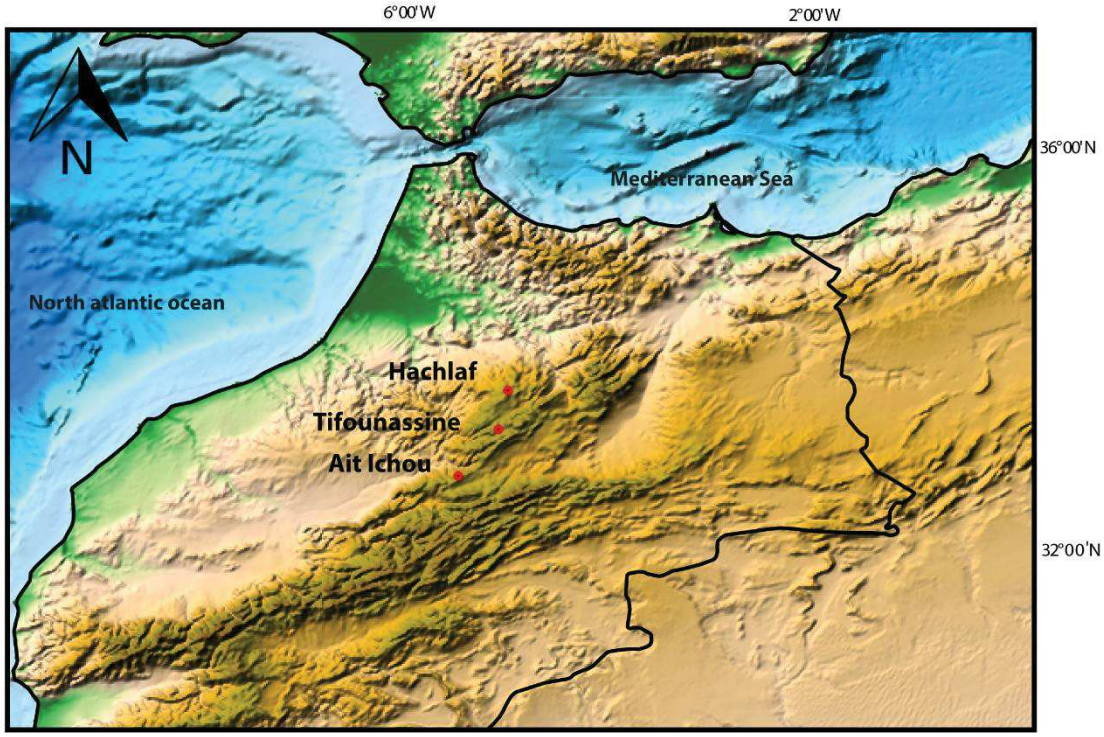


Figure 13: Localisation des sites d'études dans le Moyen Atlas, Maroc

I.6.1. Le marais Ait Ichou

Le marais Ait Ichou (32° 41'N - 5° 33'W - Altitude : 1560 m) est situé à quelques kilomètres de la région d'El Kbab dans la partie sud du Moyen Atlas (Figure 13 et Figure 14). Il est entouré de montagnes qui peuvent atteindre 2000m d'altitude. Le climat y est tempéré et humide avec une saison des pluies entre Novembre et Mars, le taux de précipitation annuelle varie entre 600 mm et 800 mm. Les températures moyennes annuelles pour les mois de janvier et juillet sont 2.5 et 20°C, respectivement (Martin, 1981). Le marais est essentiellement alimenté par les eaux de ruissellement et par les eaux de fente des neiges. Aujourd'hui la végétation autour du site est dominée par les arbres à feuilles persistantes tels que *Quercus rotundifolia, Pinus halepensis* et *Olea europaea*. Plus au sud on rencontre quelques petites populations de *Cedrus atlantica* en association avec des chênes à feuilles persistantes. Actuellement, la végétation autour du site est fortement impactée par les différentes activités humaines comme en témoignent les cultures céralières.

Figure 14: Photographie du marais Ait Ichou. J. Tabel (2014).

I.6.2. Le lac Hachlaf

Hachlaf (Figure 15) est un lac naturel de forme allongé situé à quelques kilomètres au Nord-Est de la ville d'Ifrane, au sein du parc national d'Ifrane. La dépression du lac Hachlaf est constituée des basaltes doléritiques et d'argiles rouges triasiques et elle est scellée par les calcaires dolomitiques liasiques (Arboleya *et al*., 2004). L'alimentation du lac se fait par les apports de la nappe phréatique et des sources, l'eau de pluie, la fente de neige et l'eau de ruissellement. La superficie varie selon les saisons, le maximum enregistré est d'environ 14 ha avec une profondeur de 3.5 m. Hachlaf est situé à environ 1700 mètres d'altitude dans le domaine bioclimatique sub-humide tempéré. La végétation autour du site est dominée par des forêts de chênes verts et de cédraies qui sont actuellement fortement dégradées car impactées par le pâturage et différentes activités humaines.

Figure 15: Localisation du Lac Hachlaf (2015).

I.6.3. Le lac Tifounassine

A 40 de km de la ville d'Azrou, sur la route de Midelt, environ 9 km au Sud du village de Timahdit se situe le lac de Tifounassine (Figure 16) avec sa forme ovoïdale. C'est une zone humide composée de trois parties :

- un petit lac profond et permanent occupant une petite depression alimentée par une source ;
- une zone marécageuse et envasée au sud peu profonde, alimentée par une source ;
- une large zone marécageuse, submergée de façon saisonnière et qui se dessèche souvent sur des périodes assez importantes, et servant comme une zone de pâturage.

Actuellement, le couvert végétal entourant le lac est fortement altéré ce qui accélère le phénomène d'érosion. Il faut noter que les bergers et les forestiers du parc national, rencontrés durant la mission de terrain, nous ont indiqué qu'autour du site il y avait des populations de cédres qui ont progressivement disparu durant les 40 dernières années.

Le lac de Tifonassine est d'origine karstique. La texture des sédiments est limono-sableuse vers la périphérie et argileuse vers le centre de la dépression. Le niveau d'eau est très variable d'une année à l'autre en fonction des précipitations neigeuses. La superficie du lac peut excéder les 90 ha en hiver avec une profondeur maximale de 12 m.

Aujourd'hui le couvert végétal autour du site est très réduit voir inéxistant en raison du surpâturage et ne reste conservé que sur les bords abrupts qui sont inaccessibles au bétail. Seuls quelques taxons hydrophiles se développent dans les zones humides telles que : *Hypercium sp, Myriophyllum spicatum, Phragmites communis, Ranunculus millifoliatus, Scirpus lacustris, Tolypella hispanica et Typha sp.*

L'absence d'une couverture végétale sur les montagnes environnantes facilite l'érosion et accélère le comblement du lac.

La température moyenne varie entre -2 °C et 30 °C entre hiver et été. La neige sur les sommets peut persister jusqu'au mois de Mars.

Figure 16: Localisation de la zone humide de Tifounassine (2015).

Chapitre II: Matériels et Méthodes

Chapitre II : Matériels et Méthodes

La paléoécologie est l'une des disciplines de l'écologie qui vise à étudier les écosystèmes passés et la relation avec leur environnement à partir des restes fossiles contenus dans des archives naturelles (archives lacustres, tourbeuses, marines, etc.). Les sédiments lacustres constituent l'une des archives les plus continues et qui permet d'aborder l'interaction homme-environnement-climat. Plusieurs travaux (Anderson *et al*., 2006 ; Petit *et al*., 2008) attestent de l'importance d'explorer le passé pour comprendre les changements environnementaux et climatiques passés et plus récemment leurs interactions avec les activités humaines. La compréhension des mécanismes d'interaction et de leurs différents impacts permet de contribuer à une meilleure gestion future des ressources. Les enregistrements paléoécologiques fournissent des informations précieuses sur la dynamique passée des écosystèmes et contribuent à la compréhension de leur fonctionnement (Birks, 1996 ; Willis et Birks, 2006). L'abondance de certains bio-indicateurs tel que les pollens permet de reconstruire la végétation environnant l'archive sédimentaire. La reconstitution des paléoenvironnements suit une méthodologie analytique basée sur une succession d'étapes illustrées dans le schéma suivant (Figure 17) et détaillées dans ce chapitre.

Sur le Terrain :

1. **Choix des sites d'étude :** la première approche sur le terrain consiste à choisir les sites d'étude.
2. **Prélèvements des séquences :** les séquences sédimentaires ont été prélevées à l'aide d'un carottier russe.
3. **Emballage et Stockage :** les séquences sédimentaires ont été collectées dans des demi-sections de 50 cm de longueur et 6cm de diamètre en PVC, chaque section est minutieusement étiqueter et emballée dans un film en plastique noir opaque. Les sondages sont conservés au laboratoire dans une carothèque thermorégulée à 4 °C.

Au laboratoire :

4. **Chronologie et Datations :** des échantillons sont prélevés et envoyés à la datation au radiocarbone pour construire un cadre chronologique à chaque séquence prélevée.
5. **Analyses polliniques :**
   - Extraction pollinique : pour avoir une image des changements de végétations passés chaque section et sous-échantillonnée. Les échantillons sont ensuite traités suivant un protocole expérimental pour l'extraction des pollens fossiles.
   - Observation, Identification et Comptages des pollens : es pollens fossiles sont observés sous un microscope optique pour leur identification et comptage.
6. **Spectrométrie de fluorescence X (XRF) :** pour évaluer la teneur en éléments géochimiques élémentaires chaque section a été analysée à l'aide d'un spectromètre à fluorescence X.

7. **Analyse granulométrique** : pour évaluer les différents types de dépôts sédimentaires, la taille des particules élémentaires a été mesurée à l'aide d'un granulomètre laser.

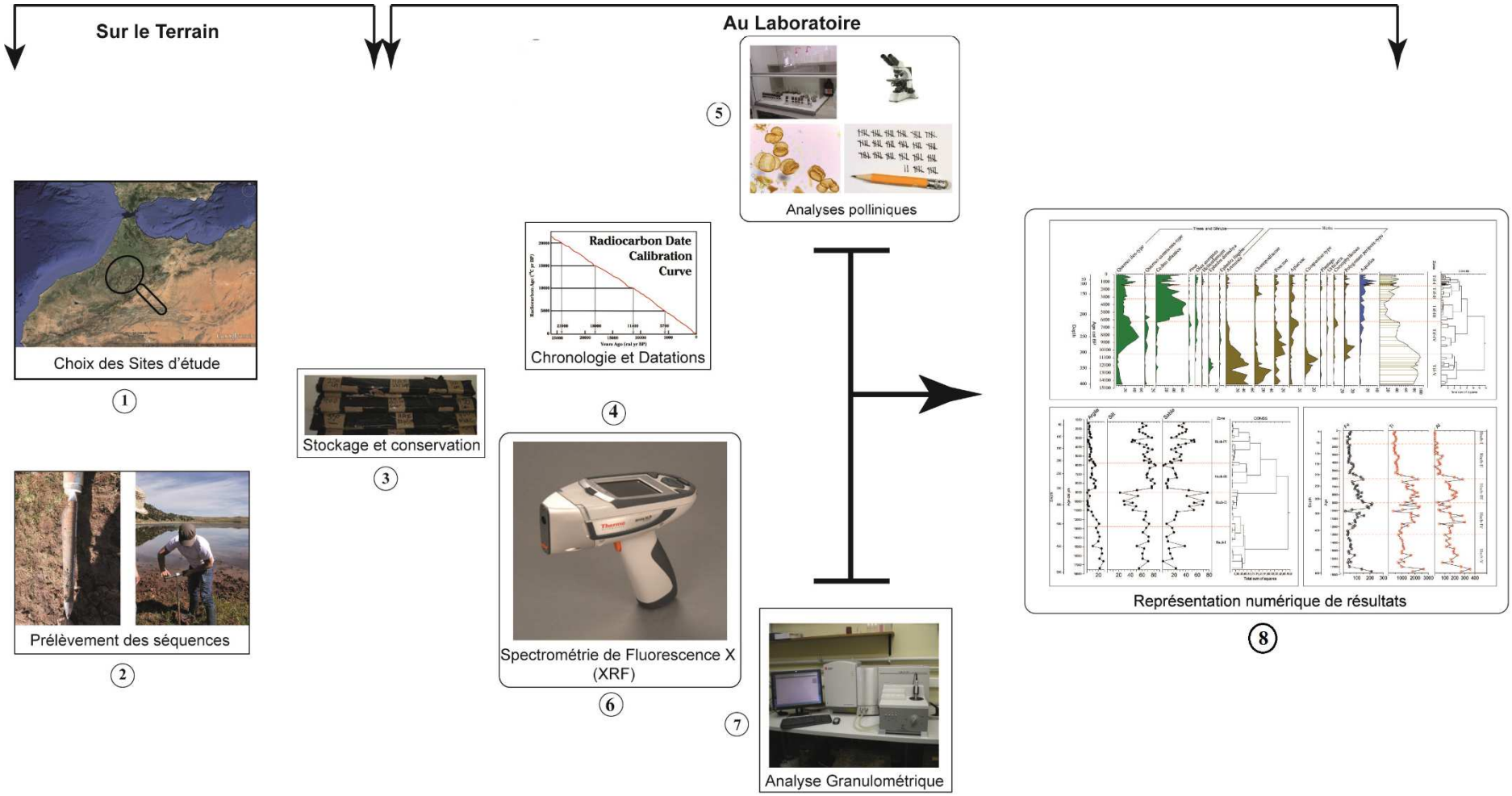


Figure 17: Schéma illustrant les différentes étapes de la méthodologie de reconstitution de paléoenvironnement

II.1. Choix des Sites d'étude.

Les surfaces de zones humides agissent comme de récepteurs de pollens issus de la végétation environnante. Les pollens se déposent et s'accumulent en même temps que la fraction sédimentaire. Les zones humides peuvent donc contenir des archives des changements environnementaux passés. Le Moyen Atlas, riche en zones humides (Lacs et marécages) naturelles, constitue notre zone d'étude. L'échantillonnage de trois séquences sédimentaires a été réalisé durant plusieurs missions de terrain sous la supervision scientifique et technique de professeur Ali Rhoujjati et de mes co-directeurs de thèse Carla Khater et Rachid Cheddadi.

II.2. Prélèvement des séquences

Trois séquences sédimentaires ont étés prélevées à l'aide d'un carottier russe (Figure 18) dans les sites de Ait Ichou (550 cm), Hachlaf (500 cm) et Tifounassine (550 cm) (décrit dans le chapitre I, Figure 13). Ces prélèvements ainsi que leur étude s'inscrivent dans un programme de recherche plus large qui vise à comprendre les dynamiques des écosystèmes en fonction des changements climatiques passés et plus particulièrement la paléoécologie des cédraies dans le Moyen atlas.

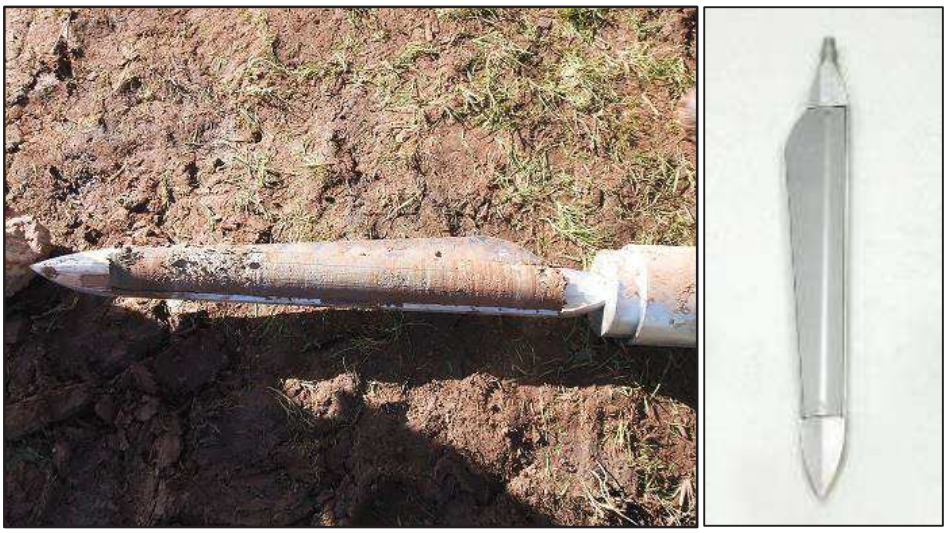


Figure 18: Carottier russe, avec une lame de 5 cm de diamètre.

II.3. Stockage et Conservation

Les sections des séquences sédimentaires sont emballées dans des films opaques et conservées à 4°C dans la carothèque de l'Institut des Sciences de l'évolution (ISEM) à l'université de Montpellier.

II.4. Chronologie et datations

Pour mettre dans un contexte temporel les trois séquences sédimentaires prélevées et afin de donner une chronologie aux changements majeurs dans l'évolution des écosystèmes et des climats passés, 21 échantillons ont été prélevés sur les trois séquences (Figure 19) et envoyés pour la datation au radiocarbone aux laboratoires de « Poznan Radiocarbon Laboratory » en Pologne et à « ARTEMIS » de Gif sur Yvette, France.

Figure 19: Prélèvements des échantillons pour la datation au radiocarbone.

Les dates ^{14}C obtenues par accélération de spectrométrie de masse (AMS) sont calibrées à l'aide de logiciel CALIB 7.1 en utilisant la courbe de calibration IntCal13 (Stuiver and Reimer, 2013) avec un intervalle de confiance 2σ ayant la plus forte probabilité. La chronologie de chaque séquence est obtenue par une interpolation linéaire entre les âges calibrés en utilisant les logiciels R (R development core team, 2013) et CLAM.1.0.2 (Blaauw, 2010).

II.5. Analyses polliniques

II.5.1. Les pollens outils de reconstitution de la végétation

Les grains de pollen, grâce à la nature très résistante de leur enveloppe externe appelé exine et qui est indestructible sauf par oxydation, sont émis en très grande quantité par les plantes et ensuite piégés dans les sédiments (tourbières, lacs, marais, etc.).

La palynologie, est l'étude de grains de pollens et de spores actuels. C'est l'outil principal que j'ai utilisé pour la reconstitution de la dynamique de la végétation, de la pression anthropique et pour estimer l'évolution de la diversité floristique.

II.5.2. Extraction des pollens fossiles

L'extraction des pollens a été réalisée au laboratoire selon le protocole expérimental décrit par Faegri et Iversen (1989):

Le but de ce protocole est d'extraire les grains de pollen fossiles en éliminant tous les débris organiques et minéraux.

- Les carbonates sont éliminés par l'acide chlorhydrique HCL (10%);
- Le tamisage permet d'éliminer les débris de végétaux;
- La matière organique est éliminé par la KOH (10%) à chaud (80 °C dans un bain-marie) durant 20 minutes;
- L'élimination de la fraction minérale s'effectue à l'aide d'une liqueur dense (ZnCl2 d'une densité de 1.8) et d'une centrifugation à 1500 tours/mn pendant 5 minutes;
- La cellulose ainsi que les restes de matière organique (amorphe) sont éliminés par acétolyse: mélange de 9 ml d'anhydre acétique et 1 ml d'acide sulfurique pendant 2 min à chaud 80°, la réaction est arrêtée par l'acide acétique;

- Le résidu final est dilué dans de la glycérine phénolée; son volume est mesuré à l'aide d'une pipette. Il est ensuite stocké dans un pilulier;

- Un prélèvement de 25 µl est effectué dans le culot final et monté entre lame et lamelle pour analyse du contenu pollinique au microscope optique.

II.5.3. Observation, identification et comptages des pollens

La lecture des lames se fait par balayage du culot monté entre lame et lamelle à l'aide d'un microscope optique (Leica DM750).

Les grains de pollen (Figure 20) ont été observés et déterminés à l'aide des objectifs grossissant 40 et 63.

L'identification des grains de pollen fossiles se fonde sur leur morphologie spécifique, la taille, les ornementations de l'exine, et les différents types des apertures. Les grains de pollen peuvent être déterminés au niveau de la famille ou du genre et plus rarement à l'espèce (Reille, 1990). Dans le cas des pollens de Poaceae par exemple, la forte ressemblance des grains de pollens aux niveaux spécifique et générique les rendent difficiles à distinguer et ils sont donc identifiés au niveau de la famille. En revanche certains taxons arborés, tels que *Cedrus atlantica* sont identifiables au niveau du genre facilement et le fait qu'une seule espèce est présente au Maroc, l'identification au niveau de l'espèce est de facto.

L'identification des grains de pollen rencontrés dans les différents niveaux (Figure 20) a été réalisée à l'aide de la riche collection de lames de références de l'ISEM en se référant aussi à l'atlas pollinique de Maurice REILLE (Reille, 1992) et aux conseils de mon directeur de thèse Pr. Rachid CHEDDADI.

Figure 20: Exemples des pollens identifiés ; **a**) *Quercus rotundifolia* ; **b**) *Cedrus atlanticaPinus;* **c**) *Pinus*.

(**a, b, c** : photographies J. Tabel).

Le comptage de 300 grains de pollen (pollens aquatiques exclus) par niveau est statistiquement représentatif pour établir un spectre pollinique. Dans les niveaux riches en grains de pollen le comptage de 3 lignes est suffisant pour atteindre plus de 300 grains de pollen, par contre certains échantillons ou les pollens ne sont pas bien conservés le comptage dépasse les trois lignes pour atteindre une somme de 300 grains. Certains niveaux ou le comptage de deux lames du même niveau n'atteignent pas plus de 100 grains ont étés considérés comme de niveaux stériles et ils sont éliminés des analyses.

Les pollens de taxons identifiés sont divisés en trois groupes :

- Les pollens arborés (AP) regroupent les pollens des arbres et arbustes (ex. *Cedrus atlantica et Helianthemum* respectivement).
- Les pollens non arborés (NAP) regroupent tous les pollens des herbacés (ex. Chenopodiaceae, *Artemisia…*).
- Les pollens des plantes aquatiques (ex. *Myriophyllum*, Ranunculaceae…).

II.6. Spectrométrie de Fluorescence X (XRF)

La spectrométrie de fluorescence X est une technique non-destructive, quantitative et qualitative qui permet l'identification et le l'estimation de la quantité de plus d'une vingtaine d'éléments géochimiques dont le numéro atomique « Z » est supérieur à 13. Le principe (Figure 21) est basé sur l'émission de rayons X pour exciter les atomes qui sont présents dans l'échantillon qui à leur tour émettent des rayonnements à énergie caractéristique de chaque élément présent, ensuite l'énergie et l'intensité de ces rayonnements sont mesurées. Les analyses XRF ont été réalisées au Laboratoire Géosciences à l'université de Montpellier en utilisant l'analyseur XRF portable de type (Niton XL3t 900 GOLDD) (Figure 21).

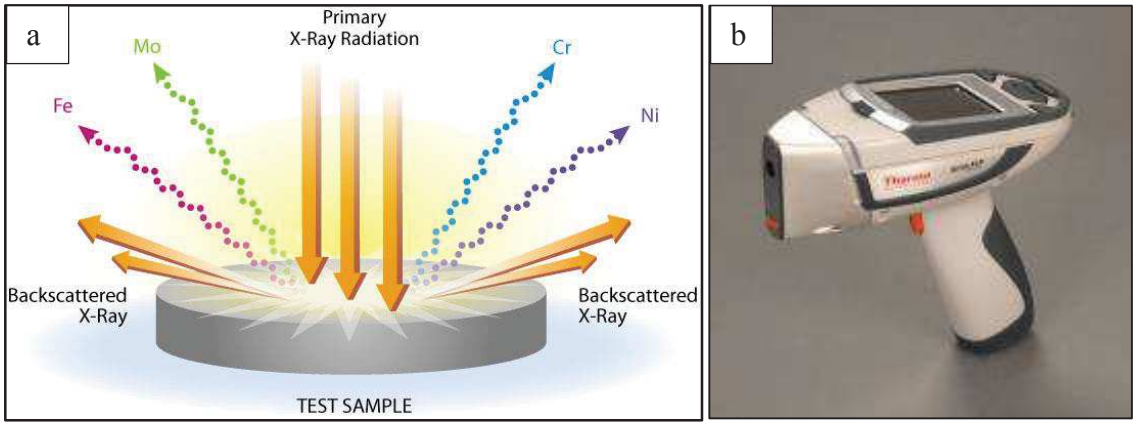


Figure 21: a) Principe de la fluorescence X; **b)** Analyseur XRF portatif Niton Xl3t

II.7. Analyse granulométrique

La granulométrie nous permet de mesurer la taille des fractions constituant les sédiments. Le granulomètre laser (Beckman Coulter LS13 320) (Figure 22) a été utilisé pour faire l'analyse granulométrique en phase aqueuse au sein du Laboratoire Géosciences à l'université de Montpellier. Les échantillons de sédiments sont versés dans le liquide aqueux Module (ALM) (Figure 22) du granulomètre muni d'un ultrason utilisé pour désagréger les particules sédimentaires.

Trois fractions granulométriques sont identifiées par l'analyse : Argile dont la taille varie entre (0.375-2µm), limon (2-63µm) et sable (63µm-2mm).

Figure 22: Beckman Coulter LS13 320

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur les séquences d'Ait Ichou et Hachlaf, elles ne sont pas menées sur la séquence de Tifounassine dont les sédiments sont tourbeux qui pourraient être interprétés comme des sables grossiers et pour éviter l'obstruction du coulter.

II.8. Analyses statistiques

II.8.1. Diversité et richesse palynologique

Du point de vue paléoécologique la reconstitution temporelle des changements de la biodiversité est très importante puisque la diversité des formations végétales est en partie le résultat de tout un processus historique (Lopez et *al.*, 2002). La diversité pollinique dans un échantillon et comment cette diversité varie d'un niveau à l'autre est une question d'intérêt, mais cette diversité ne peut pas être évaluée si les comptages polliniques ne pas standardisés afin de pouvoir comparer les niveaux les uns aux autres. La méthode de raréfaction (Birks et Line, 1992) permet d'estimer les variations temporelles de la richesse taxinomique dans une même séquence sédimentaire.

Elle permet d'obtenir la diversité pollinique en estimant le nombre de taxons polliniques qui pourraient être identifiés dans un échantillon si le nombre de pollens comptés était le même pour toute la séquence pollinique étudiée. On calcule pour chaque niveau un nombre théorique de taxons (E) si le nombre de pollen compté était le même (n), où (n) correspond au plus petit nombre de pollens comptés par niveau sur l'ensemble de la séquence. Une fois les comptages standardisés entre tous les niveaux, la raréfaction permet d'évaluer la richesse entre les niveaux même si le nombre des grains comptés est différent.

L'analyse de raréfaction a été réalisé à l'aide d'un script « R » écrit par mon directeur de thèse. Les résultats seront analysés en détail parallèlement aux analyses polliniques.

II.8.2. Zonation (Clustering)

Afin de décrire les changements environnementaux et la dynamique de la végétation à partir des assemblages polliniques, nous avons effectué une zonation des diagrammes à l'aide d'une méthode de hiérarchisation ordonnée hclust de « R » (R. Development Core Team, 2013) avec une pondération de distance de CONISS (Grimm, 1987). Cette analyse hiérarchique ordonnée permet de donner une description cohérente du diagramme pollinique, et par conséquent l'histoire de la végétation retracée. Les diagrammes polliniques sont ainsi découpés en zones polliniques en fonction des variations des principaux taxons. Une zone pollinique est définie par une série d'assemblages polliniques de niveaux voisins qui montrent une variabilité assez similaire.

II.9. Représentation numérique de résultats

Les résultats des analyses polliniques sont exprimés en pourcentages, valeurs relatives sur la somme pollinique totale de l'ensemble des plantes terrestres (AP et NAP) en excluant les plantes aquatiques et les taxons, tels que les Cyperaceae, qui peuvent être soit surreprésentés par rapport aux autres taxons soit présents sans relation évidente avec les changements climatiques mais simplement en fonction des conditions édaphiques locales. Ces taxons sont combinés avec les plantes aquatiques représentées dans les diagrammes polliniques. Les taxons ayant des faibles pourcentages ne sont pas représentés dans les diagrammes polliniques afin d'en faciliter la lecture. Seuls les taxons ayant des pourcentages significatifs sont représentés.

Les diagrammes polliniques, les graphes de résultats granulométriques et XRF ont été élaborés à partir de logiciel R (R. Development Core Team, 2013) et Tilia (2.0) (Grimm, 1992).

Chapitre III: Les changements environnementaux depuis la dernière période glaciaire

Environmental changes over the past 25,000 years in the southern Middle Atlas, Morocco

Jalal TABEL[1], Carla KHATER[2], Ali RHOUJJATI[3], Laurent DEZILEAU[4], Ilham BOUIMETARHAN[5], Matthieu CARRE[1], Laurence VIDAL[6], Abdelfattah BENKADDOUR[3], Majda NOUR EL BAIT[7], Rachid CHEDDADI[1].

[1]Université de Montpellier, Institut des Sciences de l'Evolution, UMR UM2-CNRS-IRD 5554, Montpellier, France

[2]Center for Remote Sensing, National Council for Scientific Research in Lebanon, Beirut, Lebanon

[3]Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences et Techniques, Gueliz Marrakech, Morocco

[4]Université de Montpellier, Géosciences Montpellier, CNRS/INSU, UMR 5243, Montpellier, France

[5]MARUM — Centre for Marine Environmental Sciences and Department of Geosciences, University of Bremen, PO Box 330 440, D-28334, Bremen, Germany

[6]Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545 Aix en Provence, France

[7]Université Chouaib Doukkali. Laboratoire Géosciences marines et sciences des sols. Faculté des Sciences El Jadida. Maroc.

Abstract

A new fossil record from the southern Middle Atlas spans continuously the last 25,000 years and provides evidence of an increased amount of snow precipitation during the last glacial period and a warm early Holocene with rather dry climate conditions. This environmental reconstruction is based on a multi-proxy approach that integrates pollen, micro-charcoals, grain size and geochemical analysis. During the last glacial period we observe a strong presence of aquatic plants species which nowadays flower during late spring and summer. These occurrences are related to an increased amount of snow precipitation on the surrounding mountains which fed the marsh during the summer season. Although the early Holocene reveals a slight and steady expansion of the Mediterranean oaks, the semi-arid *Artemisia* steppe remained dominant in the landscape until 6.8 ka cal BP. Thus, the Early Holocene seems to have been less humid than elsewhere in Northern Africa. The Atlas cedars began to establish around 6 ka cal BP. It indicates that the amount of annual rainfall increased after the mid-Holocene. The late Holocene is marked by an increase of fire events, which may be related to a strengthening of the dry season and/or a higher seasonality.

Keywords: Last Glacial Maximum; Morocco; *Cedrus atlantica*; pollen; Mediterranean environments.

Introduction

Little is known about climate variability over the Mediterranean borderlands since the last glacial period because of the scarcity of sedimentary archives mainly due to the high aridity of the southern edge which affects strongly the preservation of climate bio-indicators (pollen, macro-remains, ostracods, diatoms etc.). In addition, paleoenvironmental studies from across the Mediterranean basin show that the past climate changes were neither synchronous throughout the region nor comparable in their amplitude of change (Peyron *et al.*, 1998; 2011; 2013; Guiot *et al.*, 1999; Roberts *et al.,* 2001; 2011; Magny *et al,*. 2002; 2012a; Tzedakis, 2007). These studies highlight interesting mismatches between the temperate European latitudes and the Southern rim of the Mediterranean basin, which are potentially related to the stronger effect of the Mediterranean Sea, as a source of moisture, and the north African continent. Over the southern rim of the Mediterranean Sea, climate of Morocco is not only influenced by the Atlantic ocean as is the case of the temperate European continent and by the Mediterranean Sea but also by the arid Sahara (Knippertz *et al*., 2003). As a consequence of this climatic diversity, Morocco (Rif and Atlas Mountains) is lying within a major biodiversity hotspot area (Médail and Quézel, 1997; 1999) with several endemic plant species, such as the emblematic *Cedrus atlantica* ((Endl.) Manetti ex Carrière) which is presently considered as an endangered species (IUCN red list 2013; Thomas, 2013). Nowadays, the threat on these endemic species is not only related to the increasing aridity in the Mediterranean over the last century (Hoerling *et al.*, 2012) but also to the velocity of climate changes over just a few decades (Giorgi and Lionello, 2008; Giannakopoulos *et al*., 2009) and to the ever persisting and even increasing human pressure on the ecosystems and their related environment during the last centuries (Cincotta *et al*., 2000).

Previous studies in North Africa showed that the last glacial period was arid (Street and Grove, 1979; Gasse *et al*., 1990). It was also the case for European glacial climate sulikely forced by changes in the North Atlantic surface conditions, which control the moisture availability over both Europe and North Africa (Haslett and Davies, 2006). Palynological records spanning the last glacial period from the Middle Atlas confirmed the prevalence of such arid climate and showed that drought-tolerant species have dominated the landscape (Cheddadi *et al*., 2009; Rhoujjati *et al*., 2010; Nour El Bait *et al*., 2014). Thus, broadly in the context of the last glacial period, Northwest Africa seems to have undergone a similar cold and dry climate period as the one recorded in Europe (Jullien *et al.*, 2007; Bouimetarhan *et al*., 2012).

In Europe, a warmer and wetter climate prevailed during the Holocene (Seppä and Birks, 2001; Davis *et al*., 2003) while the patterns and trends of precipitation seem to have been more complex on the northern edge of the Mediterranean (Peyron *et al*., 2011; 2013; Magny *et al*., 2012b). The "typical" Mediterranean climate, with hot and dry summers and wet and frost-free winters, has been established after the mid-Holocene (Roberts *et al*., 2001; Jalut *et al*., 2009). Several studies suggest then a sustained increase in aridity after ~5.5 ka cal BP in the Western Mediterranean (Jalut *et al*., 1997; 2000; 2009; Sadori and Narcisi, 2001; Sadori *et al*., 2008; Carrión *et al*., 2010) and in the Eastern Mediteranean (Fontugne *et al*., 1994; Schilman *et al*., 2001). In addition to this natural climatic trend towards lower water availability, human impacts on the Mediterranean landscapes began to be recorded significantly after ~6 ka cal BP (Pantaléon-Cano *et al*., 2003; Jalut *et al*., 2009; Sadori *et al*., 2011; Mercuri *et al*., 2011) leading to more complex interactions between climate and ecosystems. In Morocco, there seem to be an important time lag in the human activities between low (Zapata *et al*., 2013) and high altitude mountains (above 1500 m asl) such as the Middle Atlas (Lamb *et al*., 1991) where the forest cover began to be significantly impacted due to the use of wood, especially during the last two millennium (Cheddadi *et al*., 2015).

Most of our knowledge of climate change in northern Africa is restricted to the Holocene period (Reille, 1976; Ben Tiba and Reille, 1982; Lamb *et al*., 1991; 1995; 1999; Salamani, 1993; Lamb and van der kaars 1995; Cheddadi *et al.*, 1998; Ballouche, 2001; Rhoujjati *et al*., 2012) while the last glacial maximum and the post-glacial periods remain less known. This may partially be related to the small number of suitable sites with long and continuous records, especially on the southern edge of the Mediterranean. The overall aim of this study is to contribute to a better understanding of the last glacial period and the Holocene environmental history of Middle Atlas, Morocco. We have used a combination of bio- and geo-indicators from a continuous and well dated core retrieved in the Middle Atlas, Morocco, to reconstruct the environmental changes over the last 25,000 years. These results are compared with other palaeoenvironmental and paleoclimatic reconstructions from Middle Atlas and elsewhere in the Mediterranean region in order to understand the effects of past climates changes on the Moroccan ecosystems dynamics, and to assess vegetational response to climatic changes. We address the question whether the early Holocene was humid or dry in the Middle Atlas, and we focus our attention on the dynamics of *Cedrus atlantica,* especially, in the southern part of Middle Atlas during the last glacial period and the early Holocene.

Site description

Ait Ichou is a swamp (32°41' N, 5°33' W, ~1560 m asl) located in the Southwestern part of the Middle Atlas Mountains of Morocco (Fig. 1) in the province of Khenifra.

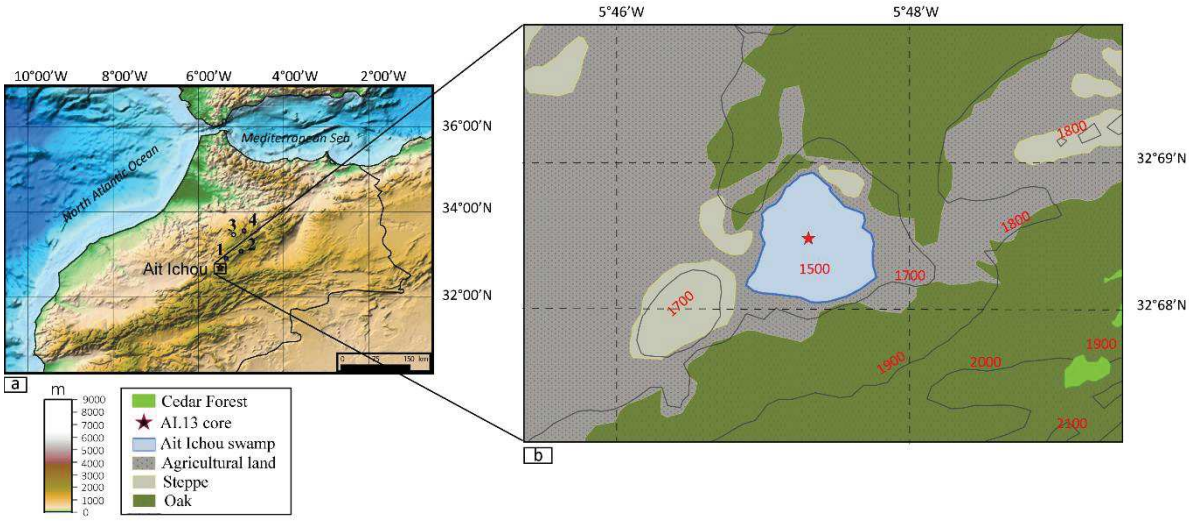


Figure 1: (a) Location of the studied sequence core AI.13 in the Middle Atlas marked by a star. Other cores discussed in the text are also illustrated **1:** Tigalmamine (Lamb and van der Kars, 1995); **2:** Sidi Ali (Lamb *et al.,* 1999); **3:** Ras El Ma (Nour El Bait *et al*., 2014); **4:** Ifrah (Cheddadi *et al*., 2009; Rhoujjati *et al*., 2010). **(b)** Simplified phytoecological map showing the location of the Ait Ichou marsh and the main vegetation types around the site.

The geological outcrops around the site are ranging from Paleozoic to Quaternary and are dominated mainly by Palaeozoic sandstone, schist, quartzite, doleritic basalt and Triassic red beds. Today the area is under a Mediterranean climate. The rainy season lasts from November to March with an annual amount of precipitation between 600 and 800 mm. Mean air temperatures for January and July are 2.5°C and 20°C, respectively (Martin, 1981). Today, the Ait Ichou swamp is surrounded mainly by an evergreen oak forest (*Quercus rotundifolia*), and by scattered population of *Cedrus atlantica* (Fig. 1) at higher altitudes (1900 m asl). Apart from the dominant oak forest, the vegetation cover is composed of other evergreen trees such *Olea europaea* and *Pinus halepensis,* and an open xerophilous shrubland of Chenopodiaceae, Caryophylaceae, Poaceae and Asteraceae. The vegetation around the swamp is strongly affected by the local inhabitants who exploit the area for pasture, crop production, and different domestic uses.

Material and Methods

The ~550 cm long sediment core AI.13 was extracted (May, 2013) from the Ait Ichou swamp (Fig.1) from the center of the marsh with a Russian corer. The basal section of the core has reached bedrock. The sediment stratigraphy (Fig. 2) was described by visual observation on the field during core extraction. It is consists of a continuous sedimentation of organic peat, compact clayey silt and fine clay silt, which contain which contain mainly plant remains and minute mollusk shells (Fig.2). The core segments were wrapped in Clingfilm and stored in a cold storage room at 4°C.

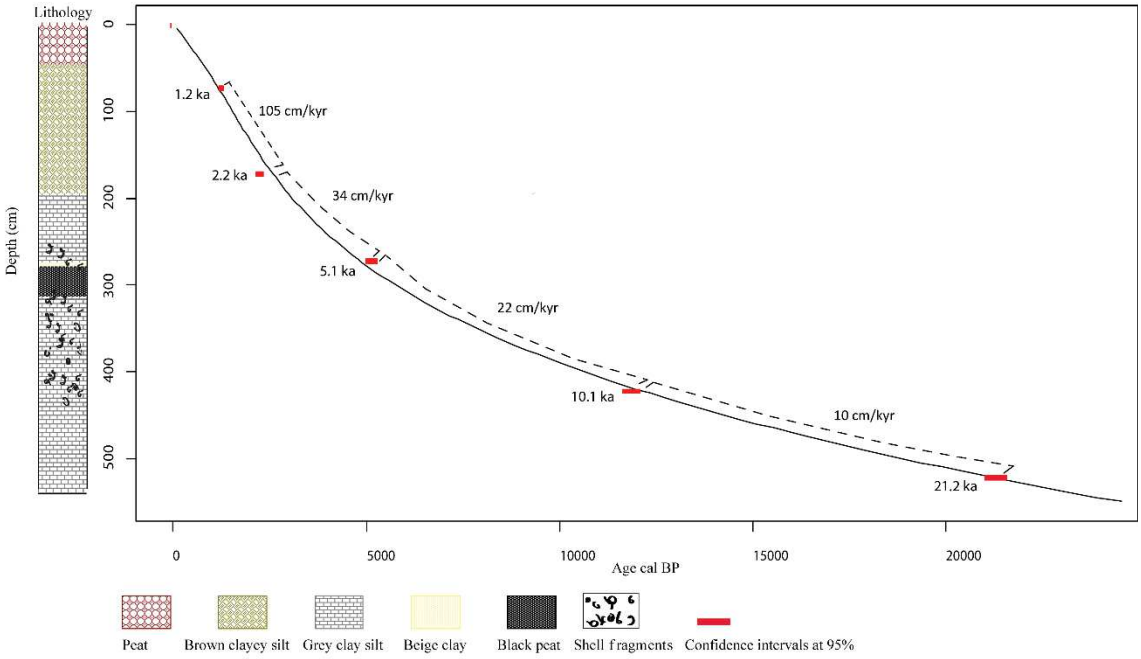


Figure 2: Age-Depth model based on five radiocarbon dates and corresponding lithology of core AI.13. Sedimentation rates are indicated in dotted line.

Chronology

Five AMS radiocarbon dates were measured on organic bulk sediments at the Poznañ Radiocarbon Laboratory (Poland) (table 1). Calibration was performed using the Calib 7.1 software and the calibration data set Intcal13 (Reimer *et al*., 2013). The age-depth model (Fig. 2) was obtained using a 3rd order polynomial fit based on the calibrated ^{14}C dates using R software (R Development Core Team, 2013).

Table 1: Conventional radiocarbon ages and median probability of calibrated dates obtained for core AI.13

Lab code	Depth (cm)	Material dated	14C Age yrs BP	Calibrated age (cal BP, 2σ)	Median probability (BP, 2σ)
Poz-56685	72	Organic sediment	1285±25	1181-1281	1236
Poz-56686	172	Organic sediment	2230±40	2151-2336	2232
Poz-56687	272	Organic sediment	4470±35	4974-5289	5161
Poz-56688	422	Soil	10180±50	11628-12074	11874
Poz-56689	522	Soil	17600±80	20982-21560	21276

The estimated hard-water effect in the nearby lake of Tigalmamine (Lamb and van der Kaars, 1995; Lamb *et al*., 1995) is approximately 400 years. Lake Tigalmamine is located at about 20 kms north of the site of Ait Ichou (Fig. 1). Unlike Tigalmamine, Ait Ichou is rather a temporary marsh where most of the organic matter originates from continental plants surrounding it. The dating have been obtained from the organic matter content of the bulk sediment. Thus, potential hard-water effects on the obtained ^{14}C dates have not been evaluated, they should be negligible. The Ait Ichou (AI.13) record covers the last 25000 years continuously.

Pollen analysis

Pollen preparation and analysis of 74 sub-samples were performed at ISEM, Montpellier, and followed standard procedures (Faegri and Iversen, 1989) using cold HCl, (10%) and KOH (10%) to remove carbonates and soluble humic acids, respectively. In order to remove the organic matter and clean the surface of the pollen grains acetolysis has been applied. Heavy liquid (ZnCl2) with a 1.8 density to recuperate pollen, and hot acetolysis at 80°C for 2 min to remove remaining organic matter. The pollen residue was diluted by mixing with a known volume of glycerin in order to mount the slides for the pollen count under the optical microscope (Leica DM750). Pollen grains were identified following reference collection of Montpellier University, France, and Reille's (1992) pollen atlas. The mean total pollen sum per sample is about 350 grains, excluding aquatic plants. The Tilia program (Grimm, 1992) was

used for plotting the pollen diagram (Fig. 3). Seven samples containing less than 100 pollen grains were removed from the data-set. Pollen relative abundances were expressed as percentages of the total pollen sum, which included trees, shrubs and herbs but excluded local aquatic plants (*Myriophyllum, Ranunculus* and *Polygonum amphibium*).

Grain size analysis

87 samples from core AI.13 were analyzed for their grain size at the geosciences laboratory (Montpellier, France) using a Beckman-Coulter LS13 320 laser diffraction particle-size analyzer Grain size measurements were applied on fine sediment fraction (<2 mm) (Fig. 4). The ranges of three grain size fractions identified are as follows: Clays (0.4- 2 µm), Silts (2-63 µm) and Sand (63 µm-2 mm).

X-ray fluorescence (XRF) analysis

Major elements analysis has been undertaken on the fresh core sediment using a handheld XRF spectrometer (type Niton Xl3t 900 GOLDD) at 5 cm resolution. XRF scanning data are considered to be semi-quantitative (Croudace *et al*., 2006; Richter *et al*., 2006; Weltje and Tjallingi, 2008). Only five elements (Fe, Ti, Al, Pb, and Ca) (Fig. 4) were considered because of their significant changes related to watershed weathering. The international powder standards (MESS-3 and WS-E) were used to assess the analytical error and accuracy of measurement, which are lower than 10 % for Fe, Al, Ti, Pb and Ca. Tests of repeatability show a RSD error on the precision of measurement lower than 2 %.

Results

The pollen diagram reveals four time spans (or pollen zones) with different ecosystem composition (Fig. 3). These different pollen assemblages are identified by a numerical method based on a classified cluster analysis (Ward, 1963; R Development Core Team, 2013). This cluster analysis allows a coherent description of the vegetation dynamics over the past 25 millennia. The four pollen zones (AI.1; AI.2; AI.3 and AI.4) correspond (within the age model uncertainties) to the following time periods ~25 to 11.7 ka cal BP, ~11.7 to 6.8 ka cal BP, ~6.8 to 4.5 ka cal BP and ~4.5 ka cal BP to the present day (Fig. 3).

The pollen data suggest a predominance of herbaceous taxa before ~11.7 ka cal BP with percentages varying from 75 to 90% (Fig. 3). They include drought-tolerant taxa such as

Artemisia (20-60%), Chenopodiaceae (20-40%) and a low presence of *Centaurea,* Poaceae and Apiaceae (Fig. 3). *Artemisia* grows currently in arid environments where annual rainfall is less than 350 mm/year, tend to decrease in the end of the AI.1 zone. The arboreal pollen percentages (10-25%) are essentially represented by *Quercus rotundifolia*, *Quercus canariensis* and *Pinus*. Aquatic plants (*Myriophyllum, Ranunculus* and *Polygonum amphibium*) are present during this period with maximum percentages of 30% recorded during the Last Glacial Maximum (LGM).

Grain size analysis shows that the sediment is rather silty (80%) in the AI.1 pollen zone, sandy grains are not detected (Fig. 4). The silt and clay tend to decrease towards the top of AI.1 zone. Similar trend is observed within the concentrations of Fe, Ti, Al, and Pb. Ca and Sr show a similar same trend. The average temporal resolution between two samples is estimated at ~500 years (for pollen and XRF analysis) in the interval from ~25 to 11.7 ka cal BP.

The Holocene (~11.7 ka cal BP to present) is subdivided into 3 zones: AI.2, AI.3 and AI.4 (Fig. 3). The AI.2 zone (~11.7 to ~6.8 ka cal BP), which corresponds to the early Holocene is marked by a first phase of expansion of tree taxa with an increase of the arboreal pollen grains (AP) from 20% to 50%. This is, mainly due to the spread of *Q. rotundifolia* and *Q. canariensis* around the site. *Pinus* and *Olea* are present with low percentages. The AI.2 zone is characterized by the expansion of *Artemisia* (20-40%). Poaceae and Apiaceae show an increase (10%) while aquatic plants regress steadily towards the end of the AI.2 zone. The ratio of "Ca/Ti" shows a high increase, which is correlated with the increasing of sandy fractions (Fig. 4) and shell fragments occurrence (Fig. 2). In contrast, clayey and silty fractions show a decrease.

The period lying between 6.8 and 4.5 ka cal BP (AI.3), is marked by an expansion (50% to 90%) of the following tree taxa: *Quercus rotundifolia, Quercus canariensis* and *Pinus* with the beginning of spread of *Cedrus atlantica* (2-5%). Poaceae and Apiaceae decrease markedly (~20 to ~2%) during this time interval while other herbaceous taxa (Chenopodiaceae and *Centaurea*) exhibit low values. Aquatic plants are quasi-absent. The grain size fractions remain comparable to the previous pollen zone while the geochemical elements (Ti, Fe and Al) decrease and reach their minimum values between 7 and 6 ka cal BP (Fig. 4). The regression of these terrigenous elements is coeval with the high expansion of arboreal pollen (90%) (Fig. 3 and 4).

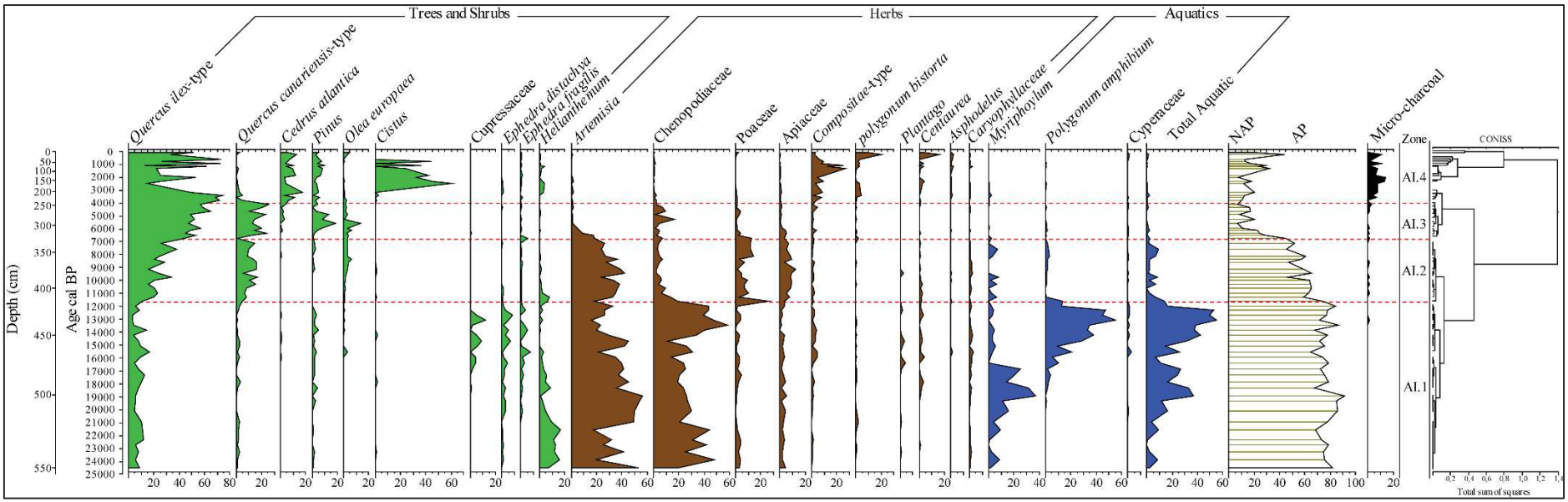


Figure 3: Pollen diagram of Ait Ichou showing the relative abundances (%) of the main pollen taxa identified in the AI.13 record, non-arboreal pollen (NAP) and arboreal pollen (AP), Percentages of aquatic pollen and micro-charcoal.

From 4.5 ka cal BP and up to the present day (AI.4) a strong disturbance of the oak (*Q. rotundifolia, Q. canariensis*), and pine forests (*Pinus*) is observed, the cedar forest (*Cedrus atlantica*) show a slight decrease after 3 ka cal BP, accompagned by expansion of fire-tolerant species (*Cistus*) and herbaceous taxa (Compositeae, and *Centaurea*). The average temporal resolution for pollen and XRF analysis is estimated at ~285 and ~190 years over the Holocene period, respectively. The geochemical elements (Ti, Fe, Al and Pb) as well as clays and silts show a salient increase while Ca decreases (Fig. 4). The ratio of "Pb/Ti" (Fig. 4) shows a low enhancement compared with the bottom of the sequence.

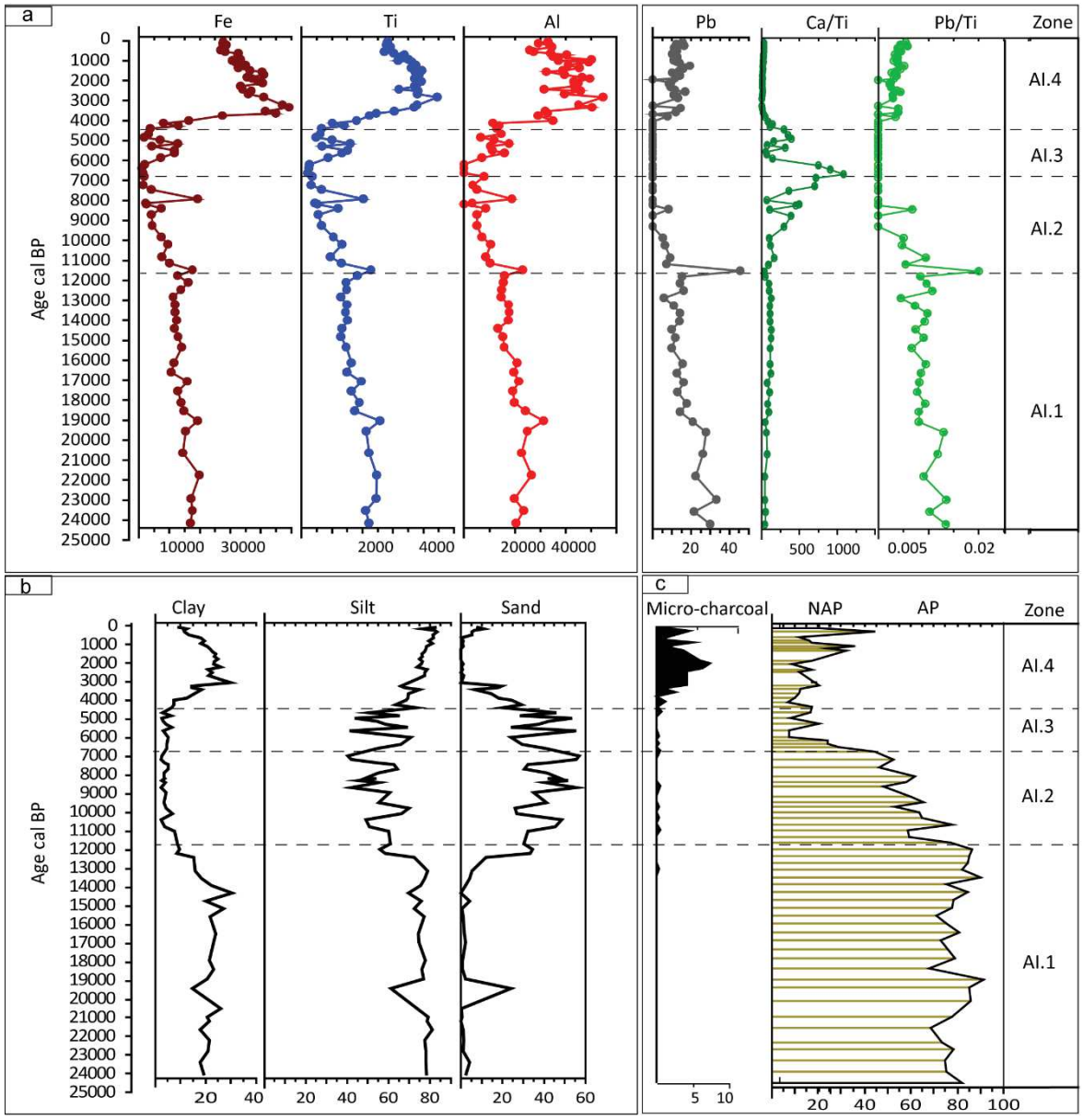


Figure 4: (a) Downcore variations of geochemical elements concentration (ppm) (Fe, Ti, Al, Pb, and ratios of Pb and Ca to Ti); **(b)** percentages of sediment fractions (Clay, Silt and Sand) and **(c)** Percentages of micro-charcoals, Non arboreal pollen (NAP) and arboreal pollen (AP) percentages.

Discussion

The multi-proxy approach used in the present study (pollen, micro-charcoals, geochemical content and grain size elements (Fig. 3 and 4)) allowed us to investigate the ecosystems dynamics and the land surface changes of the catchment area in relation with the past climate changes over the past 25,000 years.

Pollen data indicates that during the last glacial period the vegetation surrounding the site was dominated by an herbaceous steppe (*Artemisia* and Chenopodiaceae). The *Artemisia* and Chenopodiaceae are characteristic of arid climates with cold winters and dry summers, and occur together under similar seasonal precipitation conditions but differ in their moisture requirements. The fluctuations in the proportions between the both pollen type *Artemisia* and Chenopodiaceae (Fig. 3) may be related to a changes in winter moisture conditions within dry summer conditions (El-Moslimany, 1987). Today in Morocco, such ecosystem types occur in semi-arid zones which are located either in warmer (towards the South) or colder (mountains) areas where in both cases the annual precipitation is rather low (less than 450 mm/year, Aïdoud *et al.,* 2006).

During this arid time period, the pollen record shows that the aquatic plants (*Ranunculus Myriophyllum* and *Polygonum amphibium)* were rather strongly present in the swamp (Fig. 3). The timing of these occurrences of aquatic plants is well correlated with the maximum of global ice volume recorded in the benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record (Fig. 5) from Portuguese margin marine core MD95-2042 (Shackleton *et al*., 2000). They are as well correlated with the low annual sea surface temperatures (SST) (Fig. 5) reconstructed on the MD04-2805 CQ marine core from the northernmost part of the Moroccan margin (Penaud *et al*., 2010).

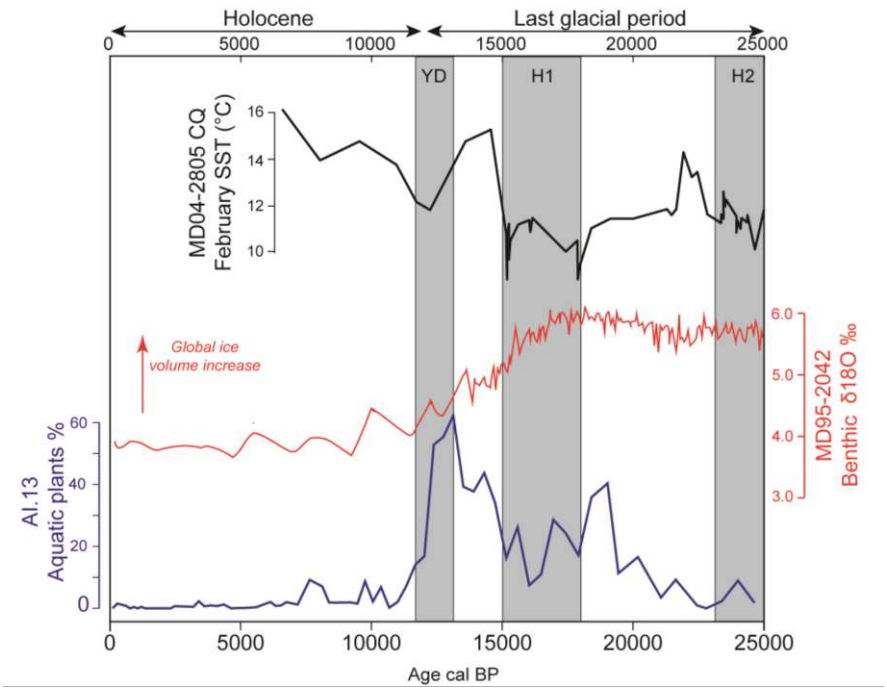


Figure 5: Comparison between the Ait Ichou pollen data **(a)** Pollen percentage of aquatic plants from AI.13 record; **(b)** Benthic oxygen isotope record from MD95-2042 (Shackleton et al., 2000) and **(c)** February SST reconstruction based on foraminifera from MD04-2805 CQ, Moroccan margin. (Penaud *et al*., 2010).

The Last glacial maximum (LGM) is characterized by a maximum global ice volume (Mix *et al*., 2001). The Moroccan mountains were also covered with an extensive ice volume. Snow precipitations were more important than in current winter seasons (Mark and Osmaston, 2008) but up to ~2000 m asl, snow did not accumulate in long-lasting ice caps, except on the High Atlas (e.g. Mount Toubkal, 4167 m asl) and an important amount of winter accumulated snow did melt during the summer season (Awad, 1963). The snow line is estimated at *c*. 2400 m asl, in the Middle Atlas, and *c*. 3300-3500 m asl in the High Atlas, during the glacial phase (Awad, 1963; Hughes *et al*., 2004). Ait Ichou swamp located at 1560 m asl, is surrounded by mountains that reach up to 2000 m asl (Fig. 1 and 6).

The aquatic plants found in the pollen record (*Ranunculus, Myriophyllum and Polygonum amphibium*) flower between May and September. They are not found today on the site most probably due to the low water availability during the summer season. During the last glacial period, the snow melting during late spring and early summer fed the marsh with water through the ravines which provided a favorable environment for summer flowering aquatic plants (Fig. 6).

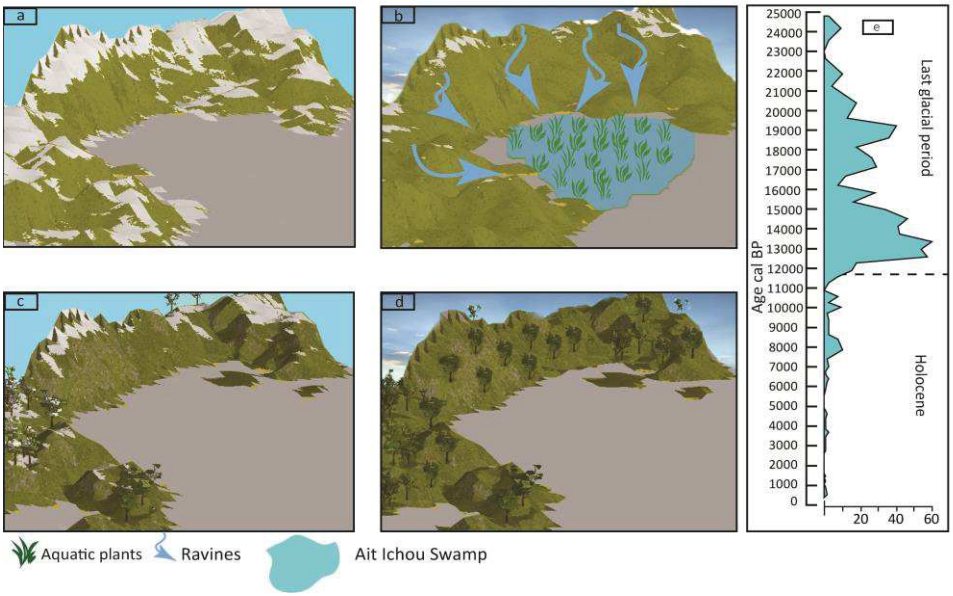


Figure 6: Geological schema of the Ait Ichou marsh and surrounding mountains; **(a)** Snow accumulation during the last glacial period; **(b)** Snow melt into the marsh through the ravines during late spring and summer of the last glacial period with presence of aquatic plants; **(c)** Low volume of snow in winter during the Holocene with much reduced amount of aquatic plants; **(d)** Absence of water in the marsh during late spring and early summer preventing aquatics from blooming; **(e)** Percentages of aquatic plants.

At the same time, the overall annual amount of rainfall was probably low since the forest species remained restrained and only some reduced or/and scarce populations of tree taxa such as *Pinus* and *Quercus rotundifolia* have persisted in the area (see pollen diagram, Fig. 3) probably due to some local available moisture from the melting snow. Nowadays, *Pinus* and *Quercus rotundifolia* are the dominant tree taxa around the Ait Ichou marsh.

The sediments deposited during the last glacial period and identified in the grain size analysis (Fig. 4) are composed of clay and silt particles that are rich in Fe, Al, and Ti. This reveals important erosion processes around the marsh from the catchment area which was poorly covered by vegetation. In general, a low density vegetation cover in a mountainous area leads to a greater soil weathering and, as is the case of the Ait Ichou marsh, probably a low energy transport of particles into the site due to a progressive snow melting during the summer season.

In the late-glacial period (~14.7 to 12.7 ka cal BP), our record reveals a decline of the proportion of aquatic plants (Fig. 3). This could be linked to an increase of the winter snow precipitation on the surrounding mountains and a subsequent increase in the amount of water runoff during summer (Fig. 6).

The cold Heinrich events (H1 and H2) and the Younger Dryas (YD) which have been clearly detected in marine records from the North Atlantic (Turon *et al*., 2003; Naughton *et al*., 2007; Penaud et al., 2010) and the Mediterranean sea (Cacho *et al*., 1999; Combourieu Nebout *et al*., 2002; 2009; Fletcher *et al*., 2010) are not observed in the Ait Ichou record. One should state that this is the case for other records from the Middle Atlas Mountains which span the LGM (Cheddadi *et al*., 2009; Rhoujjati *et al*., 2012). The pollen and geochemical data (Fig. 3 and 4) from AI.13 record do not show any obvious disturbance that may have affected the vegetation and/or in the catchment area (Fig. 3 and 4) in response to these global events. This observation can probably be explained by the high resilience of the dominant steppe vegetation (*Artemisia* and Chenopodiaceae) to arid and cold conditions which result in very little disturbance of predominant ecosystems to these abrupt cooling episodes.

The rather semi-arid conditions seem to have persisted in the area during the early Holocene until ~7 ka cal BP as shown by the strong presence of the drought-tolerant species (fig 3). Both evergreen and deciduous oaks (*Q. rotundifolia*-type and *Q. canariensis*-type) started to expand in the area at the beginning of the Holocene (around 11.5 ka cal BP). Analogous ecosystems were observed in other Middle Atlas pollen records from Ras El Ma (Nour El Bait *et al*., 2014) and lake Ifrah (Cheddadi *et al.*, 2009; Rhoujjati *et al*., 2010). Thus, the early Holocene was regionally warmer with probably lower annual precipitation than today (Cheddadi *et al*., 1998). The low moisture availability in the early Holocene may explain, at least partially, the delayed expansion of Atlas cedars in the vicinity of the studied site. In the Ait Ichou record we observe a strong presence of shell fragments and, as a consequence, a higher content of carbonates in the sediment during the AI.2 zone (see ratio Ca/Ti in figure 4). Today, these mollusk shells are found in several lakes of the Middle Atlas (Iffer and Afourgah) (Nour El Bait, 2014) where summer evaporation is very significant. The fractions size greater than 63 µm (sand) (Fig. 4) results from the biogenic content of the shell fragments rather than from an increased erosion rate of the mountain slopes.

Such warmer than today Early Holocene conditions have also been reported elsewhere in the Mediterranean e.g., in Tenaghi Philippon in north-eastern Greece (Pross *et al*., 2009), in

southern Portugal (Fletcher *et al*., 2007), in south-western Sicily (Tinner *et al*., 2009) and in North of Italy (Baroni *et al*., 2006).

A major break in the ecosystems composition occurs after ~7 ka cal BP when the conifers *Pinus* and *Cedrus atlantica* began to spread in the area and when the evergreen oaks (*Q. rotundifolia*-type) expanded noticeably. At the same time, the drought-tolerant *Artemisia* is no longer present in the pollen record. The expansion of the conifer/sclerophyllous mixed forest strongly suggests an increase in the overall annual precipitation as already observed in Tigalmamine (Lamb and Van der Kaars, 1995) and then reported in a quantitative climate reconstruction from the same site (Cheddadi *et al*., 1998). The annual precipitation after ~6.5 ka cal BP was higher than during the early Holocene in the southern part of the Middle Atlas. As already observed in Tigalmamine (Lamb and Van der Kaars, 1995) and in Sidi Ali (Lamb *et al*., 1999), Atlas cedar did not expand during the early Holocene. Our pollen record, which encompasses a longer time period than that of both Tigalmamine and Sidi Ali, shows that *Cedrus atlantica* was not present in the surrounding area whilst it is the case in the more northern site of Ras El Ma (Nour El Bait *et al*., 2014) and Ifrah (Cheddadi *et al*., 2009; Rhoujjati *et al*., 2010). This may explain its later expansion in the southern part of the Middle Atlas including Ait Ichou and Tigalmamine.

When *Cedrus atlantica* expanded after ~6 ka cal BP, the aquatic taxa were no longer present in the pollen assemblage. This is not related to a decrease in the annual rainfall in winter but rather to the highly reduced amount of snow on the surrounding mountains, which prevented the marsh from being water fed during the flowering summer season.

After ~4.5 ka cal BP, the amount of micro-charcoals increased substantially, reaching maxima values between c. 3 and 1.5 ka cal BP, and persisted over the following thousands of years (Fig. 3). The presence of charcoal in the fossil records is usually related to the occurrence of fire nearby (Ohlson and Tryterud, 1999).

Fires are generally related either to human activities (e.g., to clear the forests for agriculture) or to droughts (Linstädter and Zielhofer, 2010). In northern Africa, the long term fire dynamics, the history of anthropogenic activity and climate change are closely related (Reale and Dirmeyer, 2000). A recent environmental study in the Middle Atlas showed that human activities were rather minor until ~2 ka cal BP (Cheddadi *et al.*, 2015) excluding human activities as the main triggering factor of fire right after ~4.5 ka cal BP. The Ait Ichou record

shows that fire has strongly impacted the landscape in the past ~4500 years. The evergreen oak, *Q. rotundifolia*, not only decreased but also fluctuated strongly over the past 3000 years, but the most severe effect has been observed on the deciduous oak, *Q. canariensis,* which has been clearly reduced. In contrast, the pioneer species, which spread after landscape degradation, or species favored by fires such as *Cistus*, became significantly present. *Cedrus atlantica* has decreased slightly after c. 3 ka cal BP. The extreme longevity of *Cedrus atlantica* which has probably prevented its more severe decline, and apparently allowed them to persist through the arid periods. The hot, dry summers in the Mediterranean region make much of the region prone to fires (Linstädter and Zielhofer, 2010). The increase of micro charcoals especially after ~3000 years is potentially related to either an increase of summer aridity over the year or to stronger winter/summer seasonality. In both cases, the spread of natural fires may be favored. During the same period of time we observe also an increase of terrigenous input (Fig. 4) and de facto the sedimentation rate (Fig. 2). This is related to accelerated soil erosion during a longer dry season than during the early Holocene. The terrigenous input is even higher than during the last glacial period due to a double source of erosion namely wind during the dry season and runoff during winter, although, potential aeolian contributions cannot be excluded. Such strong seasonal contrast characterizes the typical Mediterranean climates. The fire regime at the Lower Moulouya Basin, NE Morocco (Linstädter and Zielhofer, 2010) has been related to an abrupt climatic shift between the 5th and 4th millennium BP (Sadori *et al*., 2008; Carrión *et al*., 2010). The fire's origin in the southern part of the Middle Atlas was probably triggered by natural factors (climate) rather than driven by human activities. Our data support previous studies which show that the Mediterranean climate became more arid after ~4.5 ka cal BP (Jalut *et al*., 1997, 2000, 2009; Finné *et al*., 2011; Pérez-Obiol *et al*., 2011) as most of the NW African region (Bouimetarhan *et al*., 2009, Nizou *et al*., 2010).

Human disturbances in the Mediterranean are often expressed through the presence of cultivated plants such as cereals and olives (*Olea europaea*) or taxa related to human presence such as *Asphodelus, Urtica, Plantago* and *Rumex* (Sadori *et al.,* 2011). These anthropogenic indicators have not been detected in the Ait Ichou pollen record (Fig. 3) during the last 4000 years. Moreover, the concentration of chemical elements such as lead (Pb), which are often associated with metallurgic activities, are even lower than those recorded during the last glacial period (Fig. 4), suggesting that their fluctuations are rather related to natural erosion than human activity.

Conclusion

The multi proxy analysis of sediment core retrieved at Ait Ichou swamp, in the southern part of the Middle Atlas, allowed us to reconstruct the environmental changes during the last 25000 years. The high elevation Middle Atlas mountains were covered with ice during the last glacial period which restricted substantially the range of species that are today major components of the Mediterranean forest ecosystems (oaks, pines and Atlas cedars). The snow melt during the summer season allowed the formation and persistence of the Ait Ichou marsh and an accumulation of sediments in situ. The Early Holocene period was not as humid as in Europe or other areas in the Mediterranean basin but it was humid enough to sustain the spread of oaks around the site. The installation of the Mediterranean climate system, after the mid-Holocene, is marked by an increase of fires while pollen and geochemical data tend to show that human disturbances have been very minor in the studied area.

Acknowledgments

This work was supported by the French EC2CO programme and by a Ph.D grant to TJ from the Agence Universitaire de la Francophonie (AUF).

This is ISEM contribution number 2015-211.

References

Aïdoud A., Le Floc'h E, Le Houérou HN. (2006. Les steppes arides du nord de l'Afrique. *Science et changements planétaires/Sécheresse* 17: 19-30.

Awad H. 1963. Some aspects of the geomorphology of Morocco related to the Quaternary climate. *The Geographical Journal* 129: 129–139.

Ballouche A. 2001. Les paysages végétaux holocènes du Maghreb. Entre nature et culture. *Actes des premières journées nationales d'archéologie*, *Rabat* I: 120–130.

Baroni C, Zanchetta G, Fallick AE, *et al*. 2006. Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16: 827–837.

Ben Tiba B, Reille M. 1982. Recherches pollen analytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale), premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* 7: 75–86

Bouimetarhan I, Dupont L, Schefuß, *et al*. 2009. Palynological evidence for climatic and oceanic variability off NW Africa during the late Holocene. *Quaternary Research* 72: 188-197.

Bouimetarhan I, Prange M, Schefuß E, *et al*. 2012. Sahel megadrought during Heinrich Stadial 1: evidence for a three-phase evolution of the low- and mid-level West African wind system. *Quaternary Science Reviews* 58: 66–76.

Cacho I, Grimalt JO, Pelejero C, et al. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14 : 698-705.

Carrión JS, Fernández S, Jiménez-Moreno G, *et al*. 2010. The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of arid environments* 74 : 731-736.

Cheddadi R, Fady B, Francois L, *et al*. 2009. Putative glacial refugia of Cedrus atlantica from Quaternary pollen records and modern genetic diversity. *Journal of Biogeography* 36: 1361–1371.

Cheddadi R, Lamb H, Guiot J, *et al.* 1998. Reconstruction of the Holocene climatic events using a pollen record from Tigalmamine Lake, Morocco: relationships to global climate change. *Climate Dynamics* 14: 883–890.

Cheddadi R, Nour El bait M, Bouaissa O, *et al*. 2015. History of human on Moroccan mountain landscapes. *African Archaeological Review* Accepted.

Cincotta RP, Wisnewski J, Engelman R. 2000. Human population in the biodiversity hotspots. *Nature* 404: 990-992.

Combourieu Nebout N, Peyron O, Dormoy I, *et al*. 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.

Combourieu Nebout N, Turon JL, Zahn R, *et al.* 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geology* 30: 863-866.

Croudace IW, Rindby A, Rothwell RG. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication-geological society of London* **267:** 51.

Davis BAS, Brewer S, Stevenson AC, *et al*. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701-1716.

El-Moslimany AP. 1987. The late Pleistocene climates of the Lake Zeribar region (Kurdistan, western Iran) deduced from the ecology and pollen production of nonarboreal vegetation. *Vegetatio* **72:** 131-139.

Faegri K, Iversen J. 1989. Textbook of Pollen Analysis. Wiley, Chichester.

Finné M, Holmgren K, Sundqvist HS, *et al.* 2011. Climate in the eastern Mediterranean, and adjacent regions, during the past 6000 years–A review. *Journal of Archaeological Science* 38: 3153-3173.

Fletcher WJ, Boski T, Moura D. 2007. Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene* **17:** 481-494.

Fletcher WJ, Sanchez Goñi MF, Peyron O, *et al*. 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* **6:** 245-264.

Fontugne M, Arnold M, Labeyrie L, *et al*. 1994. Paleoenvironment, sapropel chronology, and Nile river discharge during the last 20,000 years as indicated by deep-sea sediment records in the eastern Mediterranean. *Radiocarbon* 34: 75-88.

Gasse F, Tehet R, Durand A, *et al.* 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346: 141–146.

Giannakopoulos C, Le Sager P, Bindi M, *et al*. 2009. Climatic Changes and Associated Impacts in the Mediterranean Resulting from a 2 °C Global Warming. *Global and Planetary Change* 68: 209–224.

Giorgi F, Lionello P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global Planetary Change* 63: 90–104.

Grimm E. 1992. Tilia software. *Illinois State Museum, Research and Collection Center, Springfield, Illinois*.

Guiot J, Torre F, Cheddadi R, *et al*. 1999. The climate of the Mediterranean Basin and of Eurasia of the Last Glacial Maximum as reconstructed by inverse vegetation modelling and pollen data. *Ecologia Mediterranea* 25: 193–204.

Haslett SK, Davies CFC. 2006. Late Quaternary climate-ocean changes in western North Africa: offshore geochemical evidence. *Transactions of the Institute of British Geographers* 31: 35–52.

Hoerling M, Eischeid J, Perlwitz J, *et al*. 2012. On the increased frequency of Mediterranean drought. *Journal of Climate* 25: 2146–2161.

Hughes PD, Gibbard PL, Woodward JC. 2004. Quaternary glaciation in the Atlas Mountains of North Africa. *Developments in Quaternary Sciences* **2:** 255-260.

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, 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.

Jullien E, Grousset F, Malaizé B, *et al*. 2007. Low latitude 'dusty events' vs. high-latitude 'icy Heinrich events'. *Quaternary Research* 68: 379–386.

Knippertz P, Christoph M, Speth P. 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83: 67–88

Lamb H, Roberts N, Leng M, *et al.* 1999. Lake evolution in a semi-arid mountain environment: response to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology* 21: 325-343.

Lamb HF, Damblon F, Maxted RW. 1991. Human impact on the vegetation of the midlle Atlas, Morocco, during the last 5 000 years. *Journal of biogeography* 18: 519- 532.

Lamb HF, Gasse F, Benkaddour A, *et al.* 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* 373: 134–137.

Lamb HF, van der Kaars S. 1995. Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas. *The Holocene* 5: 400–408.

Magny M, Joannin S, Galop D, *et al.* 2012a. 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.

Magny M, Peyron O, Sadori L, *et al.* 2012b. Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south- and north- central Mediterranean. *Journal of Quaternary Science* 27: 290–296.

Mark BG, Osmaston HA. 2008. Quaternary glaciation in Africa: key chronologies and climatic implications. *Journal of Quaternary Science* 23: 589–608.

Martin J. 1981. Le Moyen Atlas central: étude géomorphologique. *Notes et Mémoires du Service Géologique* N° 258 bis. Rabat.

Médail F, Quézel P. 1997. Hot-spots analysis for conservation of plant biodiversity in the Mediterranean Basin. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 112-127.

Médail F, Quézel P. 1999. Biodiversity hotspots in the Mediterranean Basin: setting global conservation priorities. *Conservation biology* 6: 1510-1513.

Mercuri AM, Sadori L, Uzquiano Ollero P. 2011. Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes. *The Holocene* 21: 189-206.

Mix AE, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: Land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20: 627-657.

Naughton F, Goñi MS, Desprat S, *et al.* 2007. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62: 91-114.

Nizou J, Hanebuth TJ, Heslop D, *et al.* 2010. The Senegal River mud belt: A high-resolution archive of paleoclimatic change and coastal evolution. *Marine Geology* 278: 150-164.

Nour El Bait M, Rhoujjati A, Eynaud F, *et al.* 2014. An 18 000 year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco. *Journal of Quaternary Science* 29: 423-432.

Nour El Bait M. 2014. Archives lacustres et reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques au Maroc. Thèse de Doctorat de l'Université Chouaib Doukkali.

Ohlson M, Tryterud E. 1999. Long-term spruce forest continuity a challenge for a sustainable Scandinavian forestry. *Forest Ecology and Management* 124: 27–34.

Pantaléon-Cano J, Yll EI, Pérez-Obiol R, Roure JM. 2003. Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene* 13: 109-119.

Penaud A, Eynaud F, Turon JL, *et al*. 2010. Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 29: 1923–1939.

Peyron O, Goring S, Dormoy I, Kotthoff U, *et al.* 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene* 21: 131–146.

Peyron O, Guiot J, Cheddadi R, *et al.* 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quaternary Research* 49: 183–196.

Peyron O, Magny M, Goring S, *et al.* 2013. Contrasting Patterns of Climatic Changes during the Holocene across the Italian Peninsula Reconstructed from Pollen Data. *Climate of the Past* 9: 1233–1252.

Pross J, Kotthoff U, Müller UC, *et al*. 2009. Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr climatic event. *Geology* 37: 887–890.

R. Development Core Team. 2013. R: A language and Environment for Statistical Computing. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.* ISBN 3-900051-07-0. http://www.R-project.org.

Reale O, Dirmeyer P. 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period. Part I: Climate history and model sensitivity. *Global and Planetary Change* **25:** 163–184.

Reille M. 1976. Analyse pollinique de sédiments post-glaciaire dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas marocain : premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* 2: 153-170.

Reille M. 1992. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille.

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, *et al.* 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55: 1869-1887.

Rhoujjati A, Cheddadi R, Taieb M, *et al*. 2010. Environmental changes over the past c. 29,000 years in the Middle Atlas (Morocco): a record from Lake Ifrah. *Journal of Arid Environments* 74: 737–745.

Rhoujjati A, Nourelbait M, Benkaddour A, *et al.* 2012. Significations paléoenvironnementale des dépôts du remplissage Holocène du Lac Iffer (Moyen Atlas, Maroc). *Quaternaire* 23: 241–252.

Richter TO, Van der Gaast S, Koster B, *et al*. 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications* **267:** 39-50.

Roberts N, Brayshaw D, Kuzucuoğlu C, *et al.* 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21: 3–13.

Roberts N, Reed J, Leng MJ, *et al.* 2001. The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater- lake sediment data from central Turkey. *The Holocene* 11: 721–736.

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.

Sadori L, Zanchetta G, Giardini M, 2008. Last Glacial to Holocene palaeoenvironmental evolution at Lago di Pergusa (Sicily, Southern Italy) as inferred by pollen, microcharcoal, and stable isotopes. *Quaternary International* 181: 4–14.

Salamani M. 1993. Premières données paleophytogéographiques du Cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) dans la région de grande-Kabylie (NE Algérie). *Palynosciences, Bordeaux* 2: 147–155.

Schilman B, Bar-Matthews M, Almogi-Labin A, *et al.* 2001. Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **176:** 157–176.

Seppä H, Birks HJB. 2001. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *The Holocene* 11: 527-539.

Shackleton NJ, Hall M.A, Vincent E. 2000. Phase relationships between millennial scale events 64,000–24,000 years ago. *Paleoceanography* 15: 565–569.

Street FA, Grove AT. 1979. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr B.P. *Quaternary Research* 12: 83-118.

Thomas P. 2013. *Cedrus atlantica*. The IUCN Red List of Threatened Species. Version 2014.3. < HYPERLINK "http://www.iucnredlist.org/"www.iucnredlist.org>.

Tinner W, van Leeuwen JFN, Colombaroli D, *et al.* 2009. Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy, *Quaternary Science Reviews* 28: 1498–1510.

Turon JL, Lézine AM, Denèfle M. 2003. Land–sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59: 88-96.

Tzedakis PC. 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative, *Quaternary Science Reviews* 26: 2042–2066.

Ward JH. 1963. Hierachical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association* 58: 236–244.

Weltje GJ, Tjallingii R. 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, **274:** 423-438.

Zapata L, López-Sáez JA, Ruiz-Alonso M, *et al.* 2013. Holocene environmental change and human impact in NE Morocco: Palaeobotanical evidence from Ifri Oudadane. *The Holocene* 23: 1286–1296.

Chapitre IV: Dynamique de la végétation au regard des variations climatiques et anthropiques depuis la dernière période glaciaire

Chapitre IV : Dynamique de la végétation au regard des variations climatiques et anthropiques depuis la dernière période glaciaire

Ce chapitre décrit l'évolution des écosystèmes depuis la dernière période glaciaire autour du lac Hachlaf, Moyen Atlas. Il s'agira de reconstituer la dynamique de la végétation en relation avec les impacts des variations climatiques et anthropiques durant les 18 derniers millénaires à partir d'une nouvelle séquence sédimentaire.

IV.1. Matériel étudié

Une séquence sédimentaire de 5 mètres a été sondée dans le lac Hachlaf (33°33'20"N, 5°0'0"W - 1770 m d'altitude) situé au Nord du Moyen Atlas (Figure 23) selon la méthodologie décrite dans le chapitre III.

Afin d'avoir une meilleure compréhension des changements paléoclimatiques et paléoécologiques, une étude multiproxy a été menée sur les sédiments de la séquence du lac Hachlaf. Cette étude met en œuvre des analyses polliniques, granulométriques et géochimiques.

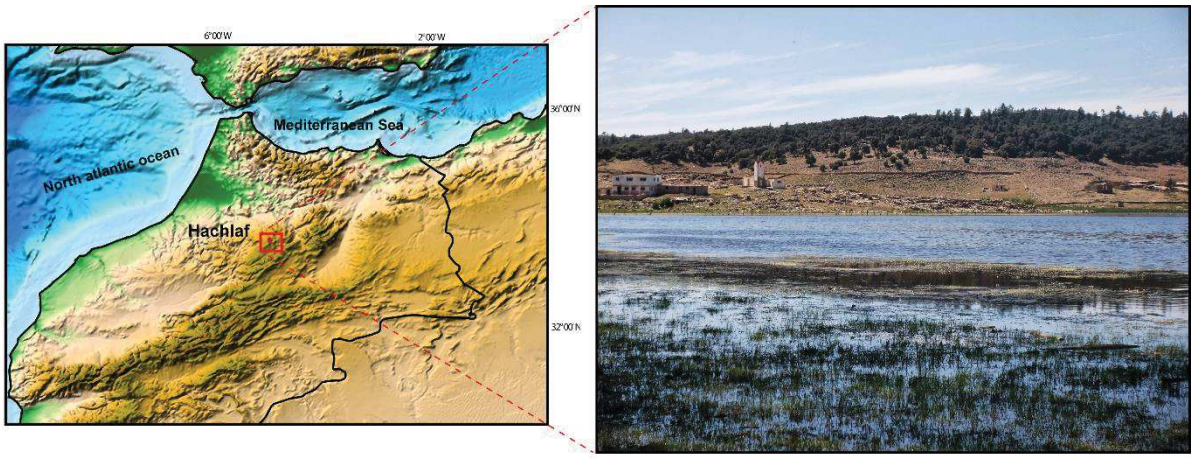


Figure 23: Localisation et photographie du lac Hachlaf

IV.2. Cadre chronologique

Quinze dates radiocarbones ont étés réalisées pour la séquence Hachlaf (Tableau 2), dont 2 dates ont étés exclues du modèle âge/profondeur car elles ne sont pas cohérentes avec le modèle chronologique général proposé par les autres 13 dates ^{14}C. Le Modèle âge/profondeur (Figure 24) élaboré par le logiciel CLAM (Blaauw, 2010) montre que la séquence Hachlaf couvre les derniers ~18 millénaires avant le présent en continu. Les taux de sédimentation (Tableau 2) ont été calculés entre les dates calibrées retenues. La partie basale de la séquence montre un taux de sédimentation plus ou moins constant jusqu'à 13 ka cal BP, puis augmente légèrement de 13 à 6 ka cal BP. Une forte augmentation est enregistrée à partir de 6 ka cal BP jusqu'au sommet de la séquence.

Tableau 2: Dates radiocarbones de la séquence Hachlaf

Code du laboratoire	Echantillons	Prof. (cm)	Âge $^{14}C \pm SD$	Âge calibré (BP) (2σ)	Probabilité Médiane	Taux de sédimentation (cm/Kyr)
Artemis-26140	Hach-40	40	945±30	794-925	854	
Artemis-26141	Hach-60	60	2535±30	2494-2746	2624	11
Artemis-26139*	Hach-107	107	2505±30	2489-2736	2587	-
Artemis-26143	Hach-120	120	3220±35	3371-3556	3436	73
Artemis-26145	Hach-170	170	4390±35	4859-5210	4949	33
Artemis-26138*	Hach-180	180	3650±30	3888-4084	3986	-
Poz-20179	Hach-240	240	5200±40	5897-6173	5958	69
Artemis-26137	Hach-260	260	5340±40	5997-6269	6121	122
Artemis-26146	Hach-282	282	5480±40	6201-6394	6284	134
Poz-40188	Hach-303	303	6000±30	6749-6927	6839	37
Artemis-26136	Hach-320	320	8485±45	9443-9538	9499	6
Artemis-26135	Hach-365	365	10170±50	11620-12057	11859	19
Poz-46167	Hach-382	382	10420±60	12076-12533	12296	38
Poz-46168	Hach-427	427	10960±60	12715-12985	12819	86
Artemis-26134	Hach-482	482	13900±70	16548-17102	16844	13

* : dates exclues du modèle âge-profondeur.

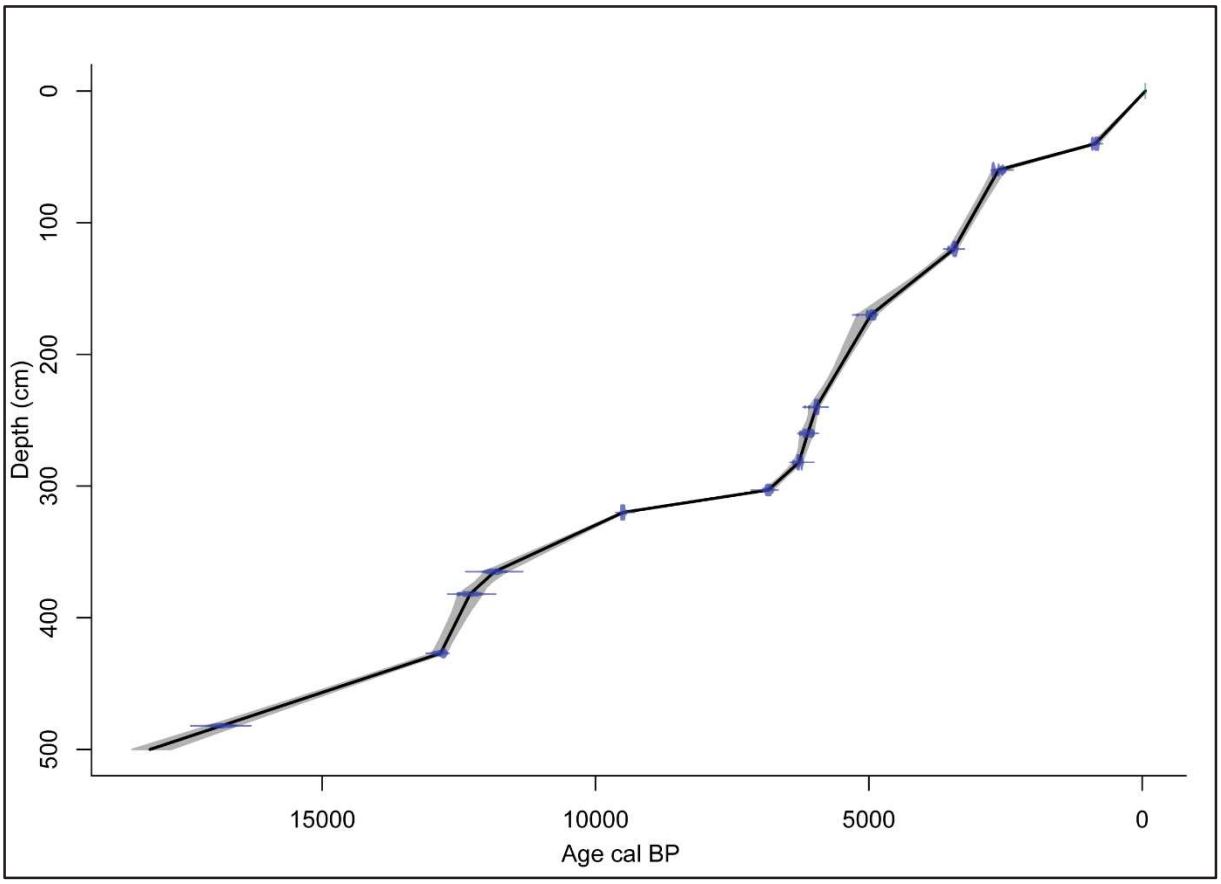


Figure 24: Modèle âge-profondeur de la séquence Hachlaf

IV.3. Lithologie

La séquence sédimentaire du lac Hachlaf est formée d'une tourbe (du sommet jusqu'à ~50 cm (~1.5 ka cal BP)), d'une alternance des niveaux silto-argileux riches en fragments de coquilles jusqu'à 310 cm, avec une passée tourbeuse noirâtre de 320 à 330 cm, suivit par un niveau argileux très riche en fragments coquillères (330-400 cm). De 400 à 490 cm on observe de marnes grisâtres, et les derniers 10 cm sont formés de sables silteux fortement oxydés (Figure 25).

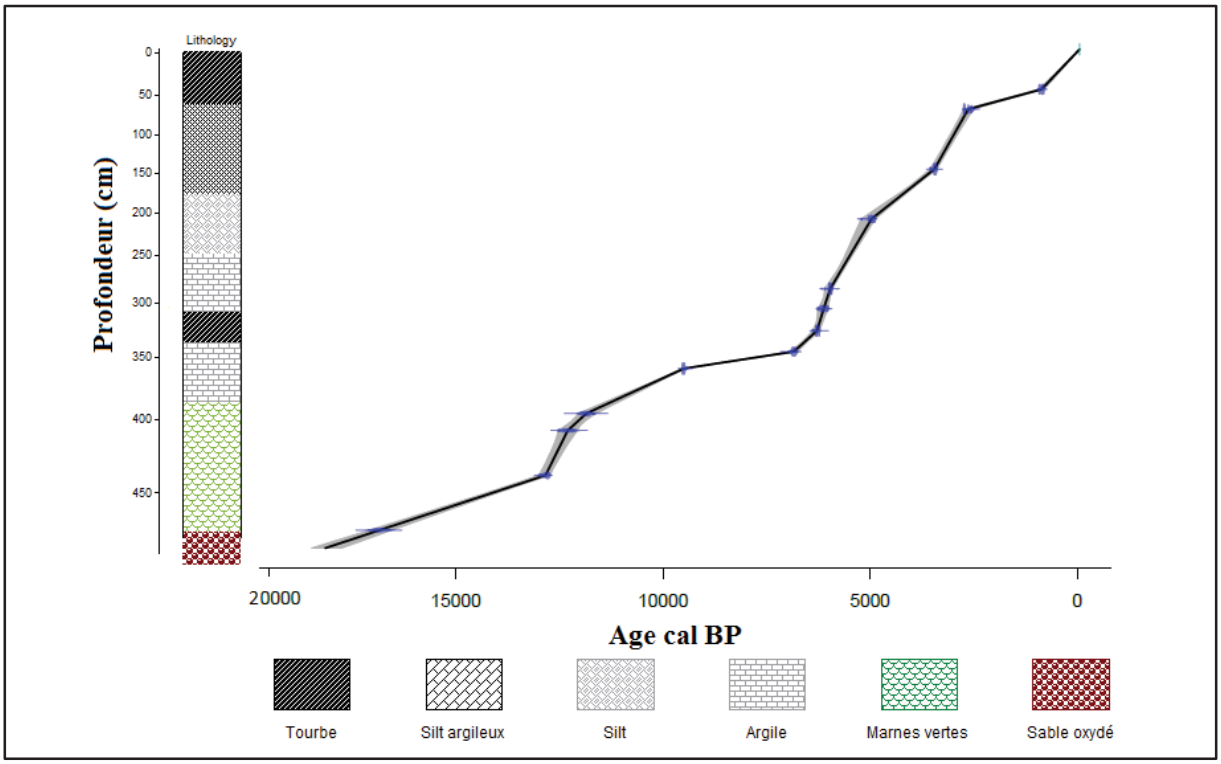


Figure 25: Log stratigraphique de la séquence Hachlaf

IV.4. Analyse granulométrique

Les analyses granulométriques ont permis de retracer le profil de dépôts. Inversement à la proportion de sable dans le sédiment, celles des silts et des argiles sont positivement corrélés et ont la même tendance (Figure 26). La composition du sédiment dans la séquence de Hachlaf a changé de manière assez sensible. Entre ca. 18 et 13 ka cal BP, la texture est argilo-silteuse, avec une dominance plutôt silteuse (environ 80%) et la fraction sableuse est faible durant cette zone. Entre 13 et 9 ka cal BP la fraction silteuse montre une diminution du bas vers le sommet de la zone Hach-II. Les teneurs varient entr 20 et 80%. La fraction argileuse montre la même tendance mais s'annule vers le sommet de la zone Hach-II. Entre 9 et 5.8 ka cal BP, la granulométrie redevient comparable à celle observée enre18 et 13 ka cal BP avec une dominance de la fraction silteuse (70% en moyenne) et des argiles qui augmentent jusqu'à 20%. Entre 5.8 et 1.5 ka cal BP, les silts dominent avec une moyenne de 65%, suivie des sables et d'argiles avec 30 et 5% respectivement.

Depuis 1.5 ka cal BP jusqu'au présent, les sédiments deviennent de plus en plus organique et la tourbe se met en place jusqu'au sommet de la séquence (Figure 25).

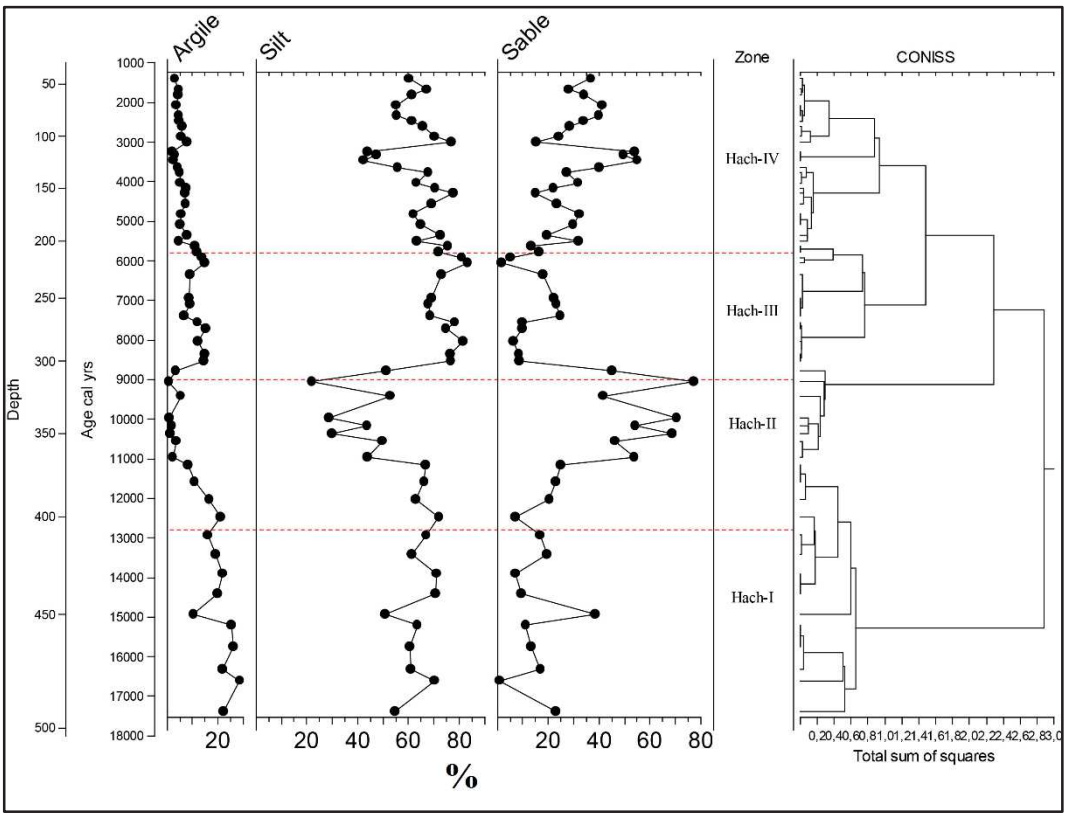


Figure 26: Répartition des fractions granulométriques en fonctions de l'âge (cal BP) et de la profondeur (cm) des sédiments de la séquence Hachlaf

IV.5. Analyse géochimique

Les résultats des analyses géochimiques (Figure 27) montrent que le Fe, Al et le Ti sont majoritaires. Les corrélations entre le fer et le titan (Fe/Ti) et le fer et les Silt suggèrent que le sédiment est d'origine détritique (Nolting *et al*., 1999).

Les autres éléments majeurs: Zn, Pb, Cu, Mn ne sont pas détectés tout au long de la séquence.

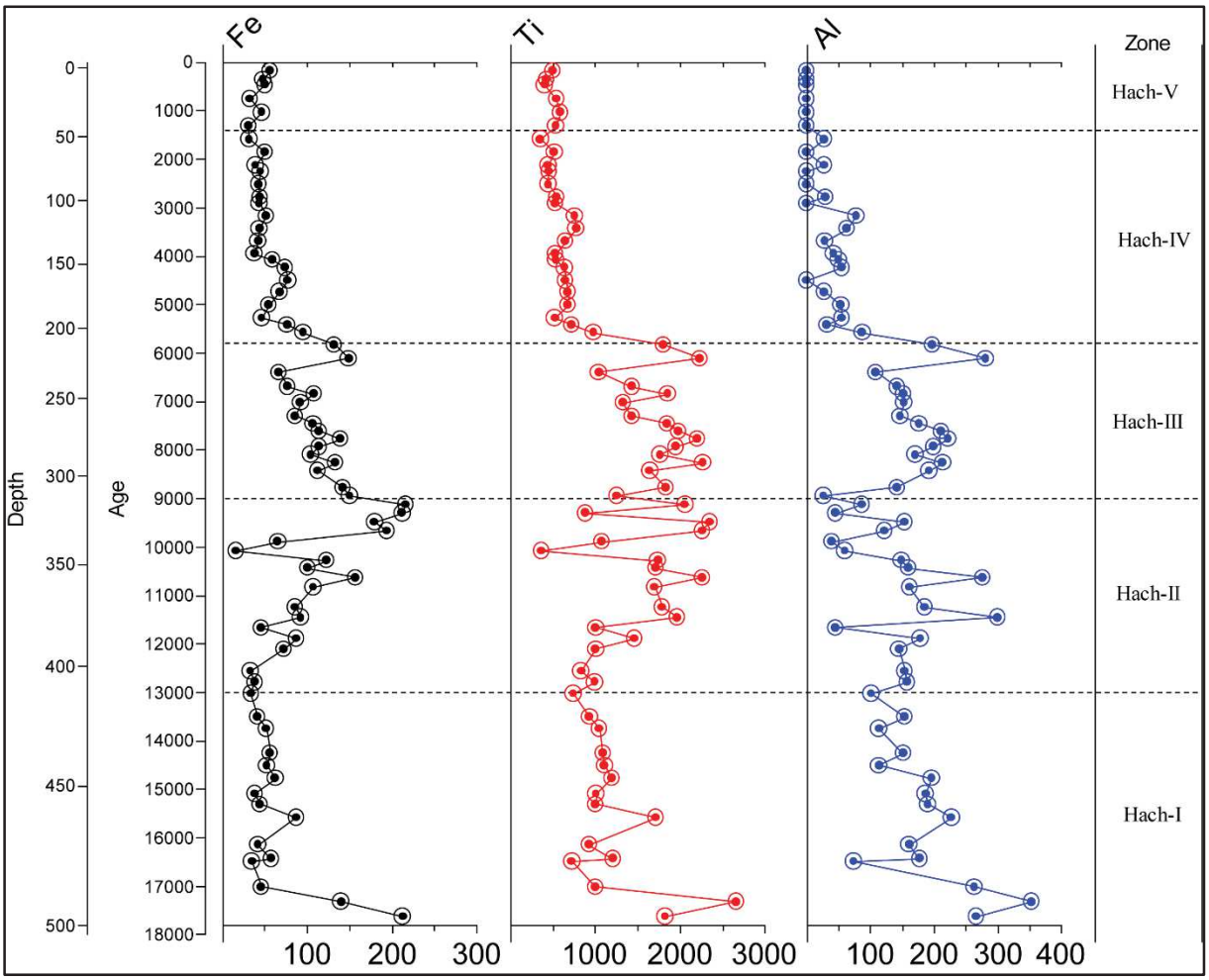


Figure 27: Distribution des éléments chimiques (ppm) en fonction de l'âge de la séquence Hachlaf

IV.6. Principaux changements de la végétation

Diagramme pollinique

L'étude palynologique sur la séquence de Hachlaf nous a permis de reconstituer les différentes étapes de la dynamique des communautés végétales durant les derniers 18 millénaires. Afin de faciliter l'interprétation de la dynamique de la végétation tout en évitant une sur-interprétation de la variabilité des taxons, qui pourrait être liée à des problèmes taphonomiques ou tout simplement à la production pollinique des plantes qui peut varier de manière naturelle, nous avons utilisé une classification hiérarchique pour délimiter des zones ou les taxons réagissent de manière cohérente. Nous avons ainsi identifié cinq zones polliniques (Figure 28). Entre *ca*. 17 et 13 ka cal BP, la végétation est dominée par des plantes herbacées (*Artemisia*, Chenopodiaceae, Poaceae, Apiaceae et *Plantago*) dont les pourcentages varient entre 80 et 90%. Les pollens des plantes arborés (*Quercus, Pinus* et *Cedrus atlantica.*) sont présents avec de faibles pourcentages. Entre *ca.* 13 et 9 ka cal BP, nous pouvons observer une première phase d'expansion du couvert forestier avec des chênes (20 à 40%) et un début d'expansion de *Pinus. Cedrus atlantica* est modestement présent. Le taux de NAP régresse pour atteindre environ 45% à la fin de cette période suite à la régression des plantes xérophiles (*Artemisia*, Poaceae et Apiaceae). Entre *ca.* 9 et 5.8 ka cal BP les données polliniques suggèrent que l'écosystème forestier (principalement la pinède et la chênaie) est bien développé). *Olea* et *Cedrus atlantica* sont également présent mais avec des faibles pourcentages. Le taux des pollens herbacés (NAP) baisse jusqu'à 20% et d'*Artemisia* régresse pour disparaitre à la fin de la zone.

A partir de 5.8 jusqu'à 1.5 ka cal BP on assiste à un développement de forêts de *Cedrus atlantica* (60%) et de chênes au détriment de la pinède (3%). Les plantes aquatiques (*Myriophylum*, *Ranunculus* et Cyperaceae) commencent également à se développer. Depuis 1.5 ka cal BP jusqu'à l'actuel nous observons une régression du couvert forestier dû à la régression de *Cedrus atlantica* et de *Quercus.* Cette régression est accompagnée d'une augmentation des taxons marqueurs des activités anthropiques (Poaceae, Chenopodiaceae*, Olea europaea, Artemisia, Centaurea* et *Helianthemum*).

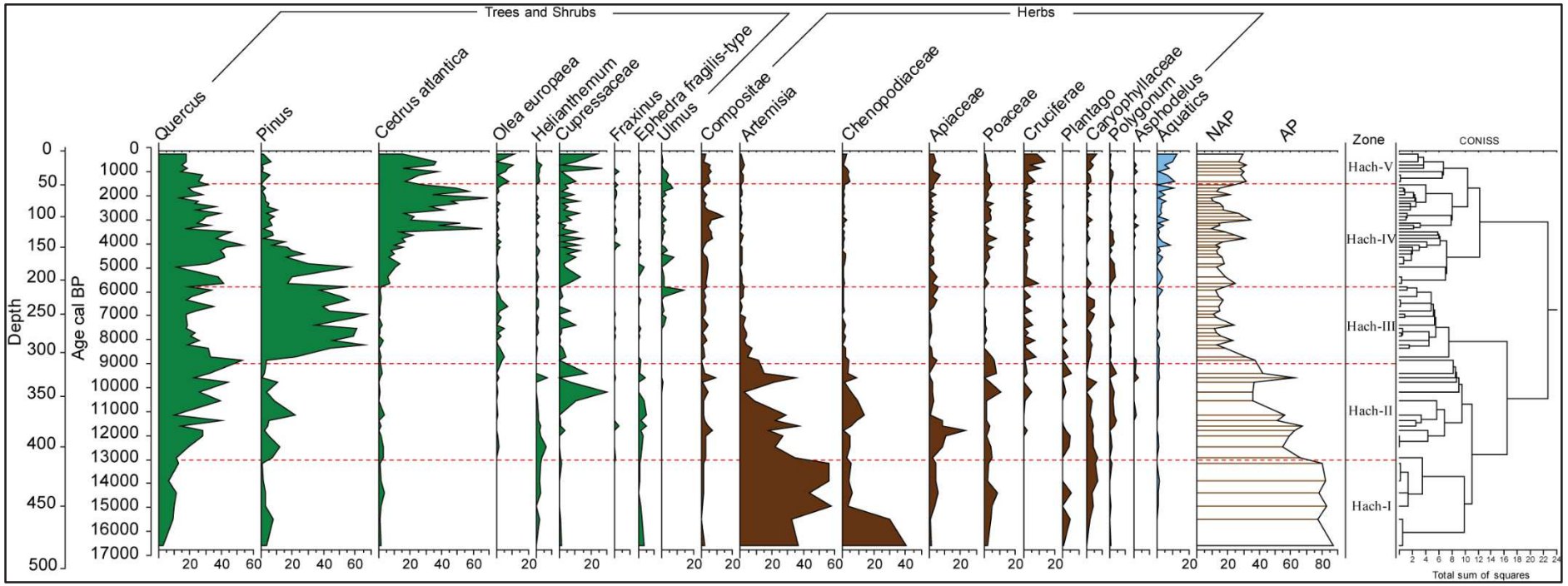


Figure 28: Diagramme pollinique du site Hachlaf

IV.7. Estimation de la richesse Taxonomique

A l'aide de la méthode de la raréfaction (décrite dans le chapitre III) nous avons pu évaluer la richesse en taxons polliniques le long de la séquence de Hachlaf (Figure 29).

La diversité taxonomique a tendance à augmenter en moyenne de 15 taxons à la base de la séquence progressivement vers 24 taxons avec un net développement du couvert forestier qui caractérise cette zone (Figure 28). La dernière zone Hach-V correspondent à la bonne dynamique anthropique montre une régression de la diversité taxonomique pour atteindre 16 taxons à la surface.

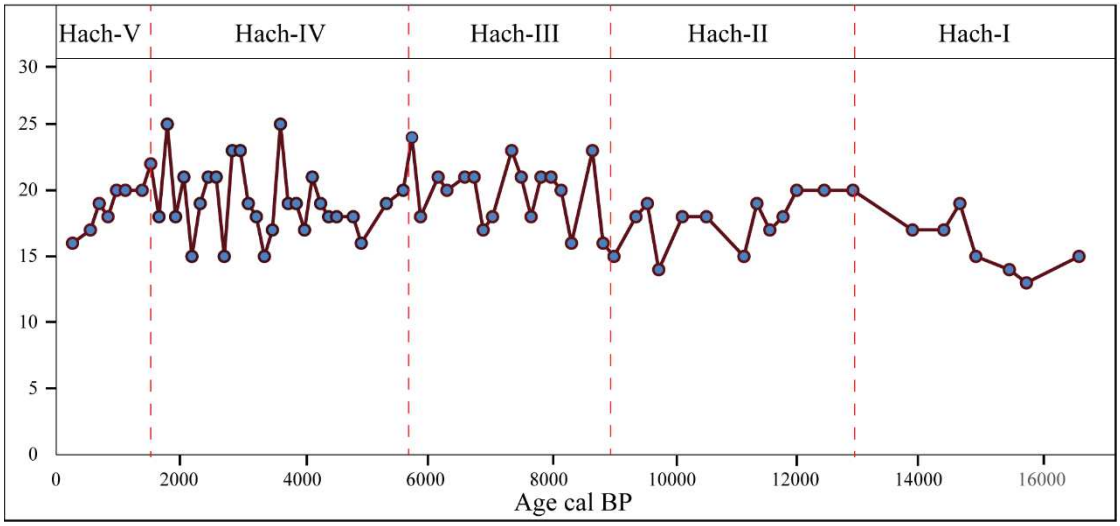


Figure 29: Courbe montrant l'évolution de la diversité taxonomique en fonction de l'âge cal BP au niveau de Hachlaf

IV.8. Interprétation

Histoire de la végétation et du climat au niveau du site Hachalf

Les analyses polliniques, granulométriques et géochimiques menées sur la séquence sédimentaire du lac Hachlaf nous ont permis de retracer l'histoire de la végétation et la dynamique sédimentaire du bassin versant en relation avec les changements climatiques au cours des 18 derniers millénaires ainsi que des activités anthropiques plus récentes.

L'analyse granulométrique (Figure 26) montre que la base de la séquence est formée essentiellement par des silts (~70%) avec une forte teneur en aluminium (Al) (Figure 27) indiquant que les apports terrigènes étaient importants.

Les données polliniques suggèrent que le paysage était steppique, dominé par des plantes herbacées diverses résistantes à la sécheresse telles que *Artemisia*, Chenopodiaceae, Apiaceae, Poaceae et Caryophylaceae. Cette dominance des plantes herbacées témoigne d'un paysage ouvert lié à un climat froid et aride. De tels écosystèmes ont été observés dans d'autres séquences polliniques dans le Moyen Atlas (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016). Une telle période aride et sèche paraît être synchrone avec la phase aride identifiée dans le Haut Atlas au niveau du lac Isli (Zeroual, 1995) et en Afrique du Nord (Street et Grove, 1979; Gasse *et al*., 1990) de l'ouest (Jullien *et al*., 2007 ; Bouimetarhan *et al*., 2012) et même au sud de la France, au niveau du lac Saint front dans le Massif Central (Rhoujjati, 1995). Des occurrences de *Cedrus atlantica* durant la dernière période glaciaire, ont également été observées dans les séquences polliniques de Ras El Ma et Ifrah (~10 km de Hachlaf), suggérant la présence de populations de relictuelles de cèdre dans la partie nord du Moyen atlas.

Durant la phase de transition pléistocène-holocène, la fraction sédimentaire est formée essentiellement de sable (Figure 26), Cette unité sédimentaire (sable) serait déposée au cours d'une période de bas niveau lacustre sous un climat aride. Les données polliniques confirment la présence d'un climat plutôt aride par la persistance de taxons steppiques (*Artemisia* et Chenopodiaceae).

Le couvert arboré réduit (Figure 28) et la persistance de la végétation steppique (*Artemisia, Ephedra,* Poaceae et Apiaceae) au début de l'Holocène indiquent que le climat était probablement chaud et sec, accentuant ainsi la vulnérabilité du bassin versant face au processus d'érosion.

La régression de la fraction argileuse ainsi que les éléments chimiques (Figure 26 et Figure 27) est liée à un flux terrigènes moindre dû à la fixation des sols, par le développement du couvert arboré (*Quercus* et *Pinus*). Le début de l'Holocène caractérisé par des conditions plus chaudes et plus sèches qu'actuellement (Cheddadi *et al*. 1998 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016) est probablement la principale cause de l'expansion relativement tardive des forêts de *Cedrus atlantica*. Cette dynamique des cédraies est observée dans toutes les séquences du Moyen Atlas couvrant l'Holocène (Lamb et van der Kaars, 1995, Lamb *et al*., 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998 ; Lamb *et al*., 1999 ; Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016). L'écosystème forestier s'est bien développé surtout à partir de 5.8 ka cal BP, les forêts de cèdres et des chênes montrent une forte expansion, et disparition de la végétation steppique. Une telle composition de l'écosystème correspondrait à une période caractérisée par une augmentation significative des précipitations annuelles et de la température. Les plantes aquatiques sont également fortement présentes à partir de 5.8 ka cal BP (Figure 28), indiquant que l'alimentation du lac Hachlaf en eau est plus importante par rapport au début de l'Holocène.

A partir de 1.5 ka cal BP le couvert forestier tend à se dégrader (Figure 28). Cette dégradation des forêts est observée dans la majorité des séquences polliniques du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 1991 ; Lamb et Van der kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998; 2015 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al.*, 2014). Dans la séquence de Hachlaf nous observons à la fois une régression du couvert arboré et un développement des taxons cultivés par l'homme tel que l'olivier (*Olea europaea*) et les céréales, ainsi que les taxons qui accompagnent généralement les activités humaines telles que*, Rumex*, *Artemisia*, Cruciferae, Chenopodiaceae. Ces changements dans la composition des écosystèmes, à savoir la régression des forêts (cèdres, chênes et pins), sont probablement dues à une déforestation plus importante (chauffage, constructions, agriculture) qui conduit également à une instabilité du bassin versant générant un apport plus important des éléments terrigènes (Fe, Ti et Al) (Figure 27). La diversité taxonomique (Figure 29) montre aussi une régression importante durant cette période marquée par les activités anthropiques. Plusieurs études ont démontré une relation entre les variations de la diversité taxonomique et les impacts anthropiques (Birks *et al*., 1988 ; Pineda *et al*., 1991 ; Birks et Line, 1992 ; Lopez *et al.*, 2002 ; Galop *et al*., 2011) et tendent à indiquer que les fortes pressions anthropiques conduisant à une perte de la diversité (Pineda *et al*., 1991 ; López Sáez e*t al*., 2001). Néanmoins, l'anthropisation peut également être un facteur de l'enrichissement de la diversité biologique (Connel, 1979).

IV.9. Discussion

L'abondance des plantes steppiques (*Artemisia* et Chenopodiceae) durant la période comprise entre ~17 et 13 ka cal BP, révèle un climat froid et sec. Cette occurrence des plantes steppiques a été observée pour la même période en Europe et dans le bassin Méditerranéen (Van Zeist et Bottema, 1977 ; 1982 ; Watts, 1985 ; Pons et Reille, 1988 ; Follieri *et al*., 1988 ; Beaulieu et Reille, 1992 ; Gasse *et al*., 2011). Néanmoins, le diagramme pollinique du lac Hachlaf montre une présence de *Quercus*, *Pinus* et *Cedrus atlantica* avec des faibles pourcentages durant cette période dominée par les plantes steppiques. Les séquences polliniques prélevées à Padul (Pons et Reille, 1988) et au lac Ajo (Watts, 1986) en Espagne montrent également que certaines populations arborées (*Quercus* et *Pinus*) étaient présentes. A l'est de la Méditerranée, la séquence polliniques issues du site de Ammiq au Liban montre une expansion de *Cedrus libani* et des chênes décidus avant 12.2 ka cal BP (Hajar *et al*., 2008). Par contre, à l'ouest de l'Iran, la situation est complétement différente. Les données polliniques issu d'un sondage prélevé dans le lac Zeribar (El-Moslimany, 1986 ; 1987) suggèrent une aridité accrue avec des pourcentages polliniques très élevés issus de la végétation steppique. L'absence de végétation arborée est interprétée comme étant plutôt liée à la présence de neige (El-Moslimany, 1986 ; 1987). Dans le cas du site de Hachlaf, la présence de taxons arborés durant le Pléniglaciaire et le Tardiglaciaire pourrait suggérer que des populations relictuelles ont persisté dans le Moyen Atlas au niveau des microrefuges.

La période comprise entre (12.7 et 11.7 ka cal BP) correspond globalement au Dryas récent (YD). Cette période est connue en Europe et au Nord de l'Atlantique par un retour brusque des conditions glaciaires pendant la déglaciation (Broecker *et al*, 1988; Roberts, 1998; Alley *et al*,. 1999). Elle a été reconnu dans de nombreux sites de la méditerranée occidentale par l'expansion de taxons steppiques (de Beaulieu et Reille, 1983; Pons et Reille, 1988; Reille et Lowe, 1993; Watts *et al*., 1996). Les données polliniques au niveau du lac Hachlaf, montrent une présence des taxons steppiques, qui ne suggèrent pas de grands changements en réponse à cette période froide.

Le début de l'Holocène jusqu'à 9000 cal BP est marqué par une persistance de la steppe d'armoise avec un début de développement de la chênaie au dépend de la régression progressive de la steppe.

Le retard de l'expansion des forêts pendant la période de déglaciation et même au début de l'Holocène jusqu'à 9000 cal BP est probablement lié à un taux de précipitation annuel relativement insuffisant à une forte expansion des forêts au début de l'holocène. Plusieurs paramètres climatiques pourraient expliquer, au moins partiellement, cette aridité relative dans le Moyen Atlas. La température des eaux de surface de l'océan atlantique, principale source de précipitations au Maroc, n'étaient pas assez chaudes au large du Maroc pour produire un transfert d'humidité dans le Moyen Atlas. Ceci pourrait être liée soit à un upwelling renforcé au large du Maroc (Penaud *et al*., 2010), soit à une réorganisation des principales gyres de la circulation océanique du nord Atlantique liée à la déglaciation (Broecker *et al*., 1988 ; 1989 ; Street-Perrott et Perrott, 1990 ; Staines-Urias *et al*., 2013).

Après *ca.* 9 ka cal BP, le couvert forestier (*Quercus* et *Pinus*) montre une expansion remarquable en entrainant une diminution des teneurs en éléments chimiques. Une telle composition végétale pourrait décrire une période caractérisée par un léger réchauffement avec une augmentation significative de l'humidité. Les populations de *Cedrus atlantica* étaient présentes avec de très faibles pourcentages. Cependant, un fort développement de ces populations est remarqué à partir de 6 ka cal BP.

La forte expansion des forêts de cèdres entre 6 et 5 ka cal BP, indique une augmentation du taux de précipitations. De plus, le développement des plantes aquatiques à partir de 6 ka cal BP, suggèrent une disponibilité en eau. Cette disponibilité a été aussi signalée pour la même période dans la séquence du Lac Sidi Ali par l'augmentation du niveau du lac (Lamb *et al*., 1999). Par contre, en Afrique tropicale, cet interval (6 à 5 ka BP) marque la fin de la période humide africaine (AHP), en particulier au Sahara (Street-Perrott et Harrison, 1984 ; Haynes *et al*., 1989 ; Lèzine et Casanova, 1989 ; Gasse et Van Campo, 1994 ; Petit-Maire et Guo, 1996) et le début d'une tendance vers l'aridification (Gasse, 2000 ; 2001). La diminution progressive de l'insolation d'été entre 7 et 5.5 ka BP a été considérée comme l'une de causes principales du changement climatique enregistré entre 6 et 5 ka (Mayewski *et al*., 2004). Cependant, l'ensemble des changements environnementaux que nous observons dans les enregistrements fossiles ne peuvent pas être expliqués par la variation progressive de l'insolation uniquement.

Les changements rapides sont liés à différentes interactions entre l'insolation, forçage externe, avec d'autres variables de la biosphère tels que la circulation atlantique qui a été invoquée pour expliquer notamment la fin de la AHP en Afrique du nord (de Menocal *et al*, 2000). Dans le Moyen Atlas, nous n'observons pas de "rupture" climatique autour de 6-5 ka BP mais plutôt un changement dans les écosystèmes qui s'effectue progressivement et qui aboutit

à une colonisation des forêts par des populations de cèdres et à une très forte régression de populations de pins. La transition entre ces deux conifères, qui peuvent avoir des exigences environnementales et climatiques comparables, est probablement liée à une différence de compétition entre les deux espèces.

A partir de *ca*. 1.5 ka cal BP, l'anthropisation est clairement mise en évidence dans la séquence de Hachlaf, par la régression du couvert forestier (*Cedrus atlantica* et *Quercus*), et par l'expansion de taxons à caractère anthropique (*Olea*, Poaceae, *Artemisia*). Cette déforestation est accompagnée par un déséquilibre des profils pédologiques (érosion des sols) du bassin versant, se traduisant par des flux des éléments terrigènes (Fe, Ti, et Al) arrivant dans le lac. À l'échelle régionale, les actions anthropiques sont confirmés également par le recul de forêts notamment le *Quercus*, *Pinus* et *Cedrus atlantica,* ainsi que par l'installation des parcelles arables au voisinage du lacs du Moyen atlas (Reille, 1976 ; Lamb *et al.,* 1991 ; 1995 ; Rhoujjati *et al.,* 2012 ; Nour El Bait *et al.,* 2014 ; Cheddadi *et al.,* 2015). Les écosystèmes de la région méditerranéenne sont impactés d'une manière significative par les activités anthropiques au cours des dernières 6000 cal BP (Pantaléon-Cano *et al*., 2003; Jalut *et al*., 2009; Sadori *et al*., 2011; Mercuri *et al*., 2011). Au Maroc, les activités anthropiques semblent être enregistrées très tôt dans les basses altitudes (Zapata *et al*., 2013). Les facteurs anthropiques sont mis en évidence plus tard, vers 3000 cal BP, dans les sites du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 1991 ; 1999 ; Lamb et van der kaars, 1995) mais il semble que ces activités ont été relativement faibles avant 2000 cal BP (Nour El Bait *et al*., 2014 ; Cheddadi *et al*., 2015).

IV. 10. Conclusion

La reconstitution paléoenvironnementale obtenue à partir de la séquence de Hachlaf a permis de caractériser la dynamique de la végétation et du bassin versant du site Hachalf en relation avec les changements climatiques et anthropiques depuis *ca.* 17000 ans BP.

Les modifications majeures de la sédimentation résultent de l'évolution de la végétation. La période comprise entre ~17 et 13 ka cal BP caractérisée par une végétation steppique en réponse à un climat sec et aride, se traduit au niveau du détritisme par un apport sédimentaire terrigène.

La transition pléistocène-holocène, n'était pas assez humide pour soutenir la croissance des forêts, notamment, les forêts de *Cedrus atlantica,* mais plutôt suffisant pour soutenir un début de développement de *Quercus*. L'augmentation de l'insolation d'été jusqu'à 9 ka cal BP a permis un début de développement des espèces de milieux plus tempérés, telle que le *Pinus* et *Quercus*.

La baisse de l'insolation qui suit l'optimum holocène (9000 – 4000 cal BP) a permis une nouvelle évolution de la végétation. Le cèdre, favorisé par des conditions climatiques plus humide et plus fraîches se développe en substituant le Pins.

À partir de *ca*. 9000 cal BP, la mise en place d'un couvert forestier dense sur le bassin versant induit une atténuation du ruissellement qui se traduit par une réduction des apports terrigènes.

Le forçage anthropique a modifié la dynamique de la végétation et par conséquence la dynamique sédimentaire du bassin versant à partir de ~1.5 ka cal BP. La déforestation progressive du couvert végétal au profit de la mise en place des pratiques agricoles (céréales, olivier) génère une augmentation de l'érosion du bassin versant.

Chapitre V: Dynamique de la végétation durant les 15 derniers millénaires à ~2000 m. a.s.l : une nouvelle séquence fossile

Chapitre V : Dynamique de la végétation durant les 15 derniers millénaires à ~2000 m. a.s.l : une nouvelle séquence fossile

La séquence sédimentaire prélevée dans le site de Tifounassine offre l'opportunité de reconstituer la dynamique de la végétation dans le Moyen Atlas à haute altitude (près de 2000 mètres) pendant 15 000 ans. Elle nous permet également d'évaluer les occurrences et les absences de la cédraie à une altitude supérieure à celle de la plupart des sites étudiés dans le Moyen Atlas. Hormis le site de Sidi Ali, situé à une altitude comparable ou la cédraie apparait autour de 6 ka cal BP, mais l'enregistrement polliniques ne couvre que les 7 derniers millénaires (Lamb *et al*., 1999).

V.1. Matériel étudié

Un sondage de 5.5 mètres a été réalisé en 2013 au niveau de la zone humide de Tifounassine (33° 09'N - 05° 06'W - 1913 m d'altitude) (Figure 30). La réalisation du sondage suit la méthodologie décrite dans le chapitre II (Matériels et Méthodes).

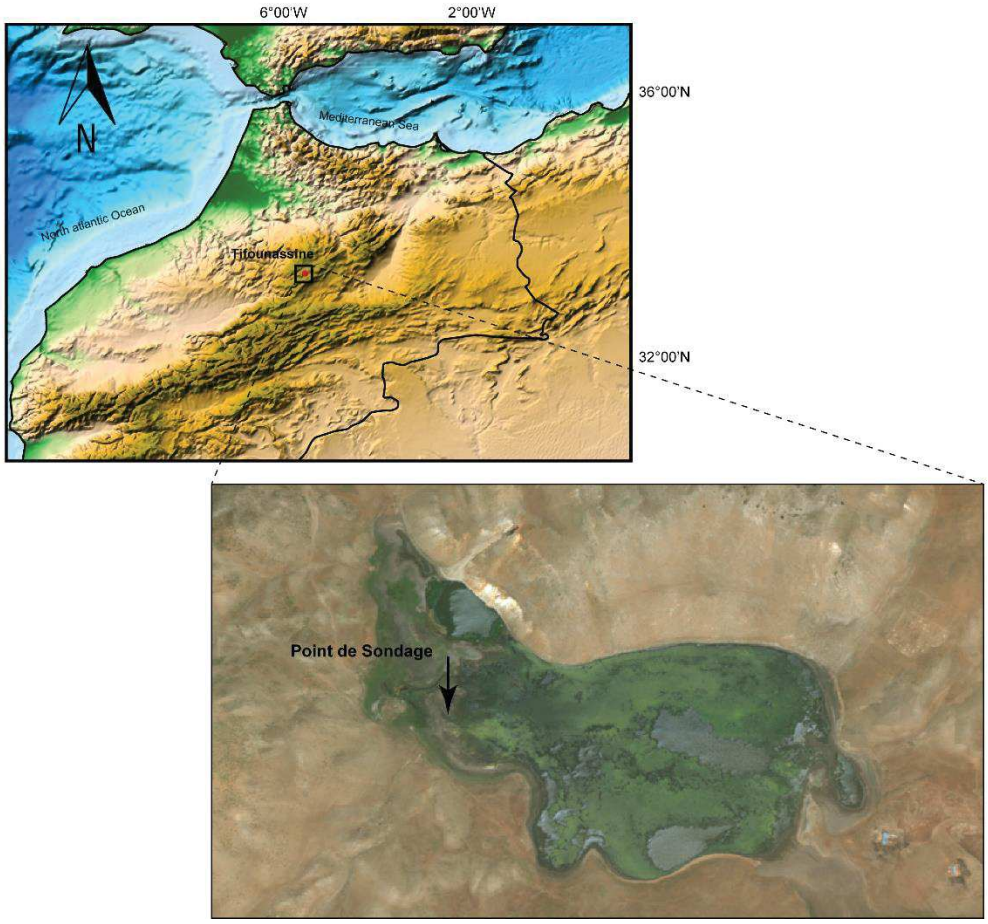


Figure 30: Localisation du lac Tifounassine et le point de sondage (2013).

Seuls les 4 premiers mètres ont étés échantillonnés pour l'analyse palynologique à cause de la lithologie de la séquence (Figure 32) qui montre que les derniers 1.5 mètres sont formés de sables grossiers qui sont fortement oxydés (absence de matière organique ce qui ne permet pas la conservation des grains de pollen). Une vingtaine d'échantillons ont été prélevés dans le dernier 150 cm et les résultats ont montré une absence totale des pollens. Les procédures d'extraction, identification, et de comptage de pollens ont été décrites dans le chapitre II.

V.2. Chronologie, Sédimentation et Log stratigraphique

V.2.1. Cadre chronologique

Sept échantillons ont été prélevés à des profondeurs différentes sur le sondage de Tifounassine. Ces échantillons ont été datés au ^{14}C (Tableau 3). La chronologie a été établie grâce à ces dates calibrées et dont le modèle âge/profondeur montre que les 4 premiers mètres couvrent environ les 15 derniers millénaires avant le présent (Figure 31). Le modèle d'âge a été réalisé à l'aide du logiciel « Clam » (Blaauw, 2010) sous « R » (R. Development Core Team, 2013).

Tableau 3: Dates radiocarbones de la séquence Tifounassine

Code du laboratoire	Echantillons	Prof. (cm)	Âge ^{14}C ± SD	Âge calibré (BP) (2σ)	Probabilité Médiane	Taux de sédimentation (cm/Kyr)
Poz-44380	Tif-7	7	117±0.41	67-118	101	
Poz-44381	Tif-42	42	620±35	548-660	602	70
Poz-44385	Tif-132	132	1555±30	1382-1528	1465	104
Poz-44386	Tif-153	153	2635±30	2728-2836	2758	16
Poz-60034	Tif-180	180	3590±30	3833-3976	3894	23
Poz-60035	Tif-230	230	6490±30	7324-7458	7398	14
Poz-60036	Tif-330	330	10040±50	11310-11797	11546	24

V.2.2. Sédimentation

Le taux de sédimentation a été calculé entre les dates obtenues. Le modèle âge/profondeur (Figure 31) réalisé à partir de sept dates montre un taux de sédimentation relativement stable et similaire jusqu'à 1.5 ka cal BP ensuite il augmente de manière assez sensible (de ~16 à ~104 cm/kyr).

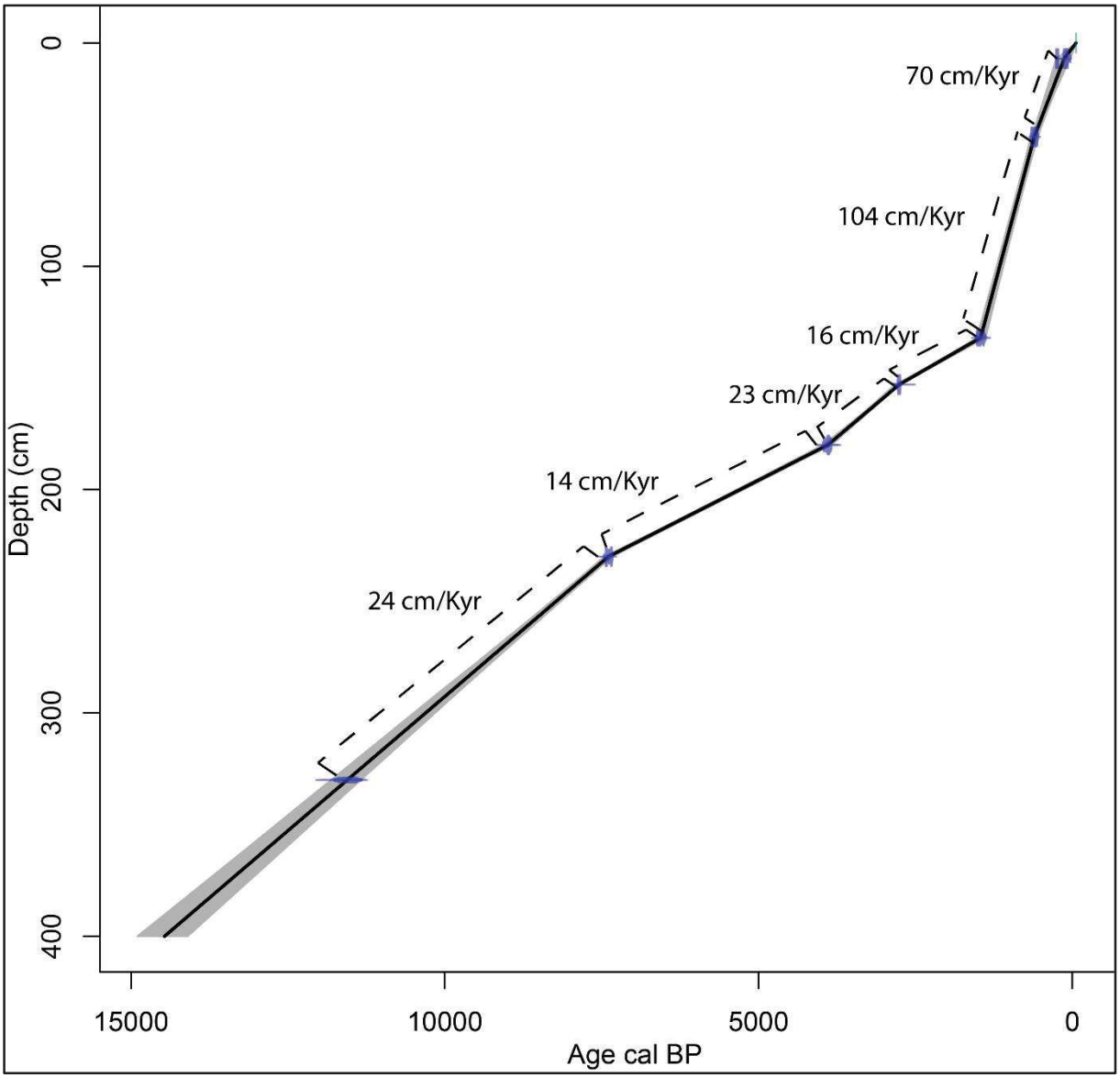


Figure 31: Modèle âge-profondeur de la séquence de Tifounassine. Le taux de sédimentation est indiqué en lignes pointillées

V.2.3. Log stratigraphique

La lithologie de la séquence du lac Tifounassine (Figure 32) montre que la base de la séquence jusqu'à 4 m est fortement oxydée, elle formée par des argiles beiges et des sables très oxydés. On observe ensuite un petit passage d'argile beige, suivi par un dépôt d'argile organique jusqu'à 330 cm. La partie comprise entre 330 et 160 cm est composée de tourbe. Ensuite un dépôt d'argile organique jusqu'à 120 cm suivi par un nouveau dépôt de tourbe jusqu'au sommet.

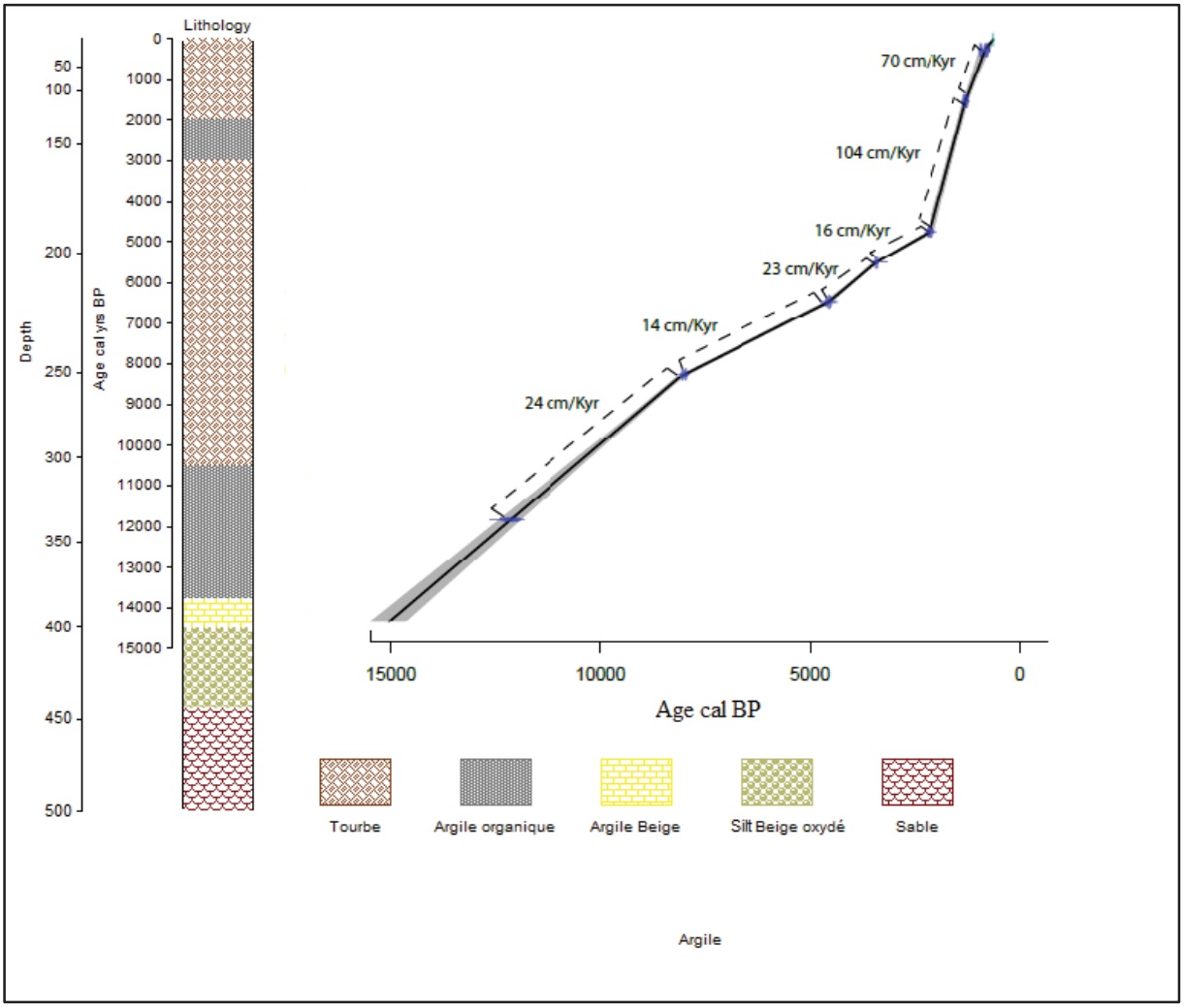


Figure 32: Log stratigraphique de la séquence de Tifounassine

V.3. Richesse et diversité taxonomique

La richesse taxonomique (Figure 33) est assez stable entre 13 et 25 taxons tout au long de la séquence et jusqu'à 1.5 ka cal BP. A partir de 1.5 ka cal BP et jusqu'à le sommet la diversité taxonomique montre une régression de 25 à 15 taxons

Les variations qu'elle montre (de l'ordre de 5 taxons) ne semblent pas significatives au point de les relier à des changements environnementaux importants (climatiques ou liés à une activité humaine par exemple) mais pourraient être plus liées à des changements plutôt taphonomiques (préservation différentielle des grains de pollen, changement du taux d'accumulation des sédiments etc.) et/ou dans les différences dans la production pollinique des différentes plantes d'origine.

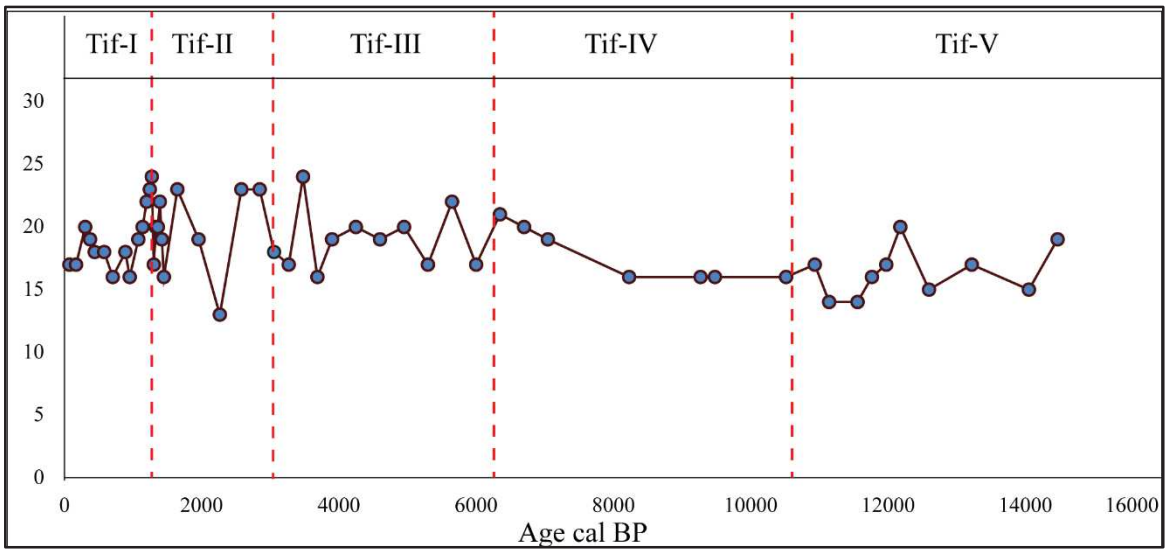


Figure 33: Courbe montrant l'évolution de la diversité taxonomique en fonction de l'âge cal BP au niveau de Tifounassine

V.4. Analyse palynologique

Dans un premier temps, j'ai analysé un échantillon tous les 10 cm. Cette résolution m'a permis d'avoir un aperçu général de la dynamique des écosystèmes (occurrences, début d'expansion, régression, composition etc.) au cours du temps. Ensuite, et lorsque les variations se sont révélées importantes, j'ai augmenté la résolution de mon échantillonnage. Un total de 80 échantillons ont été analysés sur les 4 mètres de la séquence, dont une vingtaine d'échantillons repartis entre 4 et 2.2 m (14.7 jusqu'à 6 ka cal BP) ont été jugés comme stériles (la somme du comptage des deux lames pour chaque niveaux n'a pas dépassée les 50 pollens, ces échantillons ont été exclus du diagramme pollinique).

V.4.1. Résultats

La succession des spectres polliniques composant le diagramme pollinique permet de distinguer cinq zones polliniques (Figure 34) établies à partir d'une analyse hiérarchique à l'aide du logiciel CONISS (Grimm, 1987).

Un résumé des principales variations de la végétation est décrit dans le tableau suivant :

Tableau 4: Résumé des variations de la végétation au niveau de la séquence de Tifounassine

Zone	Intervalle temporelle (ka cal BP)	Dynamique de la végétation
Tif-V	14.7– 10.5	-Paysage steppique (NAP ~90%). -Dominance de taxons herbacés (*Artemisia* et Chenopodiaceae.)
Tif-IV	10.5 – 6.2	-Régression du couvert herbacé (~95 à 50%) -Expansion du couvert arboré (*Q. ilex ; Q. canariensis*) -Présence de *Cedrus atlantica* (5%)
Tif-III	6.2 – 3.2	-Forte installation de la forêt. -Développement de *Cedrus atlantica*. -Développement des plantes aquatiques.
Tif-II	3.2 – 1.5	-Légère régression du couvert arboré. -Légère expansion du couvert herbacé.
Tif-I	1.5 jusqu'à présent	-Une forte perturbation du couvert arboré. -Régression du *Cedrus atlantica*. -Augmentation des indicateurs anthropiques.

Tif-V (14.7 à 10.5 ka cal BP)

Les données polliniques suggèrent une dominance des plants steppiques, où le taux de pollens herbacés (NAP) varie entre 80 et 95%. Les principaux taxons herbacés sont représentés par les Poaceae (10%), *Artemisia* (50%), Chenopodiaceae (20%), et Compositae (10%).

Les taxons arborés présents à des faibles pourcentages durant cette période sont : *Quercus ilex* (~10%) et *Cedrus atlantica* (~2%).

Tif-IV (10.5 à 6.2 ka cal BP)

Cette zone est caractérisée par une expansion du couvert arboré (AP) expliquée par le développement du *Quercus ilex* (de ~10 à 50%), et un début d'apparition de *Quercus canariensis* (chêne décidu) qui atteint un maximum de (~10%). Les fréquences de *Cedrus atlantica* ne dépassent pas 5%. Parallèlement les fréquences de plantes herbacées (NAP) diminuent pour atteindre ~50% vers le sommet de la zone Tif-IV, cette régression de la flore steppique est représentée par la diminution d'*Artemisia* et de Chenopodiaceae qui s'annulent dans la partie sommitale, mais pourtant les fréquences de Poaceae augmentent au début de la zone Tif-IV jusqu'à 20% puis diminuent jusqu'à ~5% vers le sommet de la zone. Les plantes aquatiques représentées par (*Typha, Ranunculus* et *Myriophyllum*) tendent à se développer.

Tif-III (6.2 à 3.2 ka cal BP)

Un écosystème forestier bien développé caractérise cette zone, qui s'inscrit comme une première phase d'expansion de *Cedrus atlantica* où le pourcentage pollinique correspondant enregistre se valeur maximum de 70% entre 4 et 5 ka cal BP, en parallèle le taux de *Quercus ilex* diminue pour atteindre 20%, les chênes à feuilles décidues (*Q. canraiensis*) diminuent de 10% pour s'annuler vers le sommet de la zone Tif-III. Les plantes aquatiques sont bien développées par rapport à la Zone Tif-IV.

Tif-II (3.2 à 1.5 ka cal BP)

Les données polliniques suggèrent une faible régression du taux des pollens arborés (AP) due à la régression du *Cedrus atlantica*. Le taux des pollens herbacés (NAP) montre une légère augmentation expliquée par l'augmentation d'Apiaceae et la réapparition de Chenopodiaceae.

Tif-I (1.5 ka cal BP jusqu'à présent)

La zone Tif-I est marquée sur tout par une perturbation de la forêt de *Cedrus atlantica* et de *Quercus ilex*. Cette dégradation du paysage corrobore avec l'expansion des indicateurs anthropiques tels que Poaceae, *Olea europaea, Helianthemum* (taxon très fréquent dans les cédraies dégradées), Apiaceae, *Artemisia*, et *Plantago*.

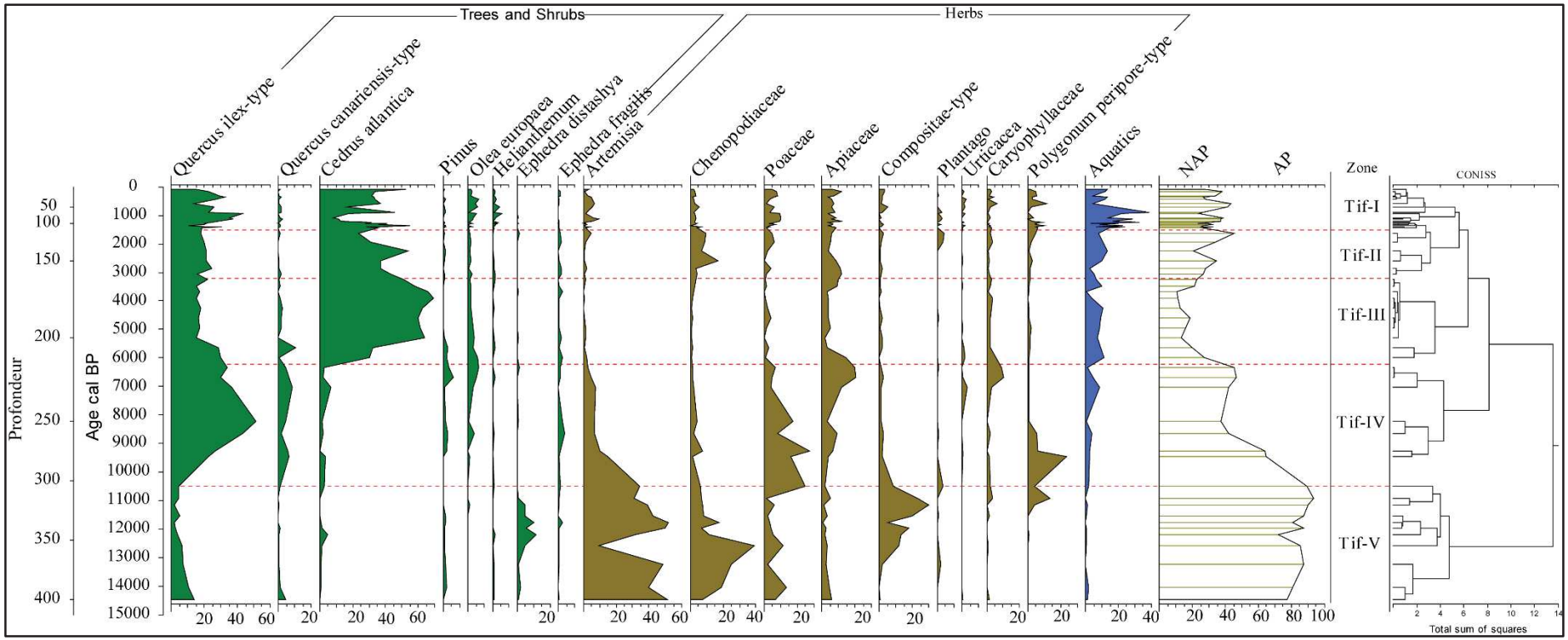


Figure 34: Diagramme pollinique illustrant l'évolution des principaux taxons identifiés au niveau de la séquence de Tifounassine

V.5. Discusion

Dynamique des écosystèmes

Les assemblages polliniques issus du sondage de Tifounassine donnent une image assez détaillée de l'histoire de la végétation depuis les 15,000 ans. Cette séquence pollinique est exceptionnelle car c'est la toute première décrivant la dynamique de la végétation depuis les 15,000 ans dans le Moyen Atlas à cette altitude (~2000 m environ).

Au cours de la période comprise entre 14.7 et 10.5 ka cal BP (Tif-V) le paysage autour du site de Tifounassine a été steppique, dominé par des plantes herbacées résistantes à la sécheresse telle que *Artemisia* mais également des familles telles que Poaceae, Chenopodiaceae, Apiaceae dont la plupart des espèces dominantes au Maroc sont majoritairement steppiques. Cette abondance de la végétation steppique est la conséquence d'un climat aride et sec (Gasse *et al*., 2011). De telles conditions arides ont été identifiées dans toutes les séquences couvrant cette période dans le Moyen Atlas (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al.,* 2016).

La présence des pollens arborés (*Cedrus atlantica*, *Quercus canariensis* et *Q. ilex,* et *Pinus* peut suggérer que les populations forestières ont survécu durant cette période aride sous forme de populations isolées dans des micro-refuges. Le *Quercus rotundifolia* et le *Quercus ilex* identifiés dans cette étude, sont deux espèces à feuillage persistant et elles sont synonymes selon Flora Europaea (Tutin *et al*., 1964).

Les données polliniques montrent que l'expansion de la végétation arboricole (*Quercus. ilex* et *Q. canariensis*) s'est produite avec un délai (~10 ka cal BP) par rapport au début de l'holocène. Cependant, une persistance de taxons steppiques (*Artemisia,* Chenopodiaceae et Poaceae) est observée durant le début de l'Holocène et jusqu'à 6 ka cal BP. Ce délai dans l'expansion du couvert arborée est observé dans certaines séquences de la région méditerranéenne (Tinner *et al*., 2009 ; Eastwood *et al*., 1999 ; Stevens *et al.,* 2006 ; Leroy *et al*., 2013), ainsi que cette persistance de taxons steppiques durant le début de l'Holocène est aussi observée dans les séquences polliniques du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 199 ; Nour El Bait *et al.,* 2014 ; Tabel *et al*., 2016 ; cette étude). Cette composition des écosystèmes pourrait être attribuée à un début de l'Holocène chaud mais les taux d'humidité sont encore faibles pour soutenir une dominance de forêts.

Le faible taux de chênes décidus (*Q. canariensis*) durant la période Holocène pourrait correspondre à des populations éloignées sur des altitudes un peu plus basses.

Cependant, la séquence pollinique du lac Sidi Ali, à 10 km de Tifounassine et sur des altitudes comparables, montre une absence total de *Q. canriensis*. Actuellement, le *Q. canriensis* se produise sur des altitudes comprises entre 1400 et 1800m d'altitudes (Benabid, 1985).

L'expansion «tardive » de *Cedrus atlantica* après ~6 ka cal BP est observée dans l'ensemble des séquences polliniques du Moyen atlas précitées, et ceci a été expliquée par un début d'Holocène plus chaud et moins humide que le présent dans le Moyen atlas. Ces conditions climatiques ont été reconstruites à partir des données polliniques du lac Tigalmamine (Cheddadi *et al*., 1998) et ils ont été confirmés dans les séquences polliniques de Ras El Ma (Nour El Bait *et al*., 2014) et d'Ait Ichou (Tabel *et al*., 2016) par la persistance de taxons steppiques tels que *Artemisia*, jusqu'à 6 ka cal BP, ce qui a été observée également dans la séquence de Sidi Ali (Lamb *et al*., 1999).

L'augmentation des précipitations autour de 6 ka cal BP a permis l'expansion de la cédraie autour du site de Tifounassine et a rendu la zone plus humide en permettant le développement des plantes aquatiques dans le lac (Figure 34). Au niveau du lac Sidi Ali on observe une augmentation du niveau du lac, déduit à partir de l'étude des diatomées (Lamb *et al*., 1999), ainsi que dans la séquence de Hachlaf. Des changements similaires dans la végétation sont observés à Tigalmamine (40 km de Tifounassine), Sidi Ali, Hachlaf, REM, et Ait Ichou. Une augmentation de taux de l'humidité est signalée dans le bassin méditerranéen durant la même période du temps (Cheddadi *et al*., 1998 ; Carrión, 2002 ; Pantaléon-Cano *et al*., 2003 ; Tinner *et al*., 2009). La régression de la biomasse forestière notamment le *Cedrus atlantica* et le *Quercus canriensis*, ainsi que l'augmentation de taxons steppiques *Artemisia* et Chenopodiaceae à partir de ~4.5 ka cal BP pourrait indiquer une tendance vers des conditions climatiques clairement plus arides. Un tel changement dans la végétation est également observé à Ait Ichou (Moyen Atlas, Tabel *et al*., 2016), à Dar Fatma (Tunisie, Ben Tiba et Reille, 1982), ainsi qu'à Lago di Pergusa, Sicily (Sadori et Narcisi, 2001).

Une des caractéristiques les plus intéressantes dans les séquences polliniques étudiées dans la partie Nord du Moyen Atlas, est la présence de *Cedrus atlantica* à des faibles pourcentages (5%) durant la dernière partie glaciaire et durant le début de l'Holocène (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; et cette étude). Sachant que le pollen de cèdres ne se disperse pas très loin (moins de 5kms) des populations émettrices (Hajar *et al*., 2010), ces

pourcentages polliniques pourraient indiquer la présence de populations de cèdre relictuelle dans la région sous forme de micro-refuges.

Tandis que dans la partie inférieure (Sud) du Moyen atlas, les séquences polliniques de Ait Ichou, et de Tigalmamine montrent que le cèdre n'était pas présent dans la région environnante ni durant la dernière partie glaciaire ni au début de l'holocène. Cela pourrait expliquer l'expansion tardive de *Cedrus atlantica* observée dans les séquences du sud du Moyen Atlas.
Vers les altitudes plus élevées (~2000 m) la dynamique de cèdre durant la dernière partie du glaciaire et le début de l'Holocène n'est pas assez claire. D'autres séquences pourraient permettre une meilleure reconstitution de la migration des cédraies en altitude.
Lamb et ses collaborateurs (1999) ont été surpris par l'observation de développement des cédraies à Sidi Ali 1200 ans plutôt qu'à Tigalmamine malgré la proximité des 2 sites (40 km). Cette nouvelle séquence de Tifounassine, proche de Sidi Ali, et qui englobe tout l'holocène ainsi que la déglaciation montre que le cèdre a été présent tout au long de cette période (Figure 34), ce qui pourrait expliquer cette expansion précoce de *Cedrus atlantica* et la confirmer dans les sites de la partie Nord du Moyen Atlas.
L'augmentation de Cu, Zn et PB au niveau de Tifounassine durant l'époque romaine (Figure 35) est combinée avec avec la dégression du couvert arboré (Figure 34), ceci pourrait être lié aux activités métallurgiques pour extraire les métaux (Zinc, cuivre et Plomb) en utilisant les bois comme une source d'énergie (Nour El Bait, 2014 ; Cheddadi *et al*., 2015). Des changements similaires liés aux mêmes activités sont observés au niveau de Ras El Ma (Nour El Bait *et al*., 2014) et au sud de la France (Elbaz-Poulichet *et al*., 2011). Le déclin des éléments métalliques (Zn, Pb et Cu) à partir de 1.5 ka cal BP dans la séquence de Tifounassine (Figure 35) et dans les autres séquences du Moyen Atlas (Nour El Bait *et al*., 2014 ; Cheddadi *et al*., 2015), pourrait suggérer que les activités métallurgiques romaines ont cessées quand ils ont quitté la zone du Moyen Atlas (Cheddadi *et al*., 2015).

Le couvert forestier est exploité par les Arabes autour de ~1.5 ka cal BP. Cette exploitation est traduite dans la séquence de Tifounassine par le recul des forêts de *Quercus ilex,* et *Cedrus atlantica,* ainsi par l'apparition des taxons liés aux différentes activités anthropiques (*Olea*, *Plantago,* Poaceae, etc.) et les taxons herbacés *Artemisia* et Chenopodiaceae (Figure 34). En outre la régression de la diversité taxonomique (Figure 33) confirme l'intensification de ces activités anthropiques. Actuellement, les populations de *Cedrus atlantica* sont totalement absentes aux alentours du site, ceci est probablement dû à une forte activité anthropique (surpâturage et chauffage). Cette dégradation du couvert forestier a rendu le bassin versant

instable face aux activités de l'érosion, en se traduisant par la forte augmentation du taux de sédimentation à partir de 1.5 ka cal BP (Figure 31). Cette phase d'anthropisation a été déjà observée dans les sites du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 1991 ; 1995 ; 1999 ; Lamb et van der Kaars, 1995 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Cheddadi *et al.*, 2015), et elle a été signalée aussi dans le pourtour méditerranéen (Rhoujjati, 1995 ; Cheddadi *et al*., 2006 ; Sadori *et al.,* 2011).

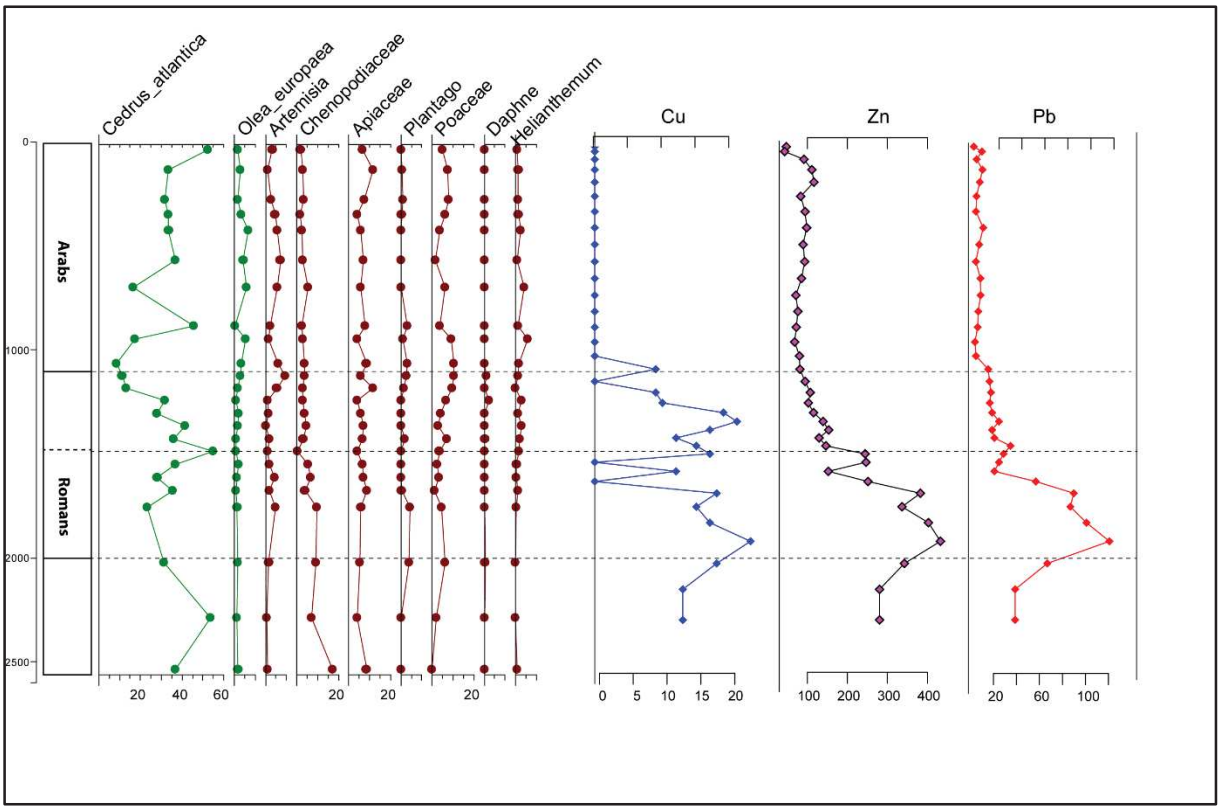


Figure 35: Spectres polliniques des cedrus atlantica, taxons anthropiques et les éléments métalliques mesurés sur les sédiments d'une séquence prélevée du lac Tifounassine (Cheddadi *et al*., 2015).

V.6. Conclusion

L'étude palynologique de la séquence du lac Tifounassine a été établie afin de mieux comprendre la dynamique des espèces arborées (e.g. *Cedrus atlantica*, *Quercus canriensis*) dans les altitudes assez élevées du Moyen Atlas. L'enregistrement pollinique du lac Tifounassine, couvrant les derniers 15 millénaires, montre une tendance globale où le climat et les activités anthropiques semblent façonner la dynamique végétale dans le Moyen Atlas. Durant la partie glaciaire (~15 à 11.7 ka cal BP) le climat était froid et sec marqué par une dominance steppique d'*Artemisia* et Chenopodiaceae. Le début de l'Holocène et jusqu'à 9 ka cal BP n'était pas aussi humide qu'en Europe et d'autres secteurs de la Méditerranée pour soutenir une dominance des écosystèmes arborés, mais plutôt assez humide pour soutenir un début de développement des forêts de chênes et une présence de *Cedrus atlantica* à des faibles pourcentages. Une forte expansion de *Cedrus atlantica* à partir de 6 ka cal BP favorisée par les conditions climatiques humides et plus fraiches, ces conditions sont aussi soutenues par le développement de plantes aquatiques. L'expansion précoce de *Cedrus atlantica* pourrait être liée à la présence de *Cedrus atlantica* avec des faibles pourcentages durant le début de l'holocène. Une tendance vers des conditions climatiques arides à partir de 4.5 ka cal BP en relation avec l'installation du climat typiquement méditerranéen. La séquence pollinique de Tifounassine met en évidence les activités anthropiques observées dans le moyen Atlas à partir de 1.5 ka cal BP.

Chapitre VI: Synthèse et Perspectives

Chapitre VI : Synthèse et Perspectives

Sur la base des données obtenues à partir d'une étude multi-proxy, mettant en œuvre différentes analyses (polliniques, chronologiques, géochimiques, granulométriques et lithologiques), menées sur trois séquences sédimentaires prélevées dans le Moyen Atlas marocain, nous avons pu mettre en évidence les dynamiques de la végétation en relation avec la dynamique sédimentaire du bassin versant et les changements climatiques et anthropiques dans le Moyen Atlas marocain.

Les trois enregistrements sédimentaires issus de différentes altitudes, recouvrant des périodes de temps assez longues (les derniers 25 ka cal BP) ont permis d'explorer les dynamiques paléoenvironnementales dans une zone montagneuse depuis la dernière période glaciaire.

Durant la dernière période glaciaire, (25 à 12 ka cal BP) les associations polliniques des trois séquences étudiées reflètent une large extension des plantes steppiques (90%) avec une dominance d'*Artemisia* et des Chenopodiaceae. Ces assemblages de plantes herbacées témoignent d'un paysage ouvert en réponse à un climat froid et aride. Une telle composition des écosystèmes a été observée dans les quelques séquences polliniques du Moyen Atlas couvrant la même période glaciaire (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016). Ces écosystèmes se trouvent aujourd'hui au Maroc dans les zones semi-arides, situées soit vers le sud (plus chaud) soit dans les montagnes (plus froid) à l'Est des forêts de cèdre. Dans les deux cas les taux de précipitations annuelles ne dépassent pas 450 mm/an (Aïdoud *et al*., 2006). La reconstitution des précipitations moyennes annuelles obtenues pour cette période à travers les données polliniques de la séquence du lac Ifrah n'ont pas dépassé 400 mm/an (Cheddadi *et al*., 2004). Le taux de précipitation annuelle était probablement faible pour soutenir le développement de forêts. En revanche, certaines populations forestières très fragmentées (Chênes, Pins et Cèdres) ont persisté dans des micro-refuges, ceci est probablement dû à une faible humidité locale qui résulte de la fonte des neiges (Nour El Bait *et al*., 2014, Tabel *et al*., 2016).

Les sédiments déposés au cours de cette période sont composés essentiellement de silts et d'argiles très riches en Fe, Ti et Al (la base des séquences Ait Icou et Hachlaf). Cela révèle des processus d'érosion assez importants, qui ont été favorisés par des couverts arborés très réduits autour des deux sites.

Cette période aride a été identifiée également dans la séquence sédimentaire du lac Isli dans le Haut Atlas marocain (Zeroual, 1995), ainsi qu'en Afrique du Nord (Street et Grove, 1979; Gasse *et al*., 1990) et en Afrique du Nord-Ouest (Jullien *et al.*, 2007; Bouimetarhan *et al*., 2012). Cette occurrence de conditions arides et froides est aussi observée dans la Méditerranée orientale (Bottema et van Zeist, 1981 ; Bar-Mattews *et al*., 1997 ; Gasse *et al*., 2011), et elle est synchrone à celle observée en Europe (Woillard et Mook, 1982 ; Beaulieu et Reille, 1984, 1992 ; Guiot *et al*., 1989 ; 1993 ; Willis, 1994 ; Rhoujjati, 1995).

La période de temps comprise entre 23.5 et 17.5 ka cal BP est attribuée au dernier maximum glaciaire « DMG » (Mix *et al*., 2001 ; Kucera *et al*., 2005). Cette période aride est globalement caractérisée par un volume maximal de glace (Mix *et al*., 2001). Les montagnes marocaines sont aussi couvertes par un important volume de glace durant cette période, où les précipitations sous forme de neiges étaient plus importantes que dans les saisons d'hivers actuelles (Mark et Osmaston, 2008). En effet, la neige ne s'accumulait pas très longtemps, sauf sur les sommets les plus hauts (le Toubkal à 4167 m d'altitude), des quantités importantes de neige fondaient durant les saisons d'étés (Awad, 1963). Les assemblages polliniques de la séquence Ait Ichou, couvrant cette période, suggèrent une abondance de Chenopodiaceae et *Artemisia*. Cette dynamique est classique pour cette période froide et aride. Une des caractéristiques intéressante dans l'enregistrement de Ait Ichou est la présence, assez importante, de plantes aquatiques (*Myriophyllum* et *Ranunculus*) durant le DMG. Cette occurrence de plantes aquatiques se corrèle avec le volume de glace maximal enregistré dans la séquence marine MD95-2042 issue de la marge continentale du Portugal (Shackleton *et al*., 2000) ainsi qu'avec les faibles températures de surface de la mer reconstruite à partir d'un sondage marin prélevé dans la marge continentale du Maroc (Penaud *et al*., 2010). Cette occurrence de plantes aquatiques ne veut pas nécessairement dire qu'il y a une augmentation du taux de précipitation et ainsi le niveau du marais. En revanche, cette occurrence des plantes aquatiques durant le DMG (froid et aride) pourrait être expliquée par l'alimentation du marais, durant les périodes estivales (printemps et été), par la fonte de neiges accumulées sur les montagnes (~2000 m a.s.l) qui entourent le marais Ait Ichou (~1560 m a.s.l) ce qui crée un environnement favorable à la floraison estivale de ces plantes aquatiques.

Les événements climatiques abrupts de Heinrich (HEs) H1, H2 et le Dryas récent, correspondent à des refroidissements rapides. Ces événements ont été exprimés dans les séquences polliniques, par la régression du couvert forestier ainsi que par l'expansion des plantes herbacées notamment *Artemisia*, Chenopodiaceae et *Ephedra*. Ells ont été clairement détectées dans les séquences marines et terrestres de l'Atlantique Nord (Turon *et al*., 2003 ; Naughton *et al.*, 2007 ; Penaud *et al*., 2010) et de la région Méditerranéenne (Nikelweski et van Zeist, 1970 ; Pons et Reille, 1988 ; Baruch et Bottema 1991 ; Reille et Lowe, 1993 ; Lowe et Watson, 1993 ; Rossignol-strick 1995 ; Watts *et al*., 1996 ; Cacho *et al*., 1999 ; Combourieu Nebout *et al*., 2002 ; 2009 ; Fletcher *et al*., 2007 ; Fletcher et Sánchez Goñi, 2008 ; Anderson *et al*., 2011).

Par contre, ils ne sont pas détectés d'une manière claire dans les données polliniques et même géochimiques des trois séquences étudiées (Hachlaf, Ait Ichou et Tifounassine), ni dans les autres séquences du Moyen Atlas couvrant ces périodes de temps (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016). Ceci pourrait être expliqué par la forte résilience des écosystèmes steppiques (*Artemisia* et Chenopodiaceae) prédominants, face aux conditions arides et froides qui entraînent très peu de modifications de ces écosystèmes.

Le début de l'Holocène est clairement détecté dans la région méditerranéenne après 12 ka cal BP par une augmentation des précipitations qui a aidée à l'expansion de forêts composées essentiellement de chênes décidus et chênes à feuilles persistantes, en association avec des taxons méditerranéens tels que *Pistacia* (Ben Tiba et Reille, 1982 ; Pons et Reille, 1988 ; Salamani, 1993 ; Combourieu Nebout *et al*., 1998, 2002; 2009; Fernández *et al*., 2007 ; Fletcher et Sánchez Gõni, 2008) ainsi que par l'augmentation de la température (Fletcher *et al*., 2007 ; 2010 ; Combourieu-Nebout *et al*., 2009 ; Dormoy *et al*., 2009).

L'augmentation de la température au début de l'Holocène est liée à l'augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (Magny *et al*., 2002). Cependant, un retard dans l'expansion des forêts est observé dans certaines zones marginales de la Méditerranée due à une déficience en humidité (Pantaléon-cano *et al*., 2003; Baroni *et al*., 2006 ; Pross *et al*., 2009 ; Tinner *et al*., 2009). Par comparaison, les séquences polliniques du Moyen Atlas montrent une persistance des taxons herbacés (*Artemisia*, Chenopodiaceae, Poaceae) avec un début de développement de forêts de chênes (*Quercus rotundifolia* et *canriensis*). De telles compositions des écosystèmes ouverts pourraient indiquer que les conditions climatiques au début de l'Holocène étaient plus chaudes mais moins humides que l'actuel pour soutenir une expansion du couvert arboré. La reconstitution des deux paramètres climatiques (Température annuelles

(T°) et Précipitations annuelles (P)) durant les 10 dernières millénaires, à partir de données polliniques du lac Tigalmamine (Moyen Atlas), montre que le début de l'Holocène été plus chaud et moins humide que le présent d'environ 2 à 3°C pendant les deux saisons hivernales et estivales. Ce début de l'Holocène moins humide pourrait être la cause de l'expansion tardive de *Cedrus atlantica* (~6.5 ka) observée dans toutes les séquences du Moyen Atlas (Lamb *et al*., 1995 ; Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998 ; 2006 ; 2009 ; Lamb *et al*., 1999 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Tabel *et al*., 2016). Par contre, des conditions plus humides ont été documentées ailleurs dans la région Méditerranéenne (Harrison *et al.,* 1996 ; Cheddadi *et al.,* 1997 ; Rossignol-Strick, 1999 ; Roberts *et al*., 2001 ; Wainwright et Thornes, 2004 ; Jalut *et al*., 2009 ; Morellon *et al*., 2009 ; Pérez-Obiol *et al*., 2011 ; Magny *et al.,* 2011). Le début de l'Holocène plus sec et moins humide que le présent observé dans le Moyen Atlas, n'est pas nécessairement en conflit avec l'expansion plus tôt du couvert forestier observée dans la Méditerranée (Baruch et Bottema, 1999 ; Sadori et Narcisi, 2001 ; Fernández *et al.,* 2007 ; Fletcher et Sánchez Gõni, 2008) et en Europe (Seppa et Birks, 2001; Davis *et al*., 2003 ; Vescovi *et al.,* 2007). Ces différences dans le temps de forestation dans la région de la Méditerranée reflètent probablement des différences dans la disponibilité de l'humidité (Tzedakis, 2007).

Après ~6.5 ka cal BP, les données polliniques suggèrent une forte expansion des forêts de cèdres et de chênes. Cette expansion des écosystèmes forestiers est observée dans les trois séquences polliniques de cette étude, ainsi que, dans toutes les séquences polliniques du Moyen Atlas précités. La présence significative de plantes aquatiques à partir de 6.5 ka cal BP suggère une disponibilité accrue en eau. Selon la reconstitution climatique menée sur la séquence de Tiglamanine, cette période de temps se caractérise par une forte augmentation des précipitations annuelles en comparaison avec le début de l'Holocène (Cheddadi *et al*., 1998). Cette augmentation de précipitation a été signalée à Sidi Ali par l'augmentation du niveau du lac (Lamb *et al*., 1999). Les séquences paléoclimatiques de Laguna de Medina et Siles au Sud de l'Espagne, ainsi que la séquence de Gargo Basso au sud de la Sicile en Italie, suggèrent également une augmentation brusque des précipitations à environ 7 ka cal BP (Reed *et al*., 2001 ; Carrión, 2002 ; Tinner *et al*., 2009). Ces conditions humides sont également signalées au cours de cet intervalle de temps en Afrique du Nord (Gasse et Van Campo, 1994). Par contre, en Afrique de l'ouest, la période comprise entre 6000 et 5000 ans BP correspondait à la fin de la période Africaine humide (AHP), spécialement dans le Sahara (Haynes *et al*., 1989 ; Lézine et Casanova, 1989 ; Petit-Maire et Guo, 1996 ; de Menocal, 2000) et le début d'une tendance vers une aridification (Gasse, 2000 ; 2001). La diminution progressive de l'insolation de l'été

entre 7 et 5.5 ka BP a été considérée comme l'une des causes principales du changement climatique enregistré entre 6 et 5 ka (Mayewski *et al*., 2004). Cependant, l'ensemble des changements environnementaux que nous observons dans les enregistrements fossiles ne peuvent pas être expliqués par la variation progressive de l'insolation uniquement. Les changements rapides sont liés à différentes interactions entre l'insolation, forçage externe, avec d'autres variables de la biosphère telle que la circulation atlantique qui a été invoquée pour expliquer notamment la fin de la AHP en Afrique du nord (de Menocal *et al*, 2000).

Dans la Méditerranée occidentale, la période comprise entre 4.5 et 4 ka cal BP correspond au début de l'évolution vers des conditions climatiques typiquement méditerranéennes, (Jalut *et al*., 2009). Les processus d'aridification ont été observés à partir de 4.5 ka cal BP dans la Méditerranée occidentale (Jalut *et al*., 1997; 2000; 2009; Sadori et Narcisi, 2001; Jalut, 2005; Sadori *et al*., 2008; Carrión *et al*., 2010 ; Pérez-Obiol *et al*., 2011) et dans la Méditerranée centrale (Magri et Sadori, 1999; Sadori, 2007; Magny *et al*., 2009 ; Sadori *et al*., 2010). Ces processus se trouvent également dans la Méditerranée orientale (El-Moslimany, 1990 ; Fontugne *et al*., 1994; Butzer, 1997 ; Schilman *et al*., 2001), ainsi qu'en Afrique du Nord (Ritchie, 1984 ; Ballouche, 1986 ; Brun, 1992). Les conséquences de cette aridification sur la couverture végétale étaient une régression des arbres à feuilles caduques (décidus), ainsi qu'une propagation des éléments steppiques et une intensification du processus d'érosion. De tels changements dans la végétation sont observées dans les séquences polliniques d'Ait Ichou et Tifounassine, où on remarque une forte régression des chênes notamment le chêne décidu (*Q. canariensis*) et une re-expansion de taxons steppiques (*Artemisia*, Chenopodiaceae…).

La charge détritique a été aussi amplifiée à partir de 4.5 ka cal BP, et par conséquent le taux de sédimentation a augmenté, ce qui reflète une forte augmentation des processus d'érosion durant cette période, où les saisons arides sont plus longues durant l'année, ainsi que les taux de précipitations sont plus importants par rapport au début de l'Holocène.

En général, la présence de micro-charbons dans les enregistrements fossiles indique la présence de feux à proximité (Ohlson et Tryterud, 1999). La quantité de micro-charbons enregistrée d'une manière significative à partir de 4.5 ka cal BP dans la séquence de Ait Ichou, suggère une activité de feux autour du site. La conséquence de feux sur le couvert arboré est exprimée par une régression des populations de *Quercus* (*canariensis et rotundifolia), Cedrus* et *Pinus*, ainsi que par la présence d'espèces pionnières qui poussent généralement après une dégradation du paysage, et qui sont dans ce cas favorisées par les feux tels que le *Cistus*.

Les feux sont généralement déclenchés par les activités humaines et/ou par l'aridité (Linstädter et Zielhofer, 2010). Mais étant donné que les activités anthropiques sont plutôt mineures avant 2 ka cal BP dans le Moyen Atlas (Cheddadi *et al*., 2015), les feux sont probablement d'origine naturelle. De plus, les données polliniques et géochimiques ne donnent aucune preuve des activités anthropiques ni autour du site de Ait Ichou, ni à Tifounassine avant 1.5 ka cal BP. Les activités anthropiques sont exclues comme étant le principal facteur de déclenchement des feux juste après ~4.5 ka cal BP. Cependant, à une époque approximativement contemporaine, un recul des chênes décidus dans le Haut Atlas de Marrakech est interprété comme étant le résultat d'une aridification (Bernard et Reille, 1987). Le déclenchement de feux après 4.5 ka cal BP est potentiellement lié soit à une augmentation de la période aride au cours de l'année soit à une forte saisonnalité hiver/été. Dans les deux cas les feux naturels sont plutôt favorisés. Le recul du couvert forestier à partir de 4.5 ka cal, notamment *Quercus canariensis* (chênes décidus), pourrait être lié à une aridification et non pas à des activités anthropiques.

Les perturbations anthropiques dans la région méditerranéenne sont souvent exprimées dans les séquences polliniques par la présence des taxons cultivés par l'homme tel que les céréales et les oliviers (*Olea*), ou des taxons qui accompagnent généralement l'homme tel que *Plantago, Rumex, Asphodelus* (López-Sáez *et al*. 2003; Sadori *et al*., 2011).

Au niveau du site Ait Ichou, les données polliniques ne montrent aucun indice d'activités anthropiques (Figure 36). Les indicateurs anthropiques du milieu (*Olea, Urtica, Cerealia*…) ne sont pas détectés. De plus, la concentration des éléments chimiques, telle que le plomb (Pb), qui sont souvent associés aux activités métallurgiques, est plus basse que celle enregistrée au cours de la dernière période glaciaire ce qui pourrait suggérer que les perturbations anthropiques sont mineures autour du marais Ait Ichou et que les changements affectant la végétation semblent plus liés à la variabilité du climat qu'à la déforestation anthropique.

Des similitudes sont notées entre les deux sites de Hachlaf et de Tifounassine à partir de 1.5 ka cal BP, à savoir la dégradation du couvert forestier (*Quercus* (*rotundifolia* et *canariensis*) et *Cedrus atlantica*), l'augmentation des marqueurs polliniques d'anthropisation (*Olea, Cereal, Artemisia*…), et la régression de la diversité taxinomique. Cette régression a été observée dans la majorité des sites du Moyen Atlas en relation avec les activités anthropiques. La déforestation a conduit à une érosion notable des sols qui se traduit par une augmentation du taux de sédimentation dans les deux séquences. Cette déforestation pourrait être liée à une forte exploitation du bois dans la région (Nour El Bait, 2014). Cependant, des ouvertures similaires de milieux forestiers en relation avec les activités anthropiques sont enregistrées pour la même période proche du Col du Zad (Reille, 1976). La régression du couvert arboré observée à Ras

El MA (REM) et Tifounassine dans le Moyen Atlas autour de 1.5 ka cal BP se combine avec l'augmentation du Pb, Cu et Zn, ce qui indique une présence des industries métallurgiques pour extraire ces éléments dans la région en utilisant le bois en tant que source d'énergie (Nour El Bait, 2014 ; Nour El Bait *et al*., 2014 ; Cheddadi *et al*., 2015).

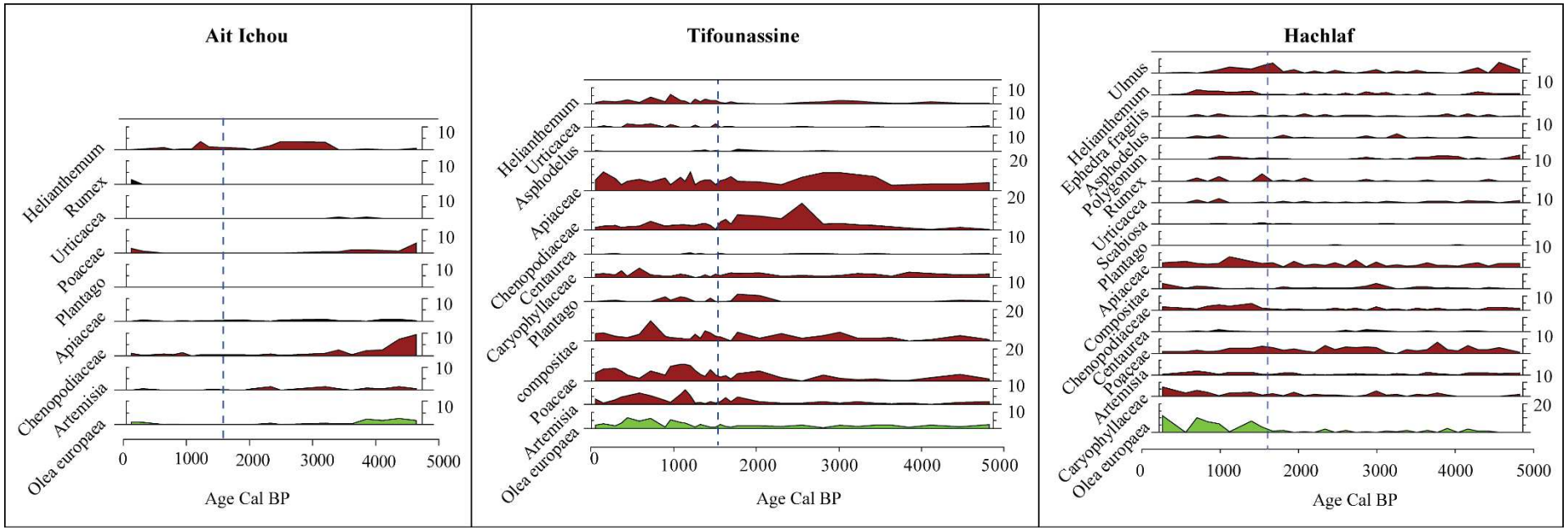


Figure 36: Dynamique végétale et anthropique des sites Ait Ichou; Tifounassine et Hachlaf

Dynamique de *Cedrus atlantica* durant les derniers 25 millénaires dans le Moyen Atlas

En Afrique du Nord et contrairement à l'Europe, les changements climatiques quaternaires et leurs impacts sur la dynamique de certaines espèces endémiques et emblématiques telles que *Cedrus atlantica* (cèdre de l'Atlas) sont très peu documentés. Les aires de répartition de ces espèces ont varié sensiblement durant la dernière période glaciaire en relation avec les changements climatiques globaux, mais nous ne connaissons pas ou peu quelle a été la réaction de ces espèces face à ces changements et quelle était leur aire de répartition passée.

Nous avons observé ainsi que plusieurs études l'ont montré également, que des conditions arides ont prévalu sur l'Afrique du Nord durant le dernier maximum glaciaire (Street et Grove, 1979 ; Gasse *et al*., 1990). La reconstitution climatique menée sur la séquence pollinique du lac Ifrah (Maroc) montre que la température du dernier maximum glaciaire était environ ~15°C plus basse qu'actuellement, avec des moyennes de précipitations annuelles qui n'ont pas dépassé les 400 mm/an (Cheddadi *et al*., 2004 ; 2009). Ces conditions arides qui ont probablement touché une grande partie de l'Afrique du Nord, ont restreint *Cedrus atlantica* à plusieurs refuges isolés au Maroc, en Algérie et en Tunisie.

Les études polliniques en Afrique du Nord, confirment la présence de populations relictuelles de cèdre durant la dernière période glaciaire en Tunisie (Ben Tiba et Reille, 1982), Algérie (Salamani, 1993) et au Maroc (Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; Nour El Bait *et al*., 2014).

Les séquences polliniques du Moyen Atlas qui ont montré un retard d'expansion des forêts de *Cedrus atlantica* durant le début de l'Holocène et jusqu'à ~6.5 ka cal BP montrent un certain décalage dans le « timing » (Figure 37) de l'expansion entre les sites situés dans la partie Nord du Moyen Atlas (Hachlaf, Ifrah, REM, Tifounassine et Sidi Ali) et ceux situés dans la partie Sud (Tigalmamine et Ait Ichou).

Les sites de la partie Nord montrent une expansion précoce (~6.5 ka cal BP) par rapport aux sites de la partie Sud.

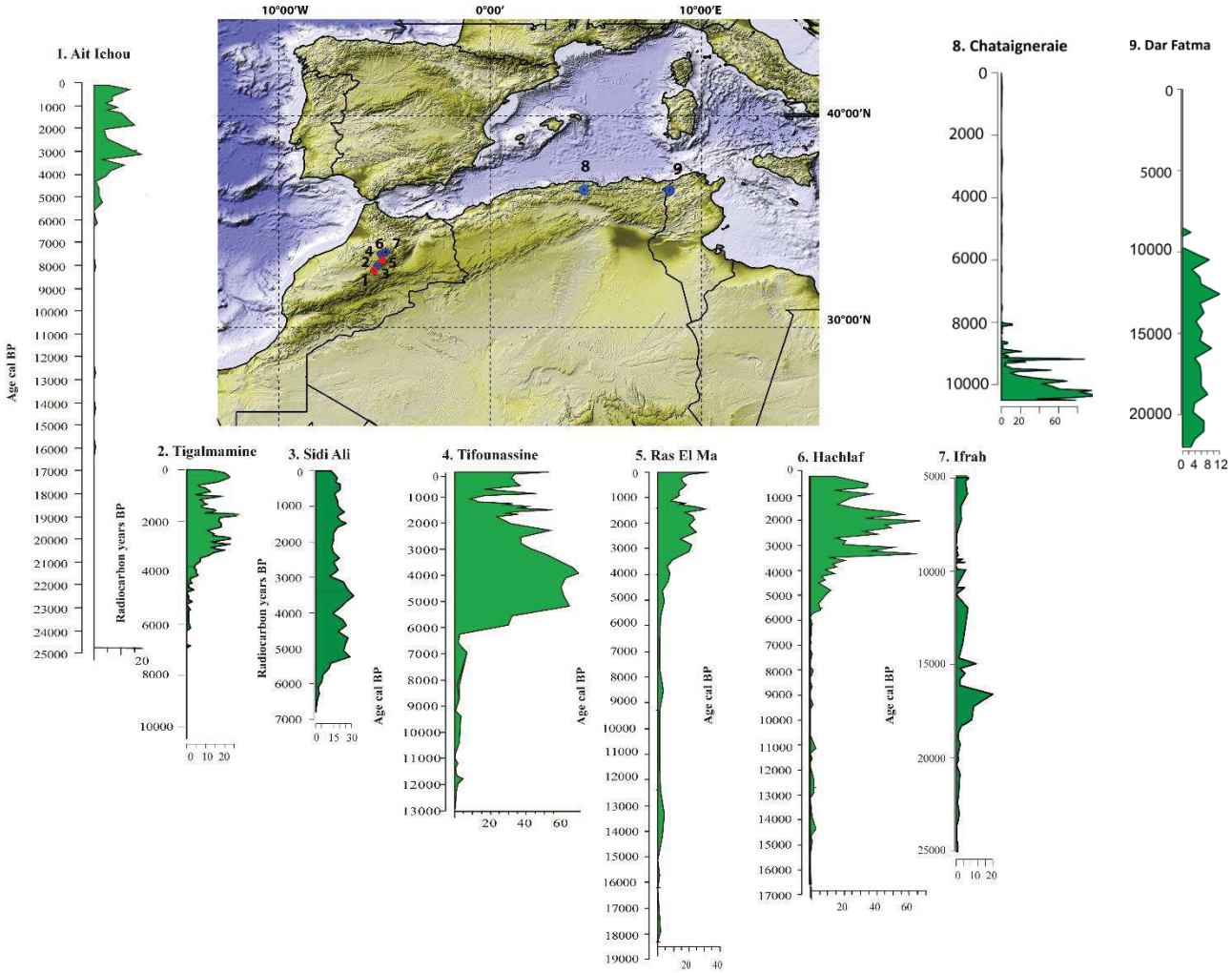


Figure 37: Spectres polliniques de *Cedrus atlantica* avec la carte de la localisation de sites correspondants. 1). Tabel *et al*., 2016 ; 2). Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al*., 1998 ; 3). Lamb *et al*., 1999 ; 4,6). Cette étude ; 5). Nour El Bait *et al*., 2014 ; 7). Cheddadi *et al*., 2009 ; Rhoujjati *et al*., 2010 ; 8). Salamani, 1993 ; 9). Ben Tiba et Reille, 1982.

Une des caractéristiques intéressantes et qui pourrait donner une explication à cette différence d'expansion, est la présence de cèdres avec de faibles pourcentages dans tous les sites de la partie Nord du Moyen Atlas durant le début de l'Holocène (Figure 37), tandis que les sites de la partie sud, qui ne contenaient pas de cèdre au cours du début de l'Holocène montrent une installation et un développement tardif des forêts de cèdres.

Les études paléoécologiques dans les montagnes Algériennes et Tunisiennes (Ben Tiba et Reille, 1982 ; Salamani, 1993 ; Stambouli-Essasi, 2002) montrent une présence de *Cedrus atlantica* durant le début de l'Holocène et jusqu'à 8 ka cal BP. La reconstitution du climat à partir des données polliniques du site Chataigneraie en Algérie, montre que la température hivernale était légèrement inférieure à 5°C durant le début de l'Holocène et jusqu'à 8 ka (Cheddadi *et al*., 2009). Aujourd'hui, au Maroc le cèdre de l'Atlas se produit seulement dans les zones où la température moyenne hivernale est inférieure à 5°C. Cependant, l'étude paléoclimatique menée sur la séquence du lac Tigalmamine suggère que l'expansion du cèdre après 6.5 ka cal BP a été possible grâce à la baisse de la température hivernale en dessous de ce seuil de ~5°C et d'une augmentation des précipitations annuelles (Cheddadi *et al*., 1998). Après 8 ka la température au niveau du site Chataigneraie augmente en dessus de ce seuil à des niveaux comparables à celles reconstruites durant le début de l'Holocène au Maroc, ce qui a forcé le cèdre à migrer vers des altitudes plus élevées et qui a engendré leur disparition de ces sites où les altitudes sont inférieurs à 1250 m a.s.l (Salamani, 1993 ; Cheddadi *et al*., 2009).
Le début de l'Holocène plus chaud que l'actuel d'environ ~2°C a provoqué une forte migration en altitude de *Cedrus atlantica* (Cheddadi *et al*., 1998 ; 2009). Les scénarios d'évolution de la température moyenne de la terre prévoient une augmentation de la température de 2 à 5 °C au cours du 21ième siècle (GIEC, 2007). L'augmentation prévue de la température durant ce siècle conduira à une augmentation de la température moyenne hivernale à des niveaux plus élevés que celle reconstruite durant le début de l'holocène, ce qui devrait provoquer une migration importante en altitude ou à une disparition de *Cedrus atlantica*. Vu que les changements prévus devront avoir lieu sur moins d'un siècle, les forêts de cèdres n'auront probablement pas assez de temps pour s'adapter ou de migrer en altitudes pour compenser le réchauffement ce qui pourrait mettre en cause la persistance de plusieurs populations dans le Moyen Atlas.

VI.1. Conclusion générale

L'approche multi-proxy (palynologie, géochimie élémentaire, granulométrie, chronologie…) appliquée sur les trois séquences fossiles, collectées au sein du Moyen Atlas Marocain: Hachlaf, Tifounassine et Ait Ichou, nous a permis de reconstituer la dynamique des écosystèmes au cours de la dernière période glaciaire et l'holocène, et de mettre en évidence les différents forçages (climatiques et anthropiques) influençant la dynamique des écosystèmes. Ce travail de thèse a permis de compléter les données paléoécologiques existantes dans le Moyen Atlas, afin de mieux comprendre la dynamique des écosystèmes et d'apporter de nouveaux éléments clés pour comprendre l'impact des changements climatiques dans une zone subissant des influences Atlantiques, Sahariennes et Méditerranéennes. Les résultats de ces analyses montré une tendance globale où le climat semble façonner la dynamique végétale et sédimentaire durant la dernière période glaciaire et jusqu'à ~1.5 ka cal BP, à partir d'où, il est difficile de déduire un signal climatique robuste dû à l'intensification du forçage anthropique.

Les trois séquences polliniques ont permis de confirmer les grands traits de l'histoire de la végétation et du climat en Afrique du Nord et dans la Méditerranée. Les résultats indiquent un développement important des paysages ouverts durant la période glaciaire, où dominent les taxons steppiques tels que Chenopodiaceae, *Artemisia*, etc. Cependant, la présence d'une végétation arboricole telle que *Cedrus atlatinca* et de *Quercus rotundifolia* à des faibles pourcentages durant le pléniglaciaire et le tardiglaciaire peut suggérer que ces populations forestières ont survécu aux conditions froides et arides sous forme de micro-refuges glaciaires. Cette période, caractérisée par une dominance steppique, en réponse à des conditions climatiques froides et arides, se traduit au niveau de sédimentation par d'importants apports terrigènes.

L'augmentation des températures et des précipitations avec le début de l'Holocène permettent le développement des espèces de milieux tempérés (*Quercus* et *Pinus*). En effet, la mise en place du couvert forestier au début de l'Holocène a induit à une réduction considérable des apports terrigènes. La persistance des taxons herbacés (*Artemisia* et Chenopodiaceae) ainsi que le retard d'expansion de forêts de *Cedrus atlantica* jusqu'à 6.5 ka cal BP, révèle que le début de l'Holocène n'était pas aussi humide qu'en Europe ou d'autres zones de la Méditerranée, mais il était assez humide pour soutenir l'expansion des forêts de chênes.

Les résultats obtenus révèlent une tendance vers des conditions climatiques fraiches et plus humides à partir de 6.5 ka cal BP, où Le développement du couvert arboré s'avère plus prononcé

à partir de 6.5 ka cal BP. Les forêts de Cèdre et de chêne décidu atteint leurs maximums entre 6.5 et 4.5 ka cal BP. Les niveaux du lacs (Hachlaf et Tifounassine) augmentent ainsi, sous l'effet des conditions climatiques humides.

Les processus d'aridification observés à partir de 4.5 ka cal BP dans la région méditerranéenne (suite à l'installation de climat méditerranéen), ont été enregistrés dans le Moyen Atlas par la régression des chênes décidus et de *Cedrus atlantica*, ainsi que par la ré-expansion des éléments steppiques.

Les exploitations humaines de paysages sont enregistrées d'une manière significative à partir de 1.5 ka cal BP en relation avec les pratiques agricoles, activités métallurgiques etc. Ce forçage a eu un fort impact sur la dynamique sédimentaire en générant une augmentation de processus d'érosion qui se répercute sur les flux détritiques.

VI.2. Perspectives

D'une manière générale, les perspectives essentielles dans le domaine de la paléoécologie consistent à combler des lacunes de connaissance spatiales et temporelle afin de pouvoir dresser des synthèses régionales et globales des changements passées. Il est pour cela intéressant d'augmenter la résolution des analyses de tous les indicateurs, notamment pendant la dernière période glaciaire et la transition glaciaire-holocène ce qui permet d'identifier précisément les principaux événements climatiques. D'autre part, la confrontation des études multi-proxies incluant, la palynologie, la géochimie, la sédimentologie et la paléontologie apparaît essentielle aujourd'hui pour la reconstitution de scénario paléoenvironnementaux complet. Pour cela, il serait intéressant d'analyser d'autres indicateurs climatiques tels que les ostracodes, les isotopes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, le rapport de: Sr/Ca et Mg/Ca, ce qui permettrait de préciser les variations de températures et de salinités du lacs. L'extraction d'une deuxième séquence du lac Hachlaf consacrée à l'étude des ostracodes déjà observés dans la séquence de Hachlaf serait intéressante.

L'acquisition d'une nouvelle séquence sédimentaire couvrant la dernière période glaciaire dans la partie sud et sur des altitudes encore plus basses que celles de Ait Ichou va permettre de comprendre la dynamique de *Cedrus atlantica* durant la dernière période glaciaire et le début de l'Holocène dans la partie sud du Moyen Atlas.

Pour avoir une image encore plus détaillée des changements environnementaux sur les hautes altitudes (~2000 m) du Moyen Atlas, un nouveau sondage dans le milieu du lac Tifounassine pourrait combler le manque de matériel datable à partir de 15 ka cal BP, pour atteindre la dernière période glaciaire.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

Abrantes F, Meggers H, Nave S, Bollmann J, Palma S, et al. 2002. Fluxes of micro-organisms along a productivity gradient in the Canary Islands region (29°N): Implications for paleoreconstructions. *Deep-Sea Research* II 49: 3599-3629.

Aidoud A, Le Floc'h E, Le Houerou HN.2006. Les steppes arides du nord de l'Afrique. *Science et changements planétaires/Sécheresse* 17: 19-30.

Allen JRM, Watts WA, McGee E, Huntley B. 2002. Holocene environmental variability—the record from Lago Grande di Monticchio, Italy. *Quaternary International* 88: 69-80.

Alley RB, Agustsdottir AM, Fawcett PJ. 1999. Ice-core evidence of late-Holocene reduction in North Atlantic Ocean heat transport. *Geophysical Monograph* 112, 301–312.

Amatulli G, Camia A, San-Miguel-Ayanz J. 2013. Estimating future burned areas under changing climate in the EU- Mediterranean countries, *Science of the Total Environment* 450: 209-222.

Anderson NJ, Bugmann H, Dearing JA, Gaillard MJ. 2006. Linking palaeoenvironmental data and models to understand the past and to predict the future, *Trends in Ecology & Evolution* 21: 696-704.

Anderson RS, Jiménez-Moreno G, Carrión JS, Pérez-Martinez C. 2011. Post- glacial history of alpine vegetation, fire, and climate from Laguna de Rio Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Science Reviews* 30, 1615-1629

Arboleya ML, Teixell A, Charroud M, Julivert M. 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39. pp 319–327.

Ariztegui D, Asioli A, Lowe JJ, Trincardi F, Vigliotti L, *et al*. 2000. Palaeoclimate and the formation of sapropel S 1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158: 215-40.

Awad H. 1963. Some aspects of the geomorphology of Morocco related to the Quaternary climate. *Geogr. J.* 129, 129–139.

Baali A. 1998. Genèse et évolution au Plio-Quaternaire de deux bassins intramontagneux en domaine carbonate méditerranéen. Les bassins versants des dayets Afourgagh et Agoulmam (Moyen Atlas, Maroc). Thèse de doctorat, Université de Rabat, 326 p.

Bachiri Taoufiq N, Barhoun N. 2001. La végétation, le climat et l'environnement marin au Tortonien supérieur dans le bassin de Taza-Guercif (corridor rifain, Maroc Oriental) d'après la palynologie. *Geobios* 1: 13–24.

Ballouche A, Damblon F. 1988. Nouvelles données palynologiques sur la végétation holocène du Maroc.

Ballouche A. 1986. Paleoenvironnements de l'Homme fossile holocène au Maroc. Apports de la palynologie. Thèse 3ème cycle, 84, Univ. Bordeaux I, 134 p.

Ballouche A. 2001. Les paysages végétaux holocènes du Maghreb. Entre nature et culture. Actes des premières journées nationales d'archéologie, Rabat, Vol. I: 120-130.

Bard E, Antonioli F, Silenzi S. 2002. Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 196: 135-146.

Bar-Matthews M, Ayalon A, Gilmour M, Matthews A, Hawkesworth CJ. 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 3181–3199.

Bar-Matthews M, Ayalon A, Kaufman A. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* 47: 155-168.

Baroni, C, Zanchetta G, Fallick AE, Longinelli A. 2006. Mollusca stable isotope composition of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16: 827–837.

Baruch U, Bottema S. 1991. Palynological evidence for climatic changes in the southern Levant ca. 17,000-9,000 BP. In: Bar-Yosef, O., Valla, F. (Eds.), The Natufian Culture in the Levant, International Monographs in Prehistory, Ann Arbor, MI, pp. 11-20

Baruch U, Bottema S. 1999. A new pollen diagram from lake Ula. Vegetational, climatic and anthropogenic implications. In: Kawanabe, H., Coulter, G.W., Roosevelt, A.C. (Eds.), Ancient Lakes: Their Cultural and Biological Diversity, pp. 75–86.

Beaulieu JLD, de Reille M. 1983. Paléoenvironnement tardiglaciaire et Holocène des lacs de Péléautier et Siguret (Hautes- Alpes, France) Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. *Ecologia Mediterranea*, IX(3), 16—36.

Beaulieu JLD, Reille M. 1984. A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France, *Boreas* 13, 111–132.

Ben Tiba B, Reille M. 1982. Recherches pollenanalytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale), premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* 7: 75–86.

Ben Tiba B. 1995. Cinq millénaires d'histoire de la végétation à Djebel El Ghorra, Tunisie septentrionale. In : Le Thomas & E. Roche (Ed.) Palynologie africaine, CIFEG, Publications occasionnelles, 1995/31, Orléans : 49-55.

Benabid A. 1985. Les écosystèmes forestiers préforestiers et présteppiques du Maroc: Diversité, répartition biogéographique et problèmes posés par leur aménagement. Forêt Méditerranéenne, 7, 53–64.

Benkaddour A. 1993. Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas Marocain : chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine. Thèse de doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, 170 p.

Benslama M, Andrieu-Ponel V, Guiter F, Reille M, De Beaulieu JL, *et al*. 2010. Nouvelles contributions à l'histoire tardiglaçiaire et holocène de la végétation en Algérie: analyse polliniques de deux profils sédimentaires du complexe humide d'EL-Kala. *Comptes Rendus Biologies* 333: 744-754

Benslama M. 2001. Étude pollen analytique de quelques marais tourbeux de l'Algérie Nord Orientale: « cas du lac Noir, de Nechaa Righia, et du marais d'El-Ghoura ». *XVIIe symposium de l'Association des Palynologues de Langue française Arles* 24–26.

Bernard J, Reille M. 1987. Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. *Pollen et Spores* Paris 29: 225–240.

Birks HJB, Line JM, Persson T. 1988. Quantitative Estimation of Human Impact on Cultural Landscape. In: The Cultural Landscape, Past, Present and Future. Cambridge University Press: 229- 240.

Birks HJB, Line JM. 1992. The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data. *The Holocene*, 2: 1-10.

Birks HJB. 1996. Contributions of Quaternary paleoecology to nature conservation. *Journal of vegetation Science* 7: 89-98

Blaaw M. 2010. Methods and code for classical age-modeling of radiocarbon sequences. *Quaternary International*: 1-17.

Boko M, Niang I, Nyong A, Vogel C, Githeko A, *et al*. 2007 -Africa. In M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden & C.E. Hanson (eds.), Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge UK, 433-467.

Bonnet B, Aulong S, Goyet S, Lutz M, Mathevet R. 2005. Gestion intégrée des zones humides méditerranéennes : Conservation des zones humides. Tours du Valat, Arles, 160 p.

Bottema S, van Zeist W. 1981. Palynological evidence for the climatic history of the Near East 50,000–6,000 BP. Colloques Internationaux du CNRS. N° 598. Préhistoire du Levant Maison de l'Orient, Lyon. Paris: Éditions du CNRS.

Bouimetarhan I, Prange M, Schefuß E, Dupont L, Lippold J, *et al*. 2012. Sahel megadrought during Heinrich Stadial 1: evidence for a three-phase evolution of the low-and mid-level West African wind system. *Quaternary Science Reviews 58*: 66-76.

Boyle E A, Keigwin LD. 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20, 000 years linked to high- latitude surface temperature. *Nature* 330: 35–40.

Broecker WS, Andree M, Wolfli W, Oeschger H, Bonani G, *et al.* 1988. The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography* 3: 1–19.

Broecker WS, Denton GH. 1989. The role of ocean–atmosphere reorganization in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2465–2501.

Broecker WS, Peng TH, Jouzel J, Russell G. 1990. The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation, *Climate Dynamics* 4: 73–79.

Broecker WS. 1997: Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: Will man-made CO_2 upset the current balance? *Science*, 278: 1582–1588.

Brun A, 1987. Etude palynologique des limons organiques du site de l'Oued el Akarit (Sud tunisien). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 1: 19–25

Brun A. 1979. Recherches palynologiques sur les sédiments du Golfe de Gabès : résultats préliminaires. Géologie Méditerranéenne, VI, 1 : 247-264.

Brun A. 1989. Microflores et paléovégétations en Afrique du Nord depuis 30 000 ans. *Bulletin de la Société Géologique Française* V: 25–33.

Brun A. 1992. Pollens dans les séries marines du Golfe de Gabes et du Plateau des Kerkennah (Tunisie): Signaux climatiques et anthropiques. *Quaternaire* 3: 31–39.

Butzer KW. 1997. Sociopolitical discontinuity in the Near East c. 2200 BCE: Scenarios from Palestine and Egypt. In *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse* (pp. 245-296). Springer Berlin Heidelberg.

Butzer KW. 2005. Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32: 1773-1800.

Cacho I, Shackleton NJ, Elderfield H, Sierro FJ, Grimalt J. 2006. Glacial rapid variability in deep water temperature and d18O from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 25: 3294–3311.

Calò C, Henne PD, Curry B, Magny M, Vescovi E, *et al*. 2012. Spatio-temporal patterns of Holocene environmental change in southern Sicily. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 323: 110-122.

Camuffo D, Bertolin C, Barriendos M, Dominguez-Castro F, Cocheo C*, et al*. 2010. 500-years temperatura reconstruction in the Mediterranean Basin by means of documentary data and instrumental observations, *Climatic Change* 101: 169–199.

Carrión JS, Fernández S, Jiménez-Moreno G, Fauquette S, Gil-Romera G, *et al*. 2010. The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of arid environments* 74: 731-736.

Carrión JS. 2002. 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.

Cheddadi R, Fady B, Francois L, Hajar L, Suc JP, *et al*. 2009. Putative glacial refugia of Cedrus atlantica from Quaternary pollen records and modern genetic diversity. *Journal of Biogeography* 36: 1361-1371.

Cheddadi R, Lamb HF, Guiot J, Van Der Kaars S. 1998. Holocene climatic change in Morroco: a quantitative reconstruction from pollen data, *Climate Dynamics* 14: 883-890.

Cheddadi R, Nourelbait M, Bouaissa O, Tabel J, Rhoujjati A, *et al*. 2015. A history of human impact on Moroccan mountain landscapes. *African Archaeological Review 32*: 233-248.

Cheddadi R, Taieb M, Damnati B, Ortu E, Guiot J, *et al*. 2004. Climate changes since the last glacial maximum in Morocco and predicted impact on the Mediterranean ecosystems. "Rapid and catastrophic environmental changes in the Holocene and human response" first joint meeting of IGCP 490 and ICSU Environmental catastrophes in Mauritania, the desert and the coast. Atar, Mauritania.

Cheddadi R, Yu G, Guiot J, Harrison SP, Prentice IC. 1997. The climate of Europe 6000 years ago*, Climate Dynamics* 13: 1–9.

Clark PU, Pisias NG, Stocker TF, Weaver AJ. 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415 : 863–869.

Colonese AC, Zanchetta G, Drysdale RN, Fallick AE, Manganelli G, *et al*. 2011. Stable isotope composition of Late Pleistocene-Holocene Eobania vermiculata (Müller, 1774) (Pulmonata, Stylommatophora) shells from the Central Mediterranean basin: data from Grotta d'Oriente (Favignana, Sicily). *Quaternary International 244*: 76-87.

Colo G. 1961-64. Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional Notes Mém. Serv. géol. Maroc. 139, 226.

Combourieu Nebout N, Paterne M, Turon JL, Siani G. 1998. A high-resolution record of the last deglaciation in the central Mediterranean Sea: Palaeovegetation and palaeohydrological evolution. *Quaternary Science Reviews* 17: 303-317.

Combourieu Nebout N, Peyron O, Dormoy I, Desprat S, Beaudouin C, *et al.* 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.

Combourieu Nebout N, Turon JL, Zahn R, Capotondi L, Londeix L, *et al*. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the Western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y., *Geology* 30: 863-866.

Combourieu-Nebout N. 1993 - Vegetation response to up- per Pliocene Glacial/Interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. *Quaternary Research* 40: 228-236.

Damblon F, Vanden Berghen C. 1993. Etude paléoécologique (pollen et macrorestes) d'un dépôt tourbeux dans l'île de Djerba, Tunisie méridionale. *Palynosciences* 2: 157-172.

Damblon F. 1991. Contribution pollen analytique a l'histoire des forets de chêne liège au Maroc: la subéraie de Krimda. *Paleoecology of Africa*, Rotterdam 22: 171–183.

Davis BAS, Brewer S, Stevenson AC, Guiot J, and data contributor. 2003. The temperature of Europe during the Holocene re- constructed from pollen data, *Quaternary Science Reviews* 22: 1701– 1716.

Davis BAS, Brewer S, Stevenson AC, Guiot J. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701–1716.

De Beaulieu J-L, Reille M. 1992. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France). A new pollen profile. *Quaternary Science Reviews* 11: 431-438

de Menocal P, Oritz J, Guilderson T, Sarnthein M. 2000. Coherent high- and low- latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* 288: 2198–2202.

Dearing JA, Battarbee RW, Dikau R, Larocque I, Oldfield F. 2006. Human-environment interactions: learning from the past. *Reg. Environ Change* 6: 115-123.

Dearing JA. 2006. Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the Past* 2: 187- 203

Develle A-L, Herreros J, Vidal L, Sursock A, Gasse F. 2010. Controlling factors on a paleo-lake oxygen isotope record (Yammoûneh, Lebanon) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 29: 865–886.

Di Rita F, Anzidei AP, Magri D. 2013. A Lateglacial and early Holocene pollen record from Valle di Castiglione (Rome): Vegetation dynamics and climate implications, *Quaternary International* 288: 73–80.

Driouech F. 2010. Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d'un changement climatique: descente d'échelle et incertitudes. Thèse de doctorat, Université de Toulouse

Duplessy JC, Shackleton NJ, Fairbanks RG, Labeyrie, L, Oppo DW, *et al*. 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3: 343-360.

Eastwood WJ, Roberts N, Lamb HF, Tibby JC .1999. Holocene environmental change in southwest Turkey: a palaeoecological record of lake and catchment-related changes. *Quaternary Science Reviews* 18: 671–696.

Eckman V.W., 1905. Beitrage zur theorie ses meeres-strommgen – Arkiv. Mathem. Astron. Och Fyrik, 2, n° P. 13-52.

El Hamouti N, Lamb HF, Fontes JC, Gasse F. 1991. Changements hydrologiques abrupts dans le Moyen Atlas marocain depuis le dernier maximum glaciaire. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 313: 259-265.

Elliot M, Labeyrie L, Duplessy J-C. 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10 ka). *Quaternary Science Reviews* 21: 1153-1165.

El-Moslimany A. 1986. Ecology and late Quaternary history of the Kurdo-Zagrosian oak forest near lake Zeribar, Kurdistan (western Iran). *Vegetatio* 68: 55–63.

El-Moslimany AP. 1987. The late Pleistocene climates of the lake Zeribar region (Kurdistan, Western Iran) deduced from the ecology and pollen production of non-arboreal vegetation. *Vegetatio* 72: 131–139.

El-Moslimany AP. 1990. Ecological significance of common non-arboreal pollen: examples for drylands of the Middle East. *Review of Palaeobotany and Palynology* 64: 343-350.

Faegri K, Iversen J. 1989. ‘‘Textbook of Pollen Analysis’’ (K. Faegri, P. E. Kaland, and K. Krzywinski, Eds.), 4th ed. *Wiley, Chichester*.

Ferchichi-Ben Jamaa H, Muller SD, Daoud Bouattour A, Gharbi Gammar Z, Soulié Marsche. 2010. Structures de végétation et conservation des zones humides temporaires méditerranéennes: la région des Mogods (Tunisie septentrionale). *C.R Biologies* 333: 265-279.

Feurdean A, Willis KD. 2008. The usefulness of a long-term perspective in assessing current forest conservation management in the Apuseni Natural Park, Romania. *Forest Ecology and Management* 256: 421-430.

Finné M, Holmgren K, Sundqvist HS, Weiberg E, Lindblom M. 2011. Climate in the eastern Mediterranean, and adjacent regions, during the past 6000 years–A review. *Journal of Archaeological Science* 38: 3153-3173.

Fiorentino G, Caracuta V, Calcagnile L, D’Elia M, Matthiae P, *et al*. 2008. Third millennium B.C. climate change in Syria highlighted by carbon stable isotope analysis of 14C-AMS dated plant remains from Ebla. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266: 51–58.

Fletcher W, Sánchez Goñi MF. 2008. Orbital and sub-orbital scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48 000 years. *Quaternary Research* 70: 451-464.

Fletcher WJ, Boski T, Moura D. 2007. Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene* 17: 481–494.

Fletcher WJ, Sanchez Goni MF, Peyron O, Dormoy I. 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* 6: 245–264.

Follieri M, Magri D, Sadori L. 1988. 250.000-year pollen record from valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores* 30 : 329–356.

Fontugne M, Arnold M, Labeyrie L, Paterne M, Calvert SE, *et al*. 1994. Palaeoenvironment, sapropel chronology and Nile River discharge during the last 20 000 years as indicated by deep sea sediment records in the eastern Mediterranean. In: Bar-Yosef, O., Kra, R.S. (Eds.), Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean. Radiocarbon, pp. 75–88.

Fontugne M, Kuzucuoglu C, Karabiyikoglu M, Hatte C, Pastre JF. 1999. From Pleniglacial to Holocene. A 14C chronology of environmental changes in the Konya plain, Turkey. *Quaternary Science Reviews* 18: 4–5.

Frisia S, Borsato A, Mangini A, Spötl C, Madonia G, et al. (2006). Holocene climate variability in Sicily from a discontinuous stalagmite record and the Mesolithic to Neolithic transition. *Quaternary Research* 66: 388-400.

Frizon de lamotte D., Saint bezar B., Bracene R. and Mercier E. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean Tectonics. 19, 740- 761.

Galop D, Houet T, Mazier F, Leroux J, Rius D. 2011. Grazing activities and biodiversity history in the Pyrenees: New insights on high altitude ecosystems in the framework of Human-Environment Observatory. *Science Highlights: Integrative Paleoscience* 19: 53-55.

Gao X, Giorgi F. 2008. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model, *Global and Planetary Change* 62: 195–209.

Gasse F, TeH het R, Durand A, Gibert E, Fontes JC. 1990. The arid-humid transition in the Sahara and Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346: 141-146.

Gasse F, Van Campo E. 1994. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* 126: 435-456.

Gasse F, Vidal L, Develle A-L, Van Campo E .2011. Hydrological variability in the Northern Levant: a 250 ka multi-proxy record from the Yammoûneh (Lebanon) sedimentary sequence. *Climate of the Past* 7: 1261–1284.

Gasse F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews* 19: 189–211.

Gasse F. 2001. Hydrological changes in Africa. *Science* 292: 2259-2260.

Giannakopoulos C, Le Sager P, Bindi M, Moriondo M., Kostopoulou E, *et al*. 2009. Climatic changes and associated impacts in the Mediterranean resulting from a 2° C global warming. *Global and Planetary Change* 68: 209-224.

GIEC, 2007- Bilan 2007 des changements climatiques : les bases scientifiques physiques. Rapport du Groupe du travail I du GIEC. 27p.

Giorgi F, Lionello P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global Planet. Change* 63: 90–104.

Giorgi F. 2006. Climate change hot spots. *Geophysical research letters* 33, L08707.

Giraudi C, Magny M, Zanchetta G, Drysdale RN. 2011. The Holocene climate evolution of the Mediterranean Italy: a review of the geological continental data, *Holocene* 21: 105–115.

Gomez F., Beauchamp W.and Barazangi M. 2000. Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone, Geology 28), pp. 775–778.

Grimm EC. 1987. Coniss: A fortran 77 program for stratigraphically contrained cluster analysis by the method of incremental sum squares, *Computers&Geosciences* 13: 13-35.

Grimm EC. 1992. Tilia, Version 2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collection Center.

Guiot J, Pons A, Beaulieu JLD, Reille M. 1989. A 140.000-Year Continental Climate Reconstruction from two European Pollen Records. *Nature* 338: 309-313.

Guiot J., Beaulieu JLD, Cheddadi R, David F, Ponel P, Reille M. 1993. The Climate in Western Europe During the Last Glacial / Interglacial Cycle Derived from Pollen and Insect Remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103: 73-93.

Hajar L, François L, Khater C, Jomaa I, Déqué M, *et al*. 2010. Cedrus libani (A. Rich) distribution in Lebanon: Past, present and future. *Comptes Rendus Biologies* 333: 622–630.

Hajar L, Khater C, Cheddadi R. 2008. Vegetation changes during the late Pleis- tocene and Holocene in Lebanon: a pollen record from the Beqaa Valley. *The Holocene* 18: 1089–1099.

Harrison SP, Yu G, Tarasov PE. 1996. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quaternary Research* 44: 138–159.

Haynes CV, Eyles CH, Pavlish LA, Ritchie JC, Rybak M. 1989. Holocene palaeoecology of the Eastern Sahara; Selima Oasis. *Quaternary Science Reviews* 8: 109–136.

Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29: 143–152.

Hoerling M, Eischeid J, Perlwitz J, Quan X, Zhang T, et al. 2012 On the increased frequency of Mediterranean drought, *Journal of Climate* 25: 2146–2161.

I.G.N. 2006. Carte touristique. Maroc. Edition 1. 1:800 000 et 1:2 500 000. Ostfildern, Mairs Geographischer Verlag. 1 carte.

Jalut G, Amat AE, 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 JJ, Fontugne M, Otto T. 2009. Holocene circum- Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200: 4-18.

Jalut G, Esteban Amat A, Riera I, Mora S, Fontugne M, 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.

Jalut G. 2005. Le climat, la végétation et l'Homme en Méditerranée à l'Holocène. In Populations néolithiques et environnements. Séminaires du Collège de France. Sous la direction de Jean Guilaine. Ed. Errance, pp. 215–240.

Jullien E, Grousset F, Malaizé B, Duprat, J, Sanchez-Goni MF, *et al*. 2007. Low latitude 'dusty events' vs. high-latitude 'icy Heinrich events'. *Quaternary Research* 68: 379–386.

Karrat L. 1992. Altération météorique de basaltes quaternaires en domaine méditerranéen de montagne (Moyen-Atlas, Maroc). Relations avec les formes du relief et la sédimentation fluviatile Thèse de doctorat. Tours, 215.

Keigwin LD, Jones G A. 1994. Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, *99*(C6), 12397-12410.

Knoll M, Hernandez-Guerra A, Lenz B, Lopez Laatzen F, Machin F, *et al*. 2002. The eastern boundary current system between the Canary Islands and the African coast. *Deep-Sea Research*. Part II 49, 3427-3440.

Kotthoff U, Pross J, Müller UC, Peyron O, Schmiedl G, *et al*. 2008. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews* 27: 832-845.

Kucera M, Rosell-Mele A, Schneider R, Waelbroeck C, Weinelt M. 2005. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews* 24: 813–819.

Kuzucuoglu KC, Bertaux J, Black S, Denefle M, Fontugne M, *et al*. 1999. Reconstruction of climatic changes during the upper Pleistocene, based on sediment records from the Konya basin (central Anatolia, Turkey). *Geological Journal* 34: 175–198.

Lamb H, Roberts N, Leng M, Barker Ph, Benkaddour A. *et al*, 1999. Lake evolution in a semi-arid mountain environment: response to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology* 21: 325-343.

Lamb HF, Damblon F, Maxted RW. 1991. Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5 000 years. *Journal of biogeography* 18: 519- 532.

Lamb HF, Gasse F, Benkaddour A, *et al*. 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* 373: 134–137.

Lamb HF, van der Kaars S. 1995. Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas. *Holocene* 5: 400–408.

Lamb PJ, Peppler RA. 1987. North Atlantic Oscillation: concept and application. *Bulletin of the American Meteorological Society* 68: 1218–1225.

Laville E. and Piquet A. (1992). Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model, structural and orogenic inversions, Geol. Rundsch. 81, pp. 157–170.

Leroy SAG, Kakroodi AA, Kroonenberg S, Lahijani HK, Alimohammadian H, *et al*. 2013 Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate. *Quaternary Science Reviews* 70: 28–47.

Lézine AM, Casanova J. 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 8: 45-55.

Lindbladh M, Niklasson M, Karlson M, Bjorkman L, Churski M. 2008. Close anthropogenic control of Fagus sylvatica establishment and expansion in a Swedish protected landscape-implications for forest history and conservation. *Journal of biogeography* 35: 682-697.

Linstädter A, Zielhofer C. 2010. Regional fire history shows abrupt responses of Mediterranean ecosystems to centennial-scale climate change (Olea-Pistacia woodlands, NE Morocco). *Journal of Arid Environments* 74: 101-110.

Lionello P, Bhend J, Buzzi A, Della-Marta P, Krichak S, *et al*. 2006. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment, Dev. *Earth Environment Science* 4: 325–372.

Llinas O, Rueda MJ, Marrero JP, Perez-Martell E, Santana R, *et al*. 2002. Variability of the Antarctic intermediate waters in the northern Canary box. *Deep-Sea Research*. Part II 49: 3441-3453.

Lopez J, Lopez AG, Tixier C. 2002. Crisis? What Crisis? L'Anthropisation du milieu et la biodiversité dans la Baie de Cadiz (Espagne). *Les apports de la Palynologie*. Orsis, 17 : 91-99.

López Sáez JA, López García P, Martín Sánchez M. 2001. Análisis palinológico del yacimiento arqueológico de Pocito Chico (El Puerto de Santa María): el paisaje prehistórico y protohistórico durante el Holoceno reciente en las Marismas de Cádiz. *Cuaternario y Geomorfología* 15 (1-2); 45-59.

López-Sáez JA, López-García P, Burjachs F. 2003. Arqueopalinología: Síntesis crítica. *Polen* 12: 5–35.

Lowe JJ, Walker MJC. 1997. Reconstructing Quaternary environments. Second edition. Edinburgh: Pearson Education Limited.

Lowe JJ, Watson C. 1993. Late glacial and early Holocene pollen stratigraphy of the Northern Appennines, Italy. *Quaternary Science Reviews* 12: 727—738.

Magny M, Joannin S, Galop D, Vannière B, Haas JN, *et al*. 2012a. Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy, *Quaternary Science Reviews* 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.

Magny M, Peyron O, Sadori L, Ortu E, Zanchetta G, *et al*. 2012b. Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south- and north- central Mediterranean, *Journal of Quaternary Science* 27: 290–296.

Magny M, Vannière B, Calo C, Millet L, Leroux A, *et al*. 2011. Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30: 2459-2475.

Magny M, Vanniere B, Zanchetta G, Fouache E, Touchais G, *et al*. 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19: 823–833.

Magri D, Sadori L. 1999. Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy. *Vegetation History and Archaeo- botany* 8: 247–260.

Mark BG, Osmaston HA. 2008. Quaternary glaciation in Africa: key chronologies and climatic implications. *Journal of Quaternary Science* 23 : 589–608.

Martin J. 1981. Le Moyen-Atlas Central: étude géomorphologique. *Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc*. N° 258 bis, 445p.

Mayewski PA, Rohling EE, Stager JC, Karlen W, Maasch KA, et al. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243–255.

McManus JF, Francois R, Gherardi JM, Keigwin LD, Brown-Leger S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature 428*: 834-837.

Meadows J. 2005. The Younger Dryas episode and the radiocarbon chronologies of the Lake Huleh and Ghab Valley pollen diagrams, Israel and Syria. *The Holocene* 15: 631–636.

Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, Friedlingstein P, Gaye A T, et al. 2007. Global Climate Projections, in Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Inter- governmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cam- bridge, UK and New York, USA, 2007.

Mehta A V, and Yang S. 2008. Precipitation climatology over Mediterranean Basin from ten years of TRMM measurements, *Advances in Geosciences* 17: 87–91.

Mercuri A M, Sadori L, Uzquiano Ollero P. 2011. Mediterranean and North African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes. *The Holocene* 21: 189–206.

Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 252, 408 p.

Milankovitch MM. 1941. Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem. *Royal Serbe Academy*, Special Publication, 133: 1-633.

Mittelstaedt E. 1991. The ocean boundary along the northwest African coast: circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography* 26: 307–355.

Mittermeier RA, Gil PR., Hoffmann M, Pilgrim J, Brooks T, et al. 2004. Hotspots Revisited: Earth's Biologically Richest and Most Endangered Terrestrial Ecoregions. University of Chicago Press for Conservation International.

Mix AE, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: Land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20: 627-657.

Morellon M, Valero-Garcés B, Vegas-Vilarrubia T, González-Sampériz P, Romero O, *et al*. 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28: 2582-2599.

Moujane A, Chagdali M, Blanke B, Mordane S. 2011. Impact des vents sur l'upwelling au sud du Maroc; apport du modèle ROMS forcé par les données ALADIN et QuikSCAT. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat* 33: 53-64.

Myers N, Mittermeier R A, Mittermeier, C G, da Fonseca G A B, Kent J. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature* 403: 853–858.

Nahid A. 2001. Six décennies d'évolution des idées sur les méthodes et concepts en chronostratigraphie du quaternaire continental marocain: entre les difficultés, les incertitudes et le progrès Rev. C. & G., 15 (1-2), 135-160.

Naughton F, Sanchez-Gõni MF, Desprat S, Turon JL, Duprat J, *et al*. 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia, *Marine Micropaleontology* 6262: 91– 114.

Niklewski J, Van Zeist W. 1970. A late Quaternary pollen diagram from northwest Syria. *Acta Botanica Neerlandica* 19: 737-754.

Nikulin G, Kjellström E, Hansson U, Strandberg G, Ullerstig A. 2011. Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations, *Tellus A*. 63: 41–55.

Nolting RF, de Baar HJW, Timmermans KR, Bakker K. 1999. Chemical fractionation of zinc versus cadmium among other metals nickel, copper and lead in the northern North Sea. *Marine Chemistry* 67: 267–287.

Nour El Bait M, Rhoujjati A, Eynaud F, Benkaddour A, Dezileau L, et al. 2014. An 18 000-year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco. *Journal of Quaternary Science 29*: 423-432.

Nour El Bait M. 2014. Archives lacustres et reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques au Maroc. Thèse de doctorat, Université CHOUAIB DOUKKALI.

Nykjaer L, Van Camp L. 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along Northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research* 99: 14197–14207.

Ohlson M, Tryterud E. 1999: Long-term spruce forest continuity – a challenge for a sustainable Scandinavian forestry. *Forest Ecology and Management* 124: 27–34.

Pantaléon-Cano J, Yll EI, Perez-Obiol R, Roure JM. 2003. Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almeria, Spain). *The Holocene* 13: 109-119.

Penaud A, Eynaud F, Turon JL, Balmart D, Rossignol L, et al. 2010. Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 29: 1923–1939.

Pérez-Obiol R, Jalut G, Julia R, Pelachs A, Jose Iriarte M, et al. 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *Holocene* 21: 75-93.

Petit RJ, Hampe A, Cheddadi R. 2005 Climate changes and tree phylogeography in the Mediterranean. *Taxon* 54: 877–885.

Petit RJ, Hu FS, Dick CW. 2008. Forests of the past: a window to future changes, *Science* 320: 1450–1452.

Petit-Maire N, Guo Z. 1996. Mis en évidence de variations climatiques Holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et de Nord de l'Afrique. *Sciences de la Terre et des Planètes* 322: 847-851.

Peyron O, Goring S, Dormoy I, Kotthoff U, Pross J, et al. 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region recon- structed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece), *Holocene* 21: 131–146.

Pineda FD, Di Castri F, Orcoyen CG, Villaneva JR. 1991. Estudio y conservación de la diversidad biológica. *Biological Diversity* 15-19.

Pique A., Soulaimani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., *et al.* 2007. Géologie du Maroc Collection Terre et Patrimoine Série Manuels. Edition GEODE, 287.

Piqué, A. 1983. Structural domains of the hercynian belt in Morocco. In: Reginal trends in the geology of the Appalichian - Caledonian - Hercynian - Mauritanide orogen (Edited by Schenk, P). Dordrecht, Reidel. 339-345.

Piqué, A. Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. Am. J. Sci., 289: 286-330.

Pons A, Quezel P. 1985. The history of the flora and vegetation past and present human disturbance in the Mediterranean region. In Plant Conservation in the Mediterranean Area, Gomez-Campo C (ed.). W. Junk Publishers: Dordrecht; 25–43.

Pons A, Reille M. 1988. The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66: 243–63.

Pross J, Kotthoff U, Müller UC, Peyron O, Dormoy I, *et al*. 2009. Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr BP climatic event. *Geology* 37: 887-890.

Quezel P, Médail F. 2003. Ecologie et Biogéographie des forêts du bassin méditerranéen. Lavoisier. Paris 573 p.

R Development Core Team. 2013. R: A language and Environment for Statistical Computing. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.* ISBN 3-900051-07-0. http://www.R467project.org.

Reed JM, Stevenson AC, Juggins S. 2001. A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene* 11: 707–719.

Reille M, Lowe 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.

Reille M. 1976. Analyse pollinique de sédiments postglaciaires dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas marocains : premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* 2: 153-170.

Reille M. 1977. Contribution pollen analytique à l'histoire holocène de la végétation des montagnes du Rif (Maroc septentrional). Xe congrès INQUA. Birmingham. Supplément au bulletin AFEQ N° 50: 53-76.

Reille M. 1990. Leçon de palynologie et d'analyse pollinique. Paris, *Edition du centre national de la recherche scientifique.*

Reille M. 1992. Pollens et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Atlas photographique, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologique. URA1152 CNRS, Marseille, 520 p.

Rhoujjati A, Cheddadi R, Taïeb M, Baali A, Ortu E. 2010. Past environmental changes during the last 25,000 years in the Middle Atlas (Morocco): A record from lake Ifrah. *Journal of Arid Environments* 74: 737-745.

Rhoujjati A, Nourelbait M, Benkaddour A, Damnati B, Baali A, *et al*. 2012. Significations Paléoenvironnmentales Des Dépôts Du Remplissage Holocènes Du Lac Iffer (Moyen Atlas, Maroc). *Quaternaire* 23: 241-252.

Rhoujjati A. 1995. Géochimie organique et changements environnementaux du dernier cycle climatique: Etude des sédiments du lac saint Front (Massif Central, France). Thèse de l'université d'Aix-Marseille- II (CEREGE), 217P.

Ritchie M. 1984. Analyses polliniques de sédiments holocènes supérieurs des Hauts-Plateaux du Maghreb oriental. *Pollen et Spores*, Paris XXVI: 489–496.

Roberts N, Eastwood W J, Kuzucuoglu C, Fiorentino G, Caracuta,V. 2011. Climatic, vegetation and cultural change in the east- ern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition, *Holocene* 21: 147–162.

Roberts N, Jones M D, Benkaddour A, Eastwood W J, Filippi M L, *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, Reed JM, Leng MJ, Kuzucuoglu C, Fontugne M, *et al*. 2001. The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater- lake sediment data from central Turkey, *The Holocene* 11: 721–736.

Roberts N, Stevenson T, Davis B, Cheddadi R, Brewster S, *et al*. 2004. Holocene climate, environment and cultural change in the circum-Mediterranean region, in: Past Climate Variability through Europe and Africa, vol. 6, edited by: Battar- bee, R.W., Gasse, F., and Stickley, C. E., Springer Netherlands, Dordrecht, 343–362.

Roberts N. 1998. The Holocene. Blackwell Publishers, Oxford.

Rossignol-Strick M. 1995. Sea–land correlation of pollen records in the Eastern Mediterranean for the Glacial–Interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale. *Quaternary Science Reviews* 14: 893–915.

Rossignol-Strick M. 1999: The Holocene Climatic Optimtum and pollen records of Sapropel I in the eastem Mediterraneani. 9000-6000 BP. *Quaternarv Science Reviews* 18: 515-30.

Sadori L, Giraudi C, Petitti P, Ramrath, A. 2004. Human impact at Lago di Mezzano (central Italy) during the Bronze Age: a multidisciplinary approach. *Quaternary International* 113: 5–17.

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 post glacial record of environmental history from Lago di Pergusa, Sicily, *The Holocene* 11: 655– 371.

Sadori L, Zanchetta G, Giardini M. 2008. Last glacial to Holocene palaeoenvironmental evolution at Lago di Pergusa (Sicily, southern Italy) as inferred by pollen, microcharcoal and stable isotopes. *Quaternary International* 181: 4–14.

Sadori L. 2007. Postglacial pollen records of Southern Europe. *Encyclopedia of Quaternary Sciences, Elsevier*, pp. 2763–2773.

Sala O, Chapin III F, Armesto J, Berlow E, Bloomfield J, *et al*. 2000. Global biodiversity scenarios for the year 2100. *Science* 287 : 1770-1774.

Salamani M. 1991. Premières données palynologiques sur l'histoire Holocène du massif de l'Akfadou (Grande-Kabylie, Algérie). *Ecologia mediterranea* : XVII, 145-159.

Salamani M. 1993 Premières données paléophytogéographiques du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) dans la région de Grande Kabylie (NE Algérie) *Palynosciences* 2: 147—155.

Santos MA, Kazmin AS, Peliz A. 2005. Decadal changes in the canary upwelling system is revealed by satellite observations: their impact on productivity. *Journal of Marine Research* 63: 359–379.

Schilman B, Bar-Matthews M, Almogi-Labin A, Luz B. 2001. Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 176: 157–176.

Seppä H, Birks HJB. 2001. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *The Holocene* 11: 527-539.

Shackleton NJ, Hall MA, Vincent E. 2000. Phase relationships between millennial scale events 64,000 to 24,000 years ago. *Paleoceanography* 15: 565–569.

Staines-Urías F, Kuijpers A, Korte C. 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews* 76: 66–81.

Stambouli S. 1997. Evolution de l'Environnement en Tunisie Septentrionale à l'holocène : Etude palynologique et micropaléontologique de la séquence sédimentaire de Majen El Orbi, Mémoire de DEA Université de Liège Belgique.

Stambouli-Essasi S. 2002. Etude palynologique en Tunisie septentrional et reconstitution de l'évolution de l'environnement de 40.000 ans à l'é poque actuelle. Doctoral Thesis, Université de Liège.

Stevens LR, Ito E, Schwalb A, Wright Jr HE .2006. Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research* 66: 494–500.

Street FA, Grove AT. 1979. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 years BO. *Quaternary Research* 12: 83-118.

Street-Perrott FA, Harrison SP. 1984. Temporal variations in lake levels since 30,000 yr BP—an index of the global hydrological cycle. *Climate processes and climate sensitivity* 118-129.

Street-Perrott RA, Perrott RA. 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics—The influence of Atlantic-ocean circulation. *Nature* 343: 607–612.

Tabel J, Khater C, Rhoujjati A, Dezileau L, Bouimetarhan I, *et al*. in press. Environmental changes over the past 25,000 years on the southern Middle Atlas, Morocco. Journal of Quaternary Science.

Taberlet P, Cheddadi R. 2002. Quaternary Refugia and Persistence of Biodiversity, *Science* 297: 2009–2010.

Tinner W, van Leeuwen JFN, Colombaroli D, Vescovi E, van der Knaap WO, *et al*. 2009. Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy, *Quaternary Science Reviews* 28: 1498–1510.

Turon JL, Lézine AM, Denèfle M. 2003. Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dynocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59: 88-96.

Tutin TG, Heywood VH, Burges NA, Valentine DH, Walters SM, *et al*. 1964. Flora Europaea. Vols. 1-5. Cambridge. *Cambridge University Press*.

Tzedakis PC, Frogley MR, Heaton THE. 2003. Last Interglacial conditions in southern Europe, evidence from Ioannina, northwest Greece. *Global and Planetary Change* 36: 157–170.

Tzedakis PC. 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative, *Quaternary Science Reviews* 26: 2042–2066.

Van Camp L, Nykjaer L, Mittelstaedt E, Schlittenhardt P. 1991. Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography* 26: 357-402.

Van Zeist W, Bottema S. 1977. Palynological investigations in western Iran. *Palaeohistoria* 19: 19–85.

Van Zeist W, Bottema S. 1982. Vegetational history of the Eastern Mediterranean and the Near East during the last 20,000 year*s* (Vol. 133, pp. 277-321). Oxford: British Archaeological Reports, International Series.

Verheyden S, Nader FH, Cheng HJ, Edwards LR, Swennen R. 2008. Paleoclimate reconstruction in the Levant region from the geochemistry of a Holocene stalagmite from the Jeita cave, Lebanon. *Quaternary Research* 70: 368–381.

Vescovi E, Ravazzi C, Arpenti E, Finsinger W, Pini R, et al. 2007. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 26: 1650–1669.

Wainwright J, Thornes JB. 2004. Environmental Issues in the Mediterranean: Process and Perspectives From the Past to the Present. Routledge, London, U.K.

Watts W A. 1986. Stages of climatic change from full glacial to Holocene in northwest Spain, southern France and Italy: A comparison of the atlantic coast and the mediterranean basin.

Current issues in climate research. In "Proceedings of the EC Climatology Programme Symposium" (A. Ghazi and R. Fantechi, Eds.). Sophia Antipolis, France.

Watts WA, Allen JRM, Huntley B. 1996. Vegetation history and palaeoclimate of the Last Glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 15: 133–153.

Watts WA. 1985. A long pollen record from Laghi di Monticchio, southern Italy: a preliminary account. *Journal of Geological Society* 142: 491-499.

Willis K J, Birks HJB. 2006. What is natural? The need for a long-term perspective in biodiversity conservation. *Sciences* 314: 1261-1265.

Willis KJ. 1994. The vegetational history of the Balkans. *Quaternary Science Reviews* 13: 769-788.

Woillard GM, Mook WG. 1982. Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. *Science* 215: 159-161.

Zanchetta G, Borghini A, Fallick AE, Bonadonna FP, Leone G. 2007. Late Quaternary palaeohydrology of Lake Pergusa (Sicily, southern Italy) as inferred by stable isotopes of lacustrine carbonates. *Journal of Paleolimnology* 38: 227-239.

Zanchetta G, Drysdale RN, Hellstrom JC, Fallick AE, Isola I, *et al*. 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26: 279-286.

Zapata L, López-Sáez JA, Ruiz-Alonso M, Linstadter J, Pérez-Jordà G, *et al*. 2013. Holocene environmental change and human impact in NE Morocco: palaeobotanical evidence from Ifri Oudadane. *The Holocene* 23: 1286–1296.

Zeroual E. 1995. Enregistrement climatiques dans les sédiments du lac Isli (Haut Atlas, Maroc): variations des influences climatiques sahariennes et méditerranéennes (de 34,000 ans BP à nos jours). Thèse de Doctorat de l'Université de Neuchatel.

Zhornyak LV, Zanchetta G, Drysdale RN, Hellstrom JC, Isola I, *et al*. 2011. Stratigraphic evidence for a "pluvial phase" between ca. 8200–7100 ka from Renella cave (Central Italy), *Quaternary Science Reviews* 30: 409–417.

Annexes

Productions scientifiques

Annexe I : Contribution pour Cheddadi *et al*., 2015

Rachid Cheddadi, Majda Nourelbait, Ouafaa Bouaissa, Jalal Tabel, Ali Rhoujjati, *et al*. A history of human impact on Moroccan mountain landscapes. *African Archaeological Review* 32: 233-248.

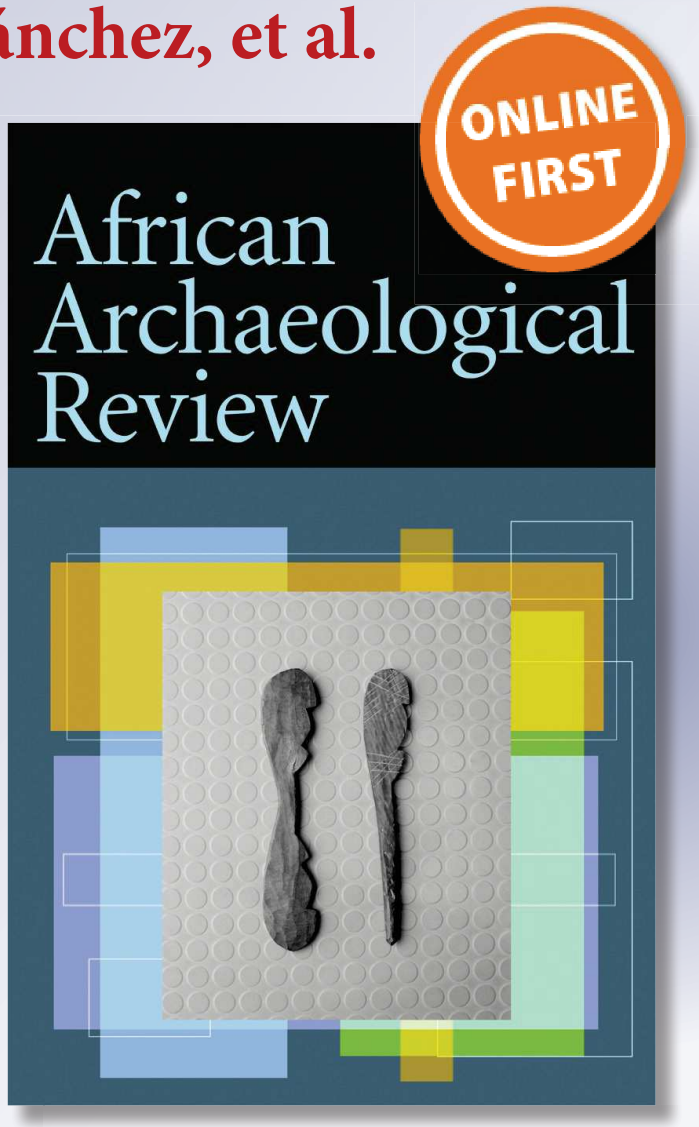
A History of Human Impact on Moroccan Mountain Landscapes

Rachid Cheddadi, Majda Nourelbait, Ouafaa Bouaissa, Jalal Tabel, Ali Rhoujjati, José Antonio López-Sáez, Francisca Alba-Sánchez, et al.

African Archaeological Review

ISSN 0263-0338

Afr Archaeol Rev
DOI 10.1007/s10437-015-9186-7



Springer

Your article is protected by copyright and all rights are held exclusively by Springer Science +Business Media New York. This e-offprint is for personal use only and shall not be self-archived in electronic repositories. If you wish to self-archive your article, please use the accepted manuscript version for posting on your own website. You may further deposit the accepted manuscript version in any repository, provided it is only made publicly available 12 months after official publication or later and provided acknowledgement is given to the original source of publication and a link is inserted to the published article on Springer's website. The link must be accompanied by the following text: "The final publication is available at link.springer.com".

Springer

Author's personal copy

Afr Archaeol Rev
DOI 10.1007/s10437-015-9186-7

ORIGINAL ARTICLE

A History of Human Impact on Moroccan Mountain Landscapes

Rachid Cheddadi[1] · Majda Nourelbait[2] · Ouafaa Bouaissa[1] · Jalal Tabel[1] · Ali Rhoujjati[3] · José Antonio López-Sáez[4] · Francisca Alba-Sánchez[5] · Carla Khater[6] · Aziz Ballouche[7] · Laurent Dezileau[8] · Henry Lamb[9]

© Springer Science+Business Media New York 2015

Abstract The present study aims to review palaeoecological evidence for environmental changes induced by human activities over the last few millennia in the montane landscapes of Morocco. The study is based on well-dated pollen and geochemical records from the Rif and the Middle Atlas mountains, to show spatial and temporal variation in the onset and intensity of exploitation of forest, soil and mineral resources. Before *ca.* 2000 BP, anthropogenic impact was minimal. At about that time, abrupt

✉ Rachid Cheddadi
rachid.cheddadi@um2.fr

1 Institut des Sciences de l'Évolution, UMR UM2-CNRS-IRD 5554, University of Montpellier 2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

2 Laboratoire Géosciences Marines et Sciences des Sols, Unité associée au CNRST (URAC 45), Département de Géologie, Université Chouaib Doukkali, 24000 El Jadida, Morocco

3 Faculté des Sciences et Techniques, Département de Géologie, Labo. Géo-Ressources (URAC 42), Bd A. Khattabi, BP 549, 40000 Guéliz, Marrakech, Morocco

4 G.I. Arqueobiología, Instituto de Historia, CCHS, CSIC, Albasanz 26-28, 28037 Madrid, Spain

5 Departamento de Botánica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18001 Granada, Spain

6 Center for Remote Sensing, National Council for Scientific Research, Po Box 11-8281, Riad El Solh, Beirut, Lebanon

7 Dépt de Géographie, LETG-Angers LEESA, UMR 6554 CNRS, Université d'Angers, F-49045 Angers, France

8 Geosciences Montpellier, CNRS, UMR 5243, Université Montpellier 2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

9 Department of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Aberystwyth SY23 3DB, UK

Published online: 09 June 2015

Author's personal copy

changes of the arboreal pollen proportions, with a decline in all tree taxa, indicate a reduction of the forest cover interpreted as being anthropogenic. In the Rif Mountains, increased influx of carbonates (Ca) in the sedimentary records indicates enhanced soil erosion coincident with the reduction in tree cover. In the Middle Atlas, reduced forest cover is linked to geochemical evidence for mining and metallurgy of lead (Pb), copper (Cu) and zinc (Zn). These industrial activities correspond to the expansion of the Roman Empire into Morocco at around AD 40 and show a decline when the Romans were displaced by the Vandals about five centuries later.

Résumé Cette étude a pour but d'analyser et de résumer les évidences paléoécologiques des changements environnementaux induits par les activités humaines au cours des derniers millénaires dans les zones montagneuses du Maroc. L'approche est basée sur des enregistrements palynologiques et géochimiques biendatés prélevés dans les montagnes du Rif et du Moyen Atlas. Le but est d'identifier demanière spatialisée les changements qui ont affecté initialement les forêts ainsi que l'intensité de leur exploitation, l'impact sur les sols et les ressources minérales. Avant ca 2000 ans BP, l'impact anthropique était relativement faible. A cette époque, des changements brusques dans la représentation des taxons arborés ainsi qu'une tendance décroissante de leur pourcentage traduisent une réduction de la couverture forestière interprétée comme étant d'origine anthropique. Dans les montagnes du Rif, l'augmentation des flux de carbonates (Ca) dans les enregistrements sédimentairesindique une augmentation de l'érosion des sols qui coïncide avec une réduction ducouvert forestier. Dans le Moyen Atlas, la réduction du couvert forestier est lié à uneévidence géochimique traduisant une exploitation minière et une industrie métallurgique du plomb (Pb), du cuivre (Cu) et du zinc (Zn). Ces activités industrielles sont enregistrées au moment de l'expansion de l'Empire romain au Maroc autour de 40AD, et elles diminuent quand les Romains ont été remplacés par les Vandales environ cinq siècles plus tard.'

Keywords Morocco · Roman Empire · Middle Atlas · Rif · Human activities · Cedar forests

Introduction

Mediterranean ecosystems, including those in Morocco, are known to have been impacted strongly by human activities over the last few millennia (Ballouche and Marinval 2003; Lamb *et al.* 1991; Mercuri *et al.* 2011; Sadori *et al.* 2011). However, we still lack clear information about the extent and intensity of early human impact on the natural vegetation of Morocco. Archaeological studies have identified the sites of early human settlement, farming and industry in Morocco (Ballouche and Marinval 2003; Daugas *et al.* 2008; López-Sáez and López-Merino 2008; López-Sáez *et al.* 2013; Morales *et al.* 2013; Zapata *et al.* 2013), but the impact of these human societies on the forest ecosystems and on the overall landscapes is not well known. Palaeoecological records provide insight into both potential natural and anthropogenic vegetation changes, although it is not always possible to distinguish natural disturbances, such as fires, from the small-scale

Author's personal copy

disturbances caused by hunter-gatherers or the first pastoral and cultivating farmers. Archaeological sites provide direct evidence of the occurrence of human populations and their activities, but they do not provide information about the impact on the environment and the surrounding landscapes. Palaeoecological records from lake and peatland sediments cannot directly show the presence of a human population but may provide complementary information at both local and regional scales. Moreover, a regional dataset of fossil pollen records may help reconstruct the changing spatial extent and scale of human impact through time.

Lamb *et al.* (1991) attempted a reconstruction of human impact on the vegetation of the Middle Atlas from four lacustrine pollen records spanning the last few thousand years. They identified forest exploitation in the Middle Atlas as early as 3000 BC using fossil pollen data. However, anthropogenic disturbance seems to have been slight until 2000 BC, when forest clearance and grazing became more intense. At Tigalmamine, human impact first became strongly evident at 2250 ^{14}C years BP (*ca.* 200 BC) with a strong reduction of the forest cover (Lamb and van der Kaars 1995). At Taguelmam n'Harcha (Lamb *et al.* 1991), it is even later, around 1720 ^{14}C years BP (*ca*. AD 300), when the presence of cultivated cereals is detected in the pollen record. At Sidi Ali (Lamb *et al.* 1999), Dayat Iffir and Dayat Afourgagh (Lamb *et al.* 1991), human impact began around 3000 BP (*ca.* 1000 BC). According to these palaeoecological studies of the Middle Atlas, it seems that anthropogenic factors became evident only after the first millennium BC (third millennium cal BP).

Archaeobotanical data (pollen, seed and charcoal remains) provide direct evidence of human impact, tending to show that activities such as the beginning of farming started much earlier at *ca.* 5600 BC in coastal or near-coastal areas (López-Sáez and López-Merino 2008; Morales *et al*. 2013; Zapata *et al*. 2013). This temporal difference between the palaeoecological and archaeobotanical studies in Morocco may be due either to lack of detail in the Middle Atlas pollen records (which provided "only a broad outline"; Lamb *et al*. 1991, p. 530) of human activities or to a spatial difference between the northern Moroccan coastal sites and those at higher altitude. Indeed, it is likely that this asynchrony between human impact in mountain and coastal areas relates to the cultural capacity to conquer the high mountain areas, and the historical development of the Neolithic economy in northern Africa. Other palaeobotanical studies suggest that human impact on Mediterranean ecosystems is often difficult to detect prior to the Bronze Age (around 3000 BC; Mercuri *et al*. 2011).

In any case, the start of human impact in northern Africa poses questions concerning population expansion either from Africa to southwestern Europe or in the opposite direction (Zapata *et al*. 2013) since there is clear evidence of land and forest exploitation in the Iberian peninsula since *ca.* 5500 BC, which became even more evident in the Late Holocene (*ca.* 2100 BC) (Cortés *et al*. 2012; Damblon 1991; López-Sáez *et al*. 2011a, b). The role of human activities in the regional fire history should also be taken into account (Damblon 1991; Gil-Romera *et al*. 2010; Linstädter and Zielhofer 2010).

In this paper, we extend these earlier studies to other sites in both the Middle Atlas and the Rif Mountains, from which we have obtained new, well-dated records. These two mountain chains have different geological histories and therefore provide different signatures in the biogeochemical record. We use geochemical elements to identify both the contribution of the geological watersheds through time in the Rif Mountains and metallurgical activity in the Middle Atlas. The fossil pollen data provide a record of

Author's personal copy

ecosystem changes in both of these montane regions, including their forest degradation and dynamics. In the Rif Mountains, forest clearance led to strong soil erosion, evident as increased carbonate (Ca) in the sedimentary record. In the Middle Atlas, forest clearance is identified through geochemical elements indicative of prehistoric industrial activity.

Materials, Methods and Site Descriptions

In the present study, we use data from several Late Holocene fossil pollen sequences collected in the Rif Mountains and in the Middle Atlas (Fig. 1). The dated material

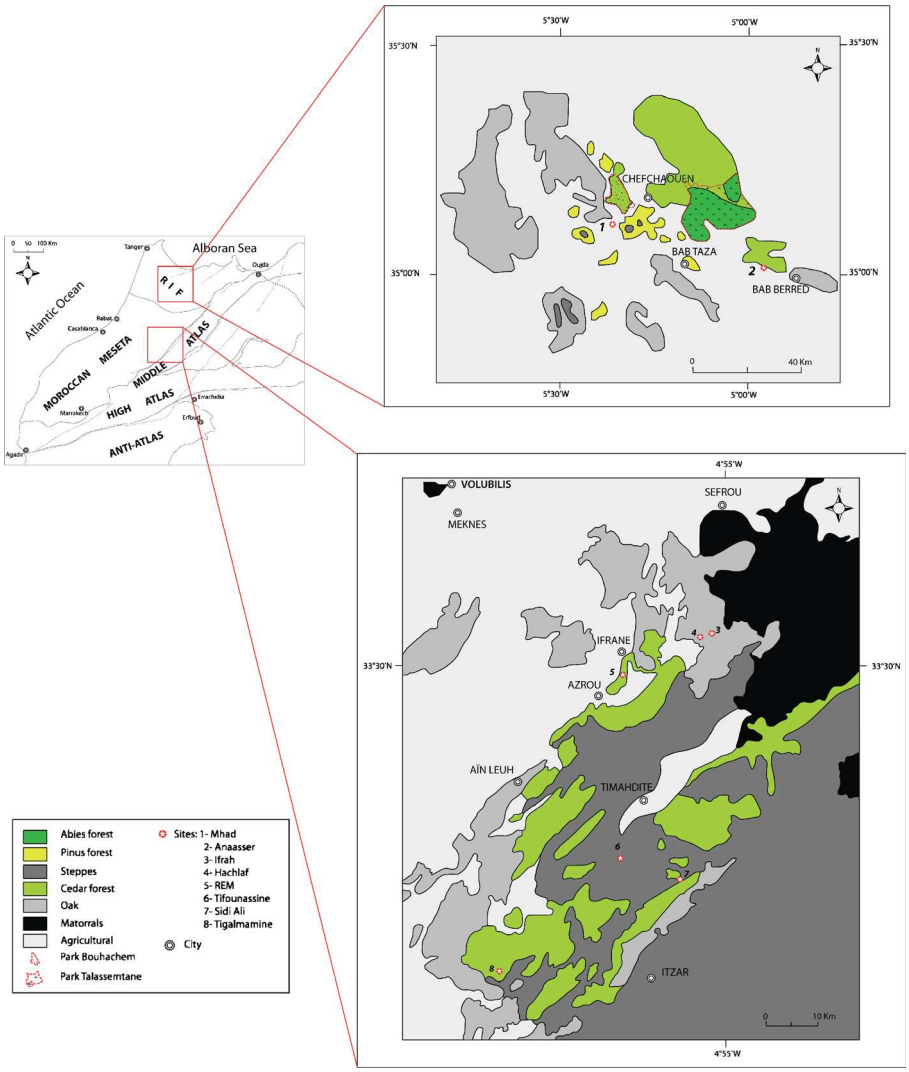


Fig. 1 Map of forest vegetation in the Rif and the Middle Atlas mountains, showing locations of palaeoecological sites (figure in full color online)

Author's personal copy

(Table 1) shows that these records cover a more extended timespan than that of previous investigations. Here, we focus on the parts of the records that show the start and spread of human activities.

The Rif Mountains Records

During the Cenozoic, the collision between the African and European continents generated the Moroccan mountain chains (De Lamotte *et al.* 2000; Gómez *et al.*

Table 1 Radiocarbon dates from bulk sediment samples from four sites in the Middle Atlas (Ras el Ma and Tifounassine) and Rif (M'Had and Aanasser) mountains

Site name	Lab number	Depth (cm)	^{14}C years BP	^{14}C SD	Lower cal range BC/AD	Upper cal range BC/AD	BC/AD median probability
Ras El Ma	Poz-44373	40	990	35	1154	987	1043
	Poz-44374	95	1890	35	225	33	114
	Poz-55269	116	2795	35	−842	−1025	−947
	Poz-44375	125	4190	40	−2635	−2894	−2775
	Poz-46161	137	4670	40	−3363	−3626	−3452
	Poz-46165	187	8290	50	−7179	−7488	−7350
	Poz-44377	210	12610	70	−12621	−13290	−13013
	Poz-44379	240	14690	90	−15673	−16163	−15925
Tifounassine	Poz-44380	7	117	10	1926	1688	1844
	Poz-44481	42	620	35	1402	1290	1349
	Poz-44382	57	565	30	1425	1306	1352
	Poz-44383	92	1275	30	852	661	723
	Poz-44384	112	1270	30	859	663	726
	Poz-44385	132	1555	30	568	422	486
	Poz-44386	153	2635	30	−779	−887	−808
	Poz-60034	180	3590	30	−1884	−2027	−1944
	Poz-60035	230	6490	35	−5372	−5515	−5444
	Poz-60036	330	10040	50	−9361	−9848	−9596
M'had	Poz-56679	65.5	155	30	1949	1666	1777
	Poz-56680	278.5	995	25	1150	989	1028
	Poz-56681	340.5	1475	20	637	554	592
	Poz-56682	440.5	2735	30	−814	−968	−873
	Poz-56683	547.5	4980	35	−3661	−3927	−3752
Aanasser	Poz-54205	184.5	1165	30	966	773	860
	Poz-54207	410.5	1810	35	329	93	203
	Poz-54208	560.5	2000	30	−54	−83	−70
	Poz-54209	615.5	2775	30	−842	−999	−920

^{14}C dates were calibrated with Calib 7.1 (Reimer *et al.* 2013) using the calibration data set IntCal13

Author's personal copy

2000; Teixell *et al*. 2003) including the Rif range that extends along the Mediterranean Sea coast. Geologically, it belongs to the Gibraltar Arc or Alborán Sea geological region (Michard *et al.* 2006). Although the mountains are highly mineralized, only iron ore is mined on a large scale.

Today, the annual rainfall in some areas of the Rif reaches 2000 mm. The wettest areas in the west and central parts of the Rif support forests of *Cedrus atlantica*, *Quercus faginea*, *Quercus pyrenaica* and *Quercus canariensis*, as well as forests of the endangered endemic *Abies pinsapo* var. *marocana* (Fig. 1). The vegetation composition changes towards the drier eastern part of the Rif, where the forests are dominated by pines (*Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*) with Sandarac (*Tetraclinis articulata*). The vegetation is heavily impacted through cutting and clearing, which leads to strong soil erosion and the release of components such as hydroxides of iron, alumina, clays and the cations Ca^{++}, Mg^{++} and K^{+}. The discharge of these elements varies from one landscape to another. As might be expected, isotopic studies using cesium 137 (^{137}Cs) in northern Morocco show that agricultural lands are more extensively eroded (18–36 t/ha/year) than the forested areas (<4.5 t/ha/year; Zouagui *et al*. 2012).

Aanasser Peat Bog

Aanasser peat bog is located near the rural town of Bab Berred, below Jbel Tizirène (Fig. 1). This mountain shows a clear altitudinal zonation from evergreen oaks (*Quercus ilex*) on the lower slopes, followed by deciduous oaks (*Q. canariensis* and then *Q. pyrenaica*) and *C. atlantica* on the very top of the mountain. The site is a floating bog surrounded by cultivated land and poplars (*Populus* spp.). In 2012, we collected a 650-cm core (ANS) at 35° 01′ 3.4″ N, 4° 59′ 34.5″ W, 1342 m asl. AMS ^{14}C dates on four bulk sediment samples (Table 1) provide a chronology for the last 2000 years.

Dayet M'Had

Dayet M'Had is located south of the Parc Naturel de Bouhachem at the westernmost part of the Rif Mountains. The park, covering an area of about 90,000 ha, is a protected area with many wetlands, peatlands, highly diverse forest stands and matorrals that provide habitat for rare animal and plant species. The core site is currently surrounded by *P. halepensis*. Cedar forests occur at a higher altitude, about 4 km from the study site. In 2012, we collected a 550-cm core at 35° 7′ 557′ N, 5° 26′ 455′ W, 754 m asl (Fig. 1). Five ^{14}C AMS dates on bulk sediment (Table 1) indicate that the core covers the last 5000 years.

The Middle Atlas Records

Besides the Rif, Morocco has three other large mountain chains: the Middle, High and Anti-Atlas. They separate the Mediterranean and the Atlantic from the Saharan Desert. The Middle Atlas (800–2800 m asl) is composed of Permo-Triassic bedrock covered by formations ranging from the Jurassic to the Palaeogene (Du Dresnay 1988; Herbig 1988). It includes two structural and geomorphological units, the folded and the

Author's personal copy

tabular Middle Atlas, separated by the North Middle Atlassic fault (Arboleya *et al*. 2004). Alkaline basalts of Quaternary age cover large areas, especially in the centre of the two units. Subsidence due to an intense fault network, together with the karstification of dolomites (Hinaje and Ait Brahim 2002; Martin 1981), allowed the formation of about 20 natural permanent or semi-permanent lakes (Chillasse and Dakki 2004). The Middle Atlas has mineral resources including iron, zinc, lead and copper (Newman 2012).

In the Middle Atlas, Jurassic dolomitic limestone covers a large area, overlaid in turn by Quaternary basalts. Under a subhumid climate, brown fersiallitic soils have developed from this bedrock by weathering of carbonates. The alteration of basaltic rocks generates clay minerals, especially phyllosilicates, providing silica, aluminium and iron to the geochemical sedimentary record (Dekayir *et al*. 2005) through rainfall-induced, allochthonous input of terrigenous fractions to the sedimentary basins. An earlier study (Rhoujjati 2007) using XRD analyses on lacustrine sediments showed dominance of carbonates, especially detrital dolomite, followed by iron hydroxides, inosillicates (alteration of basalt), tectosilicates (*i.e*., quartz) and phyllosilicates (silicate of alumina) resulting from Triassic argillite leaching.

These geological patterns and their evolution through time have led to the deposition of minerals exploited by human populations since prehistoric times (Akdim *et al*. 2011). Today, two main polymetallic districts are exploited in the Middle Atlas. The extractions concern different types of mineralization, among which are lead, zinc, silver and gold in the district of Tighza, and sulphides of lead, zinc, iron and copper in the district of Elhamam at about 50 km SE and 10 km north of Azrou city.

Today, the Middle Atlas has the most extensive forests of *C. atlantica* in North Africa occupying about 140,000 ha (Benabid 1985). Other forest vegetation is composed of sclerophyllous species such as *Olea europaea*, *Q. ilex*, *Q. coccifera* and *P. halepensis*. The climate is temperate and humid with an annual rainfall between 600 and 1200 mm and an average annual temperature of 10 °C.

Ras El Ma Marsh

In 2011, a 3-m-long core was collected from Ras El Ma (REM) marsh (33° 28.419′ N, 05° 08.325′ W, 1633 m asl) (Fig. 1) using a Russian corer. The sedimentological sequence, from the top of the core, consists of 120 cm of highly organic peat, 160 cm of compact clayey silt and 20 cm of oxidized sand with limestone concretions. Eight ^{14}C dates were obtained from organic bulk sediments (Table 1). The record covers the last 18,000 years (Nour El Bait *et al.* 2014), but only the data of the last 3500 years are presented in the present paper.

The REM site is a wetland situated in the centre of the Middle Atlas, about 5 km south of the city of Ifrane towards Azrou. The site is formed by a slight depression oriented southwest-northeast at an altitude of 1633 m asl. Annual rainfall varies between 860 and 1120 mm with peaks in November–December and February–March. Snowfall is variable with an annual average snow cover of 3 weeks/year. The surrounding vegetation is dominated by *C. atlantica* mixed with evergreen stands of *O. europaea*, *Q. ilex*, *Q. coccifera* and *P. halepensis* as well as xerophilous plants marked by the presence of herbaceous taxa (Asteraceae, Chenopodiacee, Caryophyllaceae, Liliaceae, Poaceae and Apiaceae).

Author's personal copy

Lake Tifounassine

Tifounassine is a small freshwater lake in the Middle Atlas, 40 km from Azrou on the road to Midelt, about 9 km south of the village of Timahdit (Fig. 1). In 2013, we collected a 550-cm-long core (TIF) from Tifounassine (33° 09′ N, 5° 06′ W, 1913 m asl). Ten AMS radiocarbon dates show that the record encompasses the Holocene, but only the last 2500 years are discussed in the present paper.

The wetland itself is composed of three parts: a deep, permanent lake occupying a small crater; then a larger but shallower spring-fed lake located to the south, often muddy and marshy; and a large marshy zone, often dry throughout the year and used by livestock. The site is heavily overgrazed, and the surrounding vegetation develops only in the wetter areas, which support many hydrophilous taxa such as *Typha*, *Myriophyllum spicatum*, *Nasturtium officinale*, *Phragmites communis*, *Ranunculus aquatilis*, *Scirpus lacustris* and *Tolypella hispanica*. The average annual precipitation is *ca.* 680 mm, mostly as snow that may persist on the upper hills until March. The average monthly temperature varies between −2 and 30 °C in winter and summer, respectively.

Palaeoecological Records of Human Impact: the Historical Context

When human populations increased in Europe, there was an expansion of pastoral and arable land within areas that would naturally be forested, and an increase in the use of forest products such as fuelwood and construction materials, leading to an overall decline of the forest areas (Kaplan *et al*. 2009). In the Mediterranean countries of North Africa, there are very few data that provide clear evidence of such intensive and/or continuous human disturbance throughout the Holocene. In northern Morocco, there is evidence that the first agricultural societies settled around 5500 BC in the lowlands (Zapata *et al.* 2013). In effect, most of northern Africa has undergone a succession of periods of deforestation and afforestation, or simply of abandonment, over at least the last three millennia (Mercuri *et al*. 2011), probably restricted to areas at low altitude.

Past human disturbance in the pollen records from Morocco may be related to three types of human activity: grazing of forests by domestic goats, sheep and cattle; the expansion of cultivated lands; and by wood intake from the forests for fuel and construction, including industrial activity (Mather *et al*. 1998). These activities may be identified in the records through the following:

1. Reduction in arboreal taxa (oak, pines and cedars) which may be related to suppression of tree regeneration by grazing, to clearance for cultivation, or to exploitation of wood for construction, heating and fuel for producing industrial energy
2. The occurrence of plant taxa that are either used and/or cultivated by humans such as cereals, vines and olive trees, or ruderal plant taxa that often accompany human disturbances such as *Cistus*, *Urtica*, *Plantago*, *Mercurialis*, *Rumex* and *Asphodelus* (López-Sáez *et al*. 2003; Sadori *et al*. 2011)
3. Increased abundance of grass (Poaceae) pollen co-occurring with ruderal taxa and declining arboreal abundance

Author's personal copy

4. The co-occurrence of peak abundances of charcoal with pollen indications of disturbance
5. The co-occurrence of geochemical and geophysical indicators of allochthonous input of sediment from the site catchments with pollen indications of disturbance
6. Strong fluctuations in arboreal pollen which may express cycles of deforestation and abandonment, followed by natural regeneration of the forest (*cf.* Iversen 1973)

Pollen data allow reconstruction of the type of change, smooth or abrupt, that an ecosystem may undergo through time. The palaeoecological signal of human impact on forest ecosystems is often rapid and abrupt, especially where a settlement is close to the core site, thus allowing some discrimination between anthropogenic disturbances and longer, more gradual natural changes, except in the case of lightning-caused fires. Ancient DNA analyses, complementing the fossil pollen evidence, may help to determine more precisely both the timing and the type of human activities over the past thousands of years (Giguet-Covex *et al.* 2014). Modern DNA may also provide indirect evidence about human uses of forest resources: for instance, chloroplast microsatellites and isozymes have been used to show the potential effects of human impact vs. natural evolutionary processes on the genetic diversity of *Cedrus libani* in the eastern Mediterranean (Fady *et al*. 2008).

The sedimentary records may also contain valuable information concerning the watershed and its input of geochemical elements. The geological composition and the vegetation cover of the Rif Mountains (dolomite) and the Middle Atlas (basalt or dolomite; Arboleya *et al*. 2004) provide different chemical elements and amounts into the site where the records were collected. The palaeoecological records used in this study were retrieved at altitudes higher than 1500 m. Lakes and wetlands naturally draw people to the water resources, so that even in the absence of archaeological evidence for settlement, it is likely that some of the soil erosion and forest disturbance evident in the sedimentary records may be directly attributed to human agency in the local environment. In other cases, where sites were too remote or too high for long-lasting settlement, the sequences may record disturbance at a predominantly regional scale through far-travelled pollen and via dust and elemental fallout from mining and metallurgical industry. Like those known from other regions (Bindler 2006; Guyard *et al.* 2007; Mighall *et al*. 2002; Pompeani *et al*. 2014; Shotyk 1996a, b), the sediments are not from archaeological sites and cannot be considered direct records of human activity in Morocco, since they do not derive directly from human environments. Nevertheless, the biological and geological indicators they contain allow the identification of continuous records of varying levels of industrial output, whereas archaeological data tend to provide a more episodic, discontinuous record.

Prior to the Romans, Morocco was occupied by the Phoenicians. The ancient city of Lixus, settled by the Phoenicians, dates back to the seventh century BC. In this area, it seems that anthropogenic activities (fire and grazing) over the last 3500 years did not impact strongly on a well-developed cork oak (*Quercus suber*) forest (Damblon 1991). After the fall of Carthage, northern Morocco was annexed to the Roman Empire in AD 40. Roman influence expanded into the Middle Atlas, as Roman populations settled the town of Volubilis, near Meknes (Fig. 1), then the capital of Morocco (called Mauretania at that time). Morocco remained a part of the Roman Empire until AD 429 when Vandals displaced the Romans, who recovered it and then left several times. Thus, after

Author's personal copy

ca. AD 500, the Rif and the Middle Atlas Mountains remained occupied by the indigenous Berber inhabitants and the Byzantines until the arrival of the Arabs in AD 681 (Sadiqi 1997).

Previous palynological investigations of human impact in the Middle Atlas (Lamb *et al.* 1991) and the Rif Mountains (Reille 1977) as well as those in the present study (Figs. 2, 3 and 4) show a regression of the forest taxa after 1000 BC, which suggests an increase of the human uses of the high-altitude forests. Impact of human populations on the forest ecosystems prior to 1000 BC was probably minor since anthropogenic indicators are not dominant in the sedimentary record. The early changes in the vegetation during the mid-Holocene are very probably related first to the progressive installation of Mediterranean seasonality (Jalut *et al.* 2009; Roberts *et al.* 2001) and then to the gradual increase of summer aridity as observed throughout the southwestern Mediterranean region (Peyron *et al.* 2013). This climate aridification allowed the expansion of true Mediterranean elements such as *Olea*, *Pistacia* and evergreen oak forest (*Q. ilex*, *Q. coccifera*).

Our data suggest that human use of forest resources was less drastic prior to the expansion of the Roman Empire throughout the whole Mediterranean region. In Morocco, pollen records from both the Middle Atlas and the Rif Mountains tend to confirm such strengthening of human activities during the spread of the Roman Empire. As stated by Mather *et al.* (1998), the deforestation trend expressed, particularly in the pollen records of Ras El Ma and Tifounassine in the Middle Atlas, is coherent with the

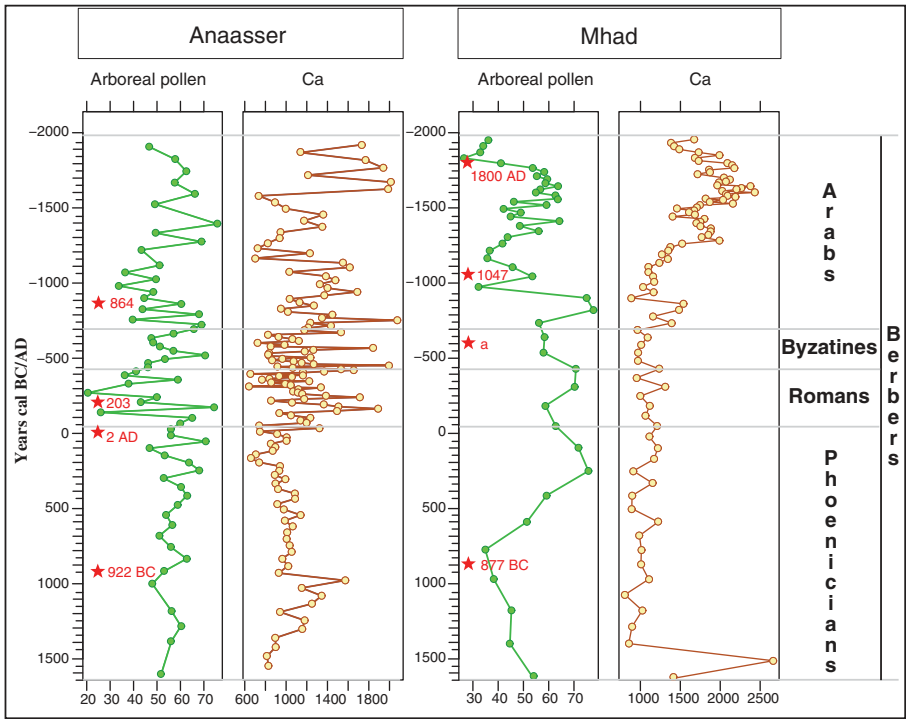


Fig. 2 Arboreal pollen and calcium content of sediment cores from Aanasser (*left*) and M'Had (*right*) in the Rif mountains, plotted against a calibrated radiocarbon timescale. Dated bulk sediment samples are indicated by *red stars* (figure in full color online)

Author's personal copy

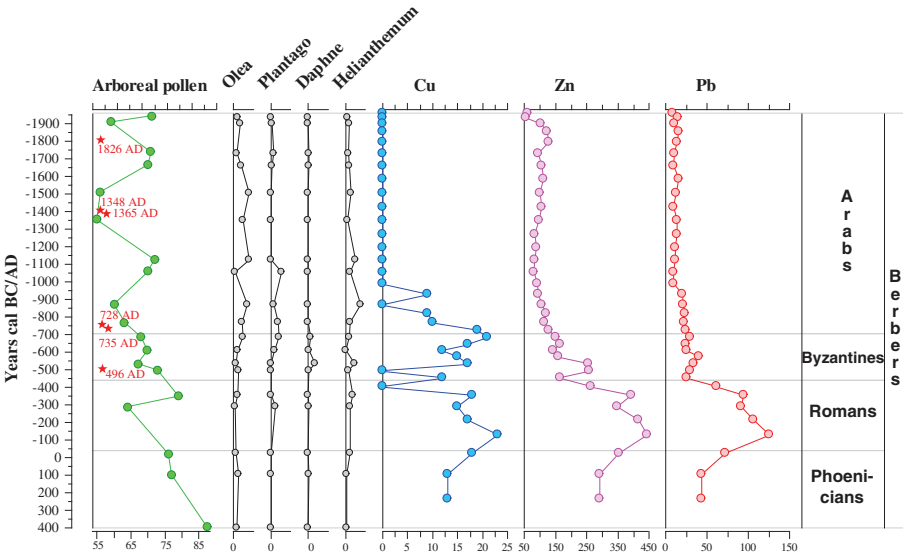


Fig. 3 Arboreal pollen, selected anthropogenic indicator pollen taxa and metal element content of a sediment core from Tifounassine, Middle Atlas, plotted against a calibrated radiocarbon timescale. Dated bulk sediment samples are indicated by *red stars* (figure in full color online)

pattern observed by McEvedy and Jones (1978) and more recently simulated by Kaplan *et al.* (2009) in a vegetation model that shows a clear decline since 1000 BC.

Forest degradation also led to the exposure and erosion of the soils. Calcium (Ca) content in the sedimentary record shows an increase that is very probably related to the erosion of dolomite, after the spread of the Romans in the eastern part of the Rif (Fig. 1,

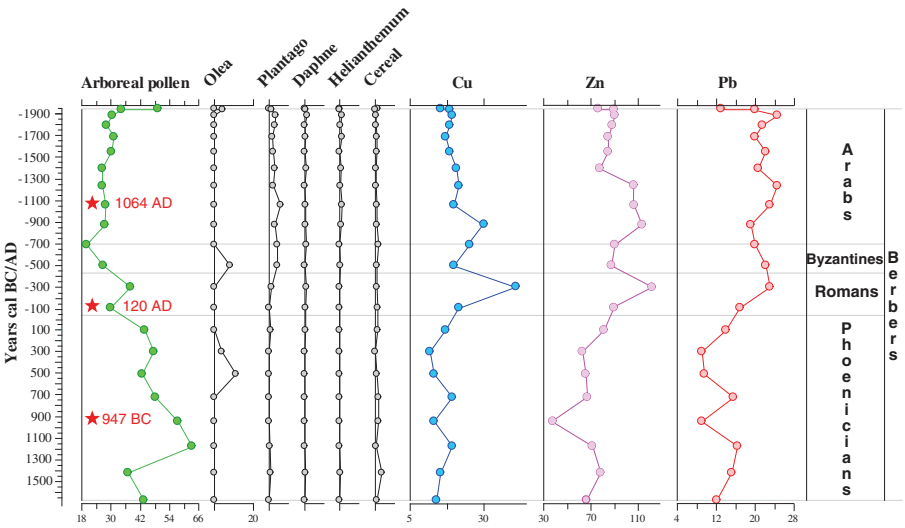


Fig. 4 Arboreal pollen, selected anthropogenic indicator pollen taxa and metal element content of a sediment core from Ras El Ma, Middle Atlas. Dated bulk sediment samples are indicated by *red stars* (figure in full color online)

Author's personal copy

Aanasser) and later at its western edge (Fig. 1, M'had). Treaties signed between the Berber populations in the Rif Mountains and the Romans (Taiqui and Cantarino 1997) substantially reduced the Roman impact on the landscape and their intensive use of the cedar and fir trees because the Berbers remained the only users of their forests.

In the Middle Atlas, the increase of Cu, Zn and Pb at Tifounassine (Fig. 3) and Ras El Ma (Fig. 4), combined with forest regression about 2000 years ago, may be related to the presence of local metal industries for extracting lead, zinc and copper using the forest wood as a source of energy. The name of the Middle Atlas town "Rsass" (in Arabic) means, literally, lead, showing the importance of mineral extraction in the area which may date back to the Roman period. The decline of zinc, lead and copper in the Middle Atlas records after the fifteenth century seems to suggest that Roman industrial activities ceased when they left the area. Similar changes related to the same activities are observed in the south of France (Elbaz-Poulichet *et al*. 2011).

A major break in the landscape history is marked by the arrival of nomadic and semi-nomadic Arab tribes (Ballouche 2013). These tribes exploited the forest but did not re-establish the industrial metallurgy as in the Roman period. In the Rif Mountains, the records of Pb, Zn and Cu do not show any significant changes over the last 2000 years (Bouaissa, unpublished PhD data), suggesting that the metal industry remained confined to the Middle Atlas.

These Late Holocene human activities had an important impact on the surrounding landscapes, but they may also have contributed to wider-scale changes. At the local scale, they obviously affected ecosystem composition, structure and potentially their long-term dynamics. At the same time, basin catchments and their hydrology were also impacted by the reduction of forest cover through increasing runoff and soil erosion. At the global scale, Ruddiman (2003) has argued that human-related reduction of forest cover and the development of agriculture, especially rearing of goats, sheep and cattle, may have contributed to the early increase of atmospheric CO_2 evident from polar ice-core records. Although the North African forests are obviously much less extensive than those of Europe, Asia, the Americas and tropical Africa, their reduction may have made a contribution to the alteration of the global carbon cycle. However, some climate simulations, using transient models, tend to show that early CO_2 emissions to the atmosphere were probably not significant enough to have a clear impact on global climate (Pongratz *et al*. 2009).

In fact, there may be significant contrasts in the impact of human activities at different scales. A general decline in forest cover across North Africa masks local-scale growth or regrowth of forests. The *matorralisation* process during the last millennium in Morocco derives from the intensification of land clearance and grazing pressure, as well as a high frequency of fires (Damblon 1991; Lamb *et al.* 1991; McGregor *et al.* 2009; Reille 1977). However, after the eleventh-thirteenth centuries AD, one may observe the local emergence of a new type of landscape that is poorly documented in terms of vegetation history: dehesa-like agro-sylvo-pastoral determined parklands (Vicente and Alés 2006; Ballouche 2013). These original Mediterranean landscapes were then eradicated during the late nineteenth and early twentieth century by agricultural intensification, or through reforestation.

Author's personal copy

Conclusions

Although the palaeoecological data used in this study do not originate from archaeological sites, they do provide direct and temporally continuous records of exploitation of forest, soil and mineral resources, at regional and local scales. They allow us to infer human activity, during the last two millennia, from palynological and geochemical evidence. Forest disturbances had an impact on the surrounding environment through soil erosion, and therefore on the release and transport of geochemical markers through the eco-hydrological systems. Analysis of these geo-indicators allows detection of the timing and varying intensity of the environmental changes. In the Middle Atlas, metals such as copper, lead and zinc were extracted by the Romans. Mining and smelting required the use of energy, obtained from the forests that served as a fuel source.

Today, there are initiatives in Morocco to preserve the forest ecosystems in the Rif and the Middle Atlas in delineated parks and reserves. Clearly, not all the forests are protected from grazing and clearing, and there is ongoing deforestation for various uses of wood in many areas in Morocco. Besides the parks and reserves, there are also forest areas that are protected simply with fences where there is some good regeneration through natural re-sprouting and seedlings. Outside these protected areas, there is very little if any natural regeneration of the forests, and in many cases, the effects of the strong deforestation on soil degradation, with heavy erosion, are evident.

Acknowledgments RC thanks Jean Maley for the friendly incitement to write the present paper. This work was supported by the French national program EC2CO-Biohefect, "Variabilité paléoclimatique et impact sur les forêts de conifères au Maroc depuis la dernière période glaciaire." We acknowledge support from the Excellence Research Projects funding programme of the Andalusian government: "Relic-Flora (RNM-7033)." We thank the LMC14 staff (Laboratoire de Mesure du Carbone-14), ARTEMIS national facility, UMS 2572 CNRS-CEA-IRD-IRSN-MCC, for the results obtained with the accelerator mass spectroscopy method.

This is an ISEM contribution no. 2015-097

References

Akdim, B., Julia, R., & Laaouane, M. (2011). Land use change and resource management in the Jnane Mas valley (Khenifra, Middle Atlas, Morocco). *Geography and Natural Resources, 32*(1), 87–94.

Arboleya, M. L., Teixell, A., Charroud, M., & Julivert, M. (2004). A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences, 39*, 319–327.

Ballouche, A. (2013). Contribution à l'histoire récente de la végétation du Bas-Loukkos (Province de Larache, Maroc). *Physio-Géo, 7*, 67–82.

Ballouche, A., & Marinval, P. (2003). Données palynologiques et carpologiques sur la domestication des plantes et l'agriculture dans le néolithique ancien du Maroc septentrional. (site de Kaf Taht El-Ghar). *Revue D'archéométrie, 27*, 49–54.

Benabid, A. (1985). Les écosystèmes forestiers préforestiers et présteppiques du Maroc: Diversité, répartition biogéographique et problèmes posés par leur aménagement. *Forêt Mediterranéenne, 7*, 53–64.

Bindler, R. (2006). Mired in the past—looking to the future: geochemistry of peat and the analysis of past environmental changes. *Global and Planetary Change, 54*(4), 209–221.

Chillasse, L., & Dakki, M. (2004). Potentialités et statuts de conservation des zones humides du Moyen-Atlas (Maroc), avec référence aux influences de la sécheresse. *Sécheresse, 15*(4), 337–345.

Author's personal copy

Cortés, M., Jiménez, F., Simón, M. D., Gibaja, J. F., Faustino, A., Martínez, F., Rodrigo, M., Flores, J. A., Paytan, A., López-Sáez, J. A., Peña-Chocarro, L., Carrión, J. S., Morales, A., Roselló, E., Riquelme, J. A., Dean, R. M., Salgueiro, E., Martínez, R. M., la Rubia, D., de Gracia, J. J., Lozano, M. C., Vera, J. L., Llorente, L., & Bicho, N. F. (2012). The Mesolithic-Neolithic transition in southern Iberia. *Quaternary Research, 77*, 221–234.

Damblon, F. (1991). Contribution pollenanalytique à l'histoire des forêts de chêne liège au Maroc: La subéraie de Krimda. *Palaeoecology of Africa, 22*, 171–183.

Daugas, J. P., El Idrissi, A., Ballouche, A., Marinval, P., & Ouchaou, B. (2008). The Earlier Neolithic in northern Morocco: Documentary, typo-chronological seriation and genetic hypothesis. *Bulletin de la Société Préhistorique Française, 105*(4), 787–812.

De Lamotte, F., Saint Bezar, B., & Bracene, R. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics, 19*, 740–761.

Dekayir, A., Amouric, M., & Olives, J. (2005). Clay minerals in hydrothermally altered basalts from Middle Atlas, Morocco. *Clay Minerals, 40*, 67–77.

Du Dresnay, R. (1988). Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In V. Jacobshagen (Ed.), *The Atlas system of Morocco* (pp. 293–320). Berlin: Springer-Verlag.

Elbaz-Poulichet, F., Dezileau, L., Freydier, R., Cossa, D., & Sabatier, P. (2011). A 3500-year record of Hg and Pb contamination in a Mediterranean sedimentary archive (The Pierre Blanche Lagoon, France). *Environmental Science & Technology, 45*(20), 8642–8647.

Fady, B., Lefèvre, F., Vendramin, G. G., Ambert, A., Régnier, C., & Bariteau, M. (2008). Genetic consequences of past climate and human impact on eastern Mediterranean Cedrus libani forests. Implications for their conservation. *Conservation Genetics, 9*, 85–95.

Giguet-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.-J., Griggo, C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulenard, J., & Taberlet, P. (2014). Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. *Nature Communications, 5*, 3211.

Gil-Romera, G., Carrion, J. S., Pausas, J. G., Sevilla-Callejo, M., Lamb, H. F., Fernandez, S., & Burjachs, F. (2010). Holocene fire activity and vegetation response in south-eastern Iberia. *Quaternary Science Reviews, 29*, 1082–1092.

Gómez, F., Beauchamp, W., & Barazangi, M. (2000). Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology, 28*, 775–778.

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., & Mélières, M.-A. (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews, 26*(19–21), 2644–2660.

Herbig, H. G. (1988). Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary. In V. Jacobshagen (Ed.), *The Atlas system of Morocco* (pp. 321–337). Berlin: Springer-Verlag.

Hinaje L., & Ait Brahim, (2002). Les bassins lacustres du Moyen Atlas (Maroc): Un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. Com., Tomo 89. Instituto Geológico e Mineiro (pp. 283–294).

Iversen, J. (1973). The development of Denmark's nature since the Last Glacial. *Danmarks Geologiske Undersøgelse V Række, 7*(C), 1–126.

Jalut, G., Dedoubat, J. J., Fontugne, M., & Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary International, 200*(1–2), 4–18.

Kaplan, J. O., Krumhardt, K. M., & Zimmermann, N. (2009). The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews, 28*(27–28), 3016–3034.

Lamb, H. F., & van der Kaars, S. (1995). Vegetational response to Holocene climatic change: Pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas, Morocco. *The Holocene, 5*(4), 400–408.

Lamb, H. F., Damblon, F., & Maxted, R. W. (1991). Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5000 years. *Journal of Biogeography, 18*, 519–532.

Lamb, H. F., Roberts, N., Leng, M., Barker, P., Benkaddour, A., & van der Kaars, S. (1999). Lake evolution in a semi-arid montane environment: Responses to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology, 21*, 325–343.

Linstädter, A., & Zielhofer, C. (2010). Regional fire history shows abrupt responses of Mediterranean ecosystems to centennial-scale climate change (*Olea–Pistacia* woodlands, NE Morocco). *Journal of Arid Environments, 74*, 101–110.

López-Sáez, J. A., & López-Merino, L. (2008). Antropización y neolitización durante el Holoceno en Marruecos: Una aproximación paleopalinológica. In M. S. Hernández, J. A. Soler, & J. A. López

Author's personal copy

(Eds.), *Actas IV Congreso del Neolítico Peninsular. Tomo I* (pp. 438–444). Alicante: Museo Arqueológico de Alicante.

López-Sáez, J. A., López-García, P., & Burjachs, F. (2003). Arqueopalinología: Síntesis crítica. *Polen, 12*, 5–35.

López-Sáez, J. A., López Merino, L., Pérez Díaz, S., & Alba Sánchez, F. (2011a). Paleopaisajes de Andalucía Oriental durante la transición Mesolítico-Neolítico antiguo. In J. F. Gibaja & A. F. Carvalho (Eds.), *Os últimos caçadores-recolectores e as primeiras comunidades produtoras do sul da Península Ibérica e do norte de Marrocos. Promontoria Monográfica* (Vol. 15, pp. 213–220). Faro: Universidade do Algarve.

López-Sáez, J. A., Pérez, S., & Alba, F. (2011b). Antropización y agricultura en el Neolítico de Andalucía Occidental a partir de la Palinología. Menga. *Revista de Prehistoria de Andalucía, 2*, 72–85.

López-Sáez, J. A., Abel, D., Bokbot, Y., Peña, L., Alba, F., & El Idrissi, A. (2013). Paisajes neolíticos del noroeste de Marruecos: Análisis arqueopalinológico de la Cueva de Boussaria. In 5° Congresso do Neolítico Peninsular (pp. 92–97). Lisboa: Universidade de Lisboa.

Martin, J. (1981). *Le Moyen Atlas central étude géomorphologique*. Notes et Mémoires du service Géologique N° 258 bis Rabat, Maroc.

Mather, A. S., Needle, C. L., & Fairbairn, J. (1998). The human drivers of global land cover change: The case of forests. *Hydrological Processes, 12*, 1983–1994.

McEvedy, C., & Jones, R. (1978). *Atlas of world population history.* London: Penguin Books Ltd.

McGregor, H. V., Dupont, L. M., Stuut, J. B. W., & Kuhlmann, H. (2009). Vegetation change, goats, and religion: a 2000-year history of land use in southern Morocco. *Quaternary Science Reviews, 28*(15), 1434–1448.

Mercuri, A. M., Sadori, L., & Uzquiano Ollero, P. (2011). Mediterranean and North African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes. *The Holocene, 21*(1), 189–206.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M. L., Chalouan, A., Montigny, R., & Goffè, B. (2006). Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie IIA - Earth Planetary Science, 338*, 92–114.

Mighall, T., Abrahams, P., Grattan, J., Hayes, D., Timberlake, S., & Forsyth, S. (2002). Geochemical evidence for atmospheric pollution derived from prehistoric copper mining at Copa Hill, Cwmystwyth, mid-Wales, UK. *Science of the Total Environment, 292*(1–2), 69–80.

Morales, J., Pérez-Jordà, G., Peña-Chocarro, L., Zapata, L., Ruiz Alonso, M., López-Sáez, J. A., & Linstädter, J. (2013). The origins of agriculture in north-west Africa: Macro-botanical remains from Epipalaeolithic and Early Neolithic levels of Ifri Oudadane (Morocco). *Journal of Archaeological Science, 40*, 2659–2669.

Newman, H. R. (2012). 2010 Minerals yearbook. In USGS (Ed.), *U.S. Geological survey minerals yearbook* (pp. 1–9).

Nour El Bait, M., Rhoujjati, A., Eynaud, F., Benkaddour, A., Dezileau, L., Wainer, K., Goszlar, T., Khater, C., Tabel, J., & Cheddadi, R. (2014). An 18,000 year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco. *Journal of Quaternary Science, 29*(5), 417–426.

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*(3), 1233–1252.

Pompeani, D., Abbott, M., Bain, D., DePasqual, S., & Finkenbinder, M. (2014). Copper mining on Isle Royale 6500–5400 years ago identified using sediment geochemistry from McCargoe Cove, Lake Superior. *The Holocene, 25*(2), 253–262.

Pongratz, J., Reick, C. H., Raddatz, T., & Claussen, M. (2009). Effects of anthropogenic land cover change on the carbon cycle of the last millennium. *Global Biogeochemical Cycles, 23*(4).

Reille, M. (1977). Contribution pollenanalytique à l'histoire Holocène de la végétation des montagnes du Rif (Maroc Septentrional). *Bulletin AFEQ, 50*(1), 53–76.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Bec, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP. *Radiocarbon, 55*(4), 1869–1887.

Rhoujjati A. (2007). *Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques depuis 21.000 ans ^{14}C dans le Moyen Atlas marocain: Les lacs Ifrah et Iffer.* Thèse d'Etat, Université Chouaib Doukkali.

Author's personal copy

Roberts, N., Reed, J. M., Leng, M. J., Kuzucuoglu, C., Fontugne, M., Bertaux, J., Woldring, H., Bottema, S., Black, S., Hunt, E., & Karabiyikoglu, M. (2001). The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey. *The Holocene, 11*, 721–736.

Ruddiman, W. F. (2003). The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change, 61*, 261–293.

Sadiqi, F. (1997). The place of Berber in Morocco. *International Journal of the Sociology of Language, 123*(1), 7–21.

Sadori, L., Jahns, S., & Peyron, O. (2011). Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. *The Holocene, 21*(1), 117–129.

Shotyk, W. (1996a). Natural and anthropogenic enrichments of As, Cu, Pb, Sb, and Zn in ombrotrophic versus minerotrophic peat bog profiles, Jura Mountains, Switzerland. *Water, Air, and Soil Pollution, 90*(3–4), 375–405.

Shotyk, W. (1996b). Peat bog archives of atmospheric metal deposition: geochemical evaluation of peat profiles, natural variations in metal concentrations, and metal enrichment factors. *Environmental Reviews, 4*(2), 149–183.

Taiqui, L., & Cantarino, C. M. (1997). Eléments historiques d'analyse écologique des paysages montagneux du Rif Occidental (Maroc). *Mediterranea. Serie de Estudios Biológicos, 16*, 23–35.

Teixell, A., Arboleya, M. L., Julivert, M., & Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics, 22*(5), 1051–1064.

Vicente, A. M., & Alés, R. F. (2006). Long term persistence of dehesas. Evidences from history. *Agroforestery Systems, 67*, 19–28.

Zapata, L., López-Sáez, J. A., Ruiz-Alonso, M., Linstadter, J., Pérez-Jordà, G., Morales, J., & Peña-Chocarro, L. (2013). Holocene environmental change and human impact in NE Morocco: palaeobotanical evidence from Ifri Oudadane. *The Holocene, 23*(9), 1286–1296.

Zouagui, A., Benmansour, M., Amenzou, N., Nouira, A., Sabir, M., Benjelloun, H., & Benkadad, A. (2012). Application de la technique de 137 Cs à l'estimation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de Moulay Bouchta, Rif occidental, Maroc. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires, 1*, 53–58.

Annexe II : Contribution pour Nour El Bait *et al*., 2014

Nour El Bait M, Rhoujjati A, Eynaud F, Benkaddour A, Dezileau L, Wainer K, Goszlar T, Khater C, Tabel J, Cheddadi R. 2014. An 18,000 year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco. *Journal of Quaternary Science* 29: 417–426.

JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE (2014) **29**(5) 423–432 ISSN 0267-8179. DOI: 10.1002/jqs.2708

An 18 000-year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco

M. NOUR EL BAIT,[1,2] A. RHOUJJATI,[3] F. EYNAUD,[4] A. BENKADDOUR,[3] L. DEZILEAU,[5] K. WAINER,[6] T. GOSLAR,[7,8] C. KHATER,[9] J. TABEL[1] and R. CHEDDADI[1]*

[1]Université Montpellier 2, Institut des Sciences de l'Evolution, UMR UM2-CNRS-IRD 5554, Montpellier, France
[2]Université Chouaib Doukkali, Laboratoire Géosciences Marines et Sciences des Sols, unité associée CNRST (URAC 45), El Jadida, Morocco
[3]Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences et Techniques, Gueliz Marrakech, Morocco
[4]UMR 5805, EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques), Université Bordeaux I, Talence, France
[5]Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, CNRS/INSU, UMR 5243, Montpellier, France
[6]Department of Earth Sciences, Oxford University, UK
[7]Faculty of Physics, Adam Mickiewicz University, Poznań, Poland
[8]Poznan Radiocarbon Laboratory, Foundation of the A. Mickiewicz University, Poznań, Poland
[9]Center for Remote Sensing, National Council for Scientific Research in Lebanon, Beirut, Lebanon

Received 24 December 2013; Revised 10 March 2014; Accepted 17 March 2014

ABSTRACT: A new record from the heart of the Moroccan Middle Atlas cedar forests spans the last 18 000 years and provides valuable insight into our understanding of the natural vegetation and environmental changes. The approach is based on the study of pollen content, geochemical elements and grain size analysis. The pollen data indicate that the vegetation was dominated by herbaceous plants until 9000 BP. Such open landscape allowed greater soil erosion and an input of chemical elements from the watershed. After 9000 BP, tree cover, mainly oak, increased slightly and was accompanied by a higher taxonomic diversity. However, several steppe elements remain well represented in the area until 5000 BP, which suggests that the climate was rather dry during the first part of the Holocene. After 6000 BP, the climate became more favourable to expansion of the forest ecosystems, including *Cedrus atlantica*, thereby reducing erosion. A strong reduction of the tree pollen percentages is recorded after 2000 BP, which may be related to increasing human activities during the Roman period. These forest changes are concomitant with an increase of lead and copper concentrations in the record, probably related to Roman metalworking activities. Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: *Cedrus atlantica*; climate; Holocene; Lateglacial; Morocco; vegetation.

Introduction

Palaeoenvironmental studies that trace back the history of vegetation and climate in northern Africa are unfortunately very scarce. Their extension is also limited both in space and in time (Ben Tiba and Reille, 1982; Ritchie, 1984; Pons and Quezel, 1985; Bernard and Reille, 1987; Brun, 1989; Damblon, 1991; Salamani, 1993; Ballouche, 2001). In Morocco, the most suitable areas for the recovery of good archives are located in the Rif mountains (Reille, 1977), the Middle Atlas (Reille, 1976; Benkaddour, 1993; Lamb *et al.*, 1995; Cheddadi *et al.*, 2009; Rhoujjati *et al.*, 2010, 2012) and the High Atlas (Reille, 1976). Several investigated sites from these mountain chains cover only a few millennia within the Holocene. Additionally, due to the lack of radiometric age controls, the uncertainty concerning the time span covered does not allow robust chronological frameworks to be set up. In the Rif mountains, the available pollen records (Reille, 1977) seem to have recorded only the last 4–6 millennia. In the Middle Atlas, there are a few well-dated records that provide a more detailed image of both the vegetation and the climate changes during the Holocene (Lamb *et al.*, 1995; Lamb and van der Kaars, 1995) and the last glacial period (Cheddadi *et al.*, 2009; Rhoujjati *et al.*, 2010).

These records show that tree species (mainly *Cedrus atlantica* and *Quercus* (deciduous and evergreen oaks)) have dominated the ecosystems during the Holocene, particularly after 7 ka. The last glacial period with a dominant steppe vegetation, was much colder and more arid than the Holocene (Cheddadi *et al.*, 1998, 2009; Rhoujjati *et al.*, 2010). The early Holocene, warmer and less humid than today, seems to have prevented the cedar populations from expanding in the Middle Atlas (Cheddadi *et al.*, 1998). Records from Lake Tigalmamine (Lamb and van der Kaars, 1995) and Lake Sidi Ali (Lamb *et al.*, 1995) show that *C. atlantica* was not present around the sites until after 7 ka. Before the Holocene, pollen data from a more recently studied site, Lake Ifrah (Cheddadi *et al.*, 2009; Rhoujjati *et al.*, 2010), show that cedars were in fact present in this northern area of the Middle Atlas during the last glacial period and that they have retreated during the early Holocene, as observed in the southern part.

As observed in the Lake Ifrah record, although the last glacial period was dominated by a drought-tolerant vegetation with a strongly reduced forest cover, there were cedar populations around the site. One of the new findings in this study is that *C. atlantica* was present almost continuously in the northern part of the Middle Atlas over the past 18 000 years although with quite scarce populations before 6000 cal a BP.

The overall aim of this paper is to expand our knowledge on these past Moroccan ecosystem changes and their relationship to past climates over the last glacial period and the Holocene. We have studied a new fossil record in the Middle Atlas that covers the last 18 000 years. The analysis of its pollen content, grain size and chemical trace elements allowed us to reconstruct the past vegetation and related local environmental changes and correlate them with the available regional records.

*Correspondence: R. Cheddadi, as above.
E-mail: rachid.cheddadi@um2.fr

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

Site description

The Middle Atlas is a mountainous chain located in north-west Morocco (Fig. 1). Most of the Middle Atlas volcanic units cap the flat karstic surface of a tabular Jurassic dolomitic limestone plateau (Fig. 1). The latter overlies Triassic red beds and tholeiitic lava flows that cover a Palaeozoic basement (Texier *et al.*, 1985; Herbig, 1988). The total surface covered by the volcanic layers is large (960 km^2). Around the study area, two types of mafic lavas have been distinguished (Fig. 1) (Martin, 1981): alkali basalts represent the dominant petrographic type and subalkaline basalts richer in silica than the former types compose 7.8% of the surface of the volcanic field (cf. geochemical data in Table 1). In fact, the alteration of basaltic igneous rocks provides clay minerals, especially phyllosillicates, which could be the main sources of silica (SiO_2) aluminum (Al_2O_3) and iron (Fe_2O_3) for the sediments (Dekayir *et al.*, 2005).

These geomorphological and structural features favoured the formation of about 20 natural permanent or semi-permanent lakes (Chillasse and Dakki, 2004). The genesis of these wetlands is a result of a subsidence due to an intense fault system and karstification of dolomites (Martin, 1981; Baali, 1998; Hinaje and Ait Brahim, 2002; Chillasse and Dakki, 2004).

The studied site, Ras El Ma (REM) marsh, is one of those wetlands. It lies in the central part of the tabular Middle Atlas (Fig. 1). Today, the site is surrounded by a cedar (*Cedrus atlantica*) forest (Figs 2 and 3). It extends over a south-west/north-east karst depression. Its upstream side, 700 m north of the marsh, is the spring that gives its name (in Arabic) to the site. The flow is on a slight slope that falls off the depression that has evolved into a marsh today. The overall topography is in the form of a karst depression surrounded by hills.

REM local annual rainfall ranges between ca. 860 and 1120 mm with highest amounts during November–December and February–March. There is an average of 22 snow days per year, although this varies greatly from one year to another.

Today, apart from the dominating *C. atlantica*, the regional flora is composed of evergreen trees (*Olea europaea*, *Quercus ilex* and *Q. coccifera* and *Pinus halepensis*) and an open xerophilous shrubland (Asteraceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Liliaceae, Poaceae). The local flora is dominated by marshy taxa with *Populus alba* and several aquatic taxa, including *Typha*, Haloragaceae and *Nymphaea*.

Materials and Methods

In 2011, a 3-m-long core was collected from REM marsh (33°28.419′N, 05°08.325′W, 1633 m asl) using a Russian corer. The sedimentological sequence, from the top of the core, consists of 120 cm of highly organic peat, 160 cm of compact clayey silt and 20 cm of oxidized sand with limestone concretions (Fig. 3).

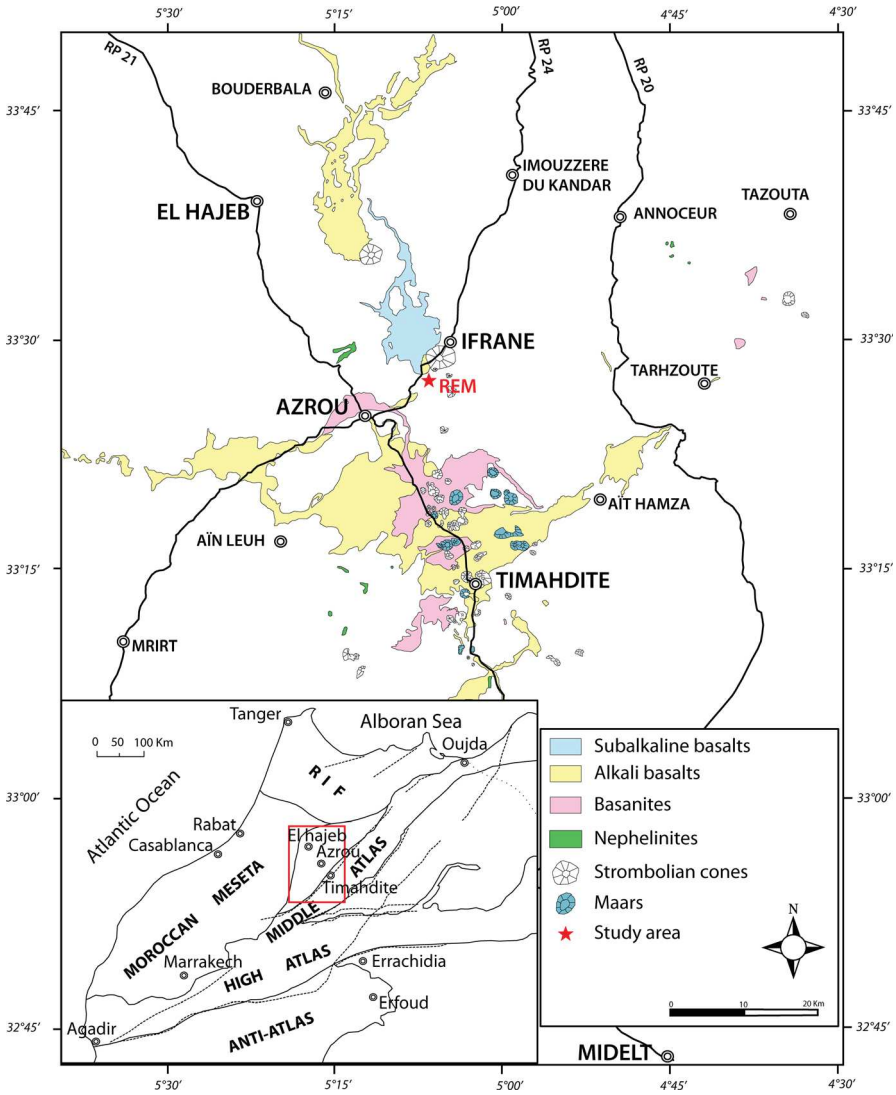


Figure 1. Geographical location of the studied area of Ras El Ma (REM) and simplified petrographic map of Middle Atlas volcanic units (from Martin, 1981). Chemical composition of these volcanic units is detailed in Table 1 (El Azzouzi *et al.*, 2010). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

Table 1. Example of some major (wt%) and trace element (p.p.m.) analyses of Middle Atlas lavas. ICP-AES analyses. Total iron is expressed as Fe_2O_3; LOI, loss on ignition at 1050 °C (El Azzouzi *et al.*, 2010).

	Rock type	
	Alkali basalts	Subalkaline basalts
SiO_2 (wt%)	48.88	52
TiO_2	2.21	2.165
Al_2O_3	13.78	14.545
Fe_2O_3	11.53	10.5
MnO	0.17	0.15
MgO	8.73	6.78
CaO	9.54	8.575
Na_2O	3.21	3.225
K_2O	1.05	1.24
P_2O_5	0.53	0.41
LOI	−0.03	0.06
Total	99.58	99.65
Rb (p.p.m.)	38	36
Sr	1512.5	1340
Ba	921	790
Cr	321	312.5
Co	48.5	51.5
Ni	183	208
Zr	340	307.5

Twelve radiocarbon dates were obtained from organic bulk sediments (Table 2), three of which were excluded from the age/depth model as they are not coherent with the overall chronological pattern suggested by the other nine dates (Fig. 3). The age–depth model based on the latter dates was obtained using a polynomial fit (three-dimensional order) using R software, based on 12 calibrated ^{14}C dates (Fig. 3). The calibration of ^{14}C dates was performed using the Calib 5.0 program (Stuiver *et al.*, 2005).

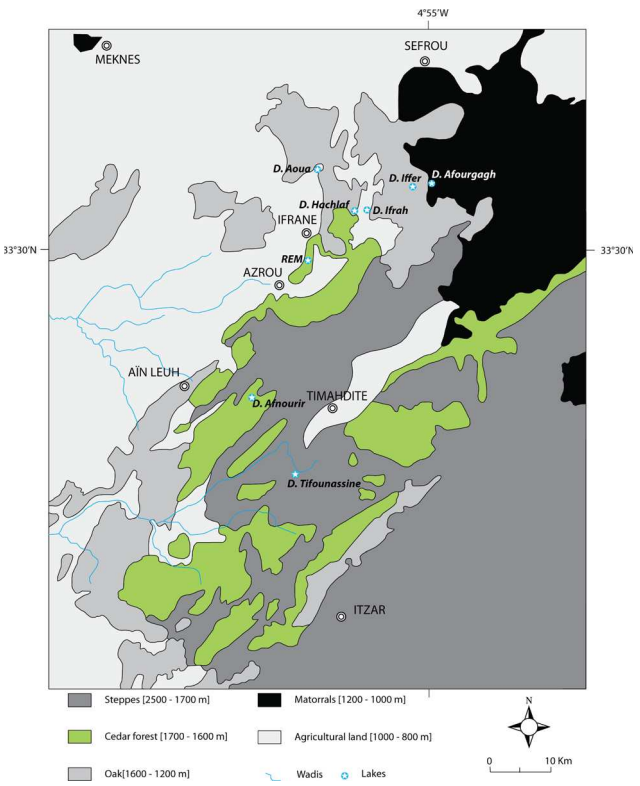


Figure 2. Phytoecological map showing the location of the Ras El Ma site (REM) within a cedar forest (in Lecompte, 1969). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

The sedimentation rate is quite variable (0.02–1.5 cm a^{-1}). The mean rate is about 0.4 cm a^{-1}. The X-ray fluorescence (XRF) elements show (Fig. 4) four major peaks at 1.2, 3.4, 9.3 and 16.2k cal a BP. These abrupt changes confirm that the sediment input from the watershed was neither constant nor homogeneous.

Pollen analysis was carried out every 5 cm of the core at ISEM, Montpellier. XRF and particle size analysis were conducted at the Geosciences Laboratory, Montpellier. Palynomorphs were extracted using the following succession of treatments: HCl (20%) overnight (12 h); KOH (10%) in a boiling water bath for 15–30 min, HCl (20%); heavy liquid ($ZnCl_2$) with a density between 1.7 and 1.85, HCl 20% then CH_3COOH; acetolysis (acetic anhydride + sulphuric acid): 2 mL per sample in a water bath at 70–80 °C for 3 min, CH_3COOH and ethanol; the residue is diluted in glycerine and then mounted on a microscope slide.

Pollen grains were identified and counted under an optical microscope (Leica ICC50 HD) and 63× dry objective. The average total number of pollen counted per slide was 500 grains. In highly organic layers, this number was exceeded. However, in the oxidized layers at the base of the sequence, 14 samples did not contain any pollen grains. These samples were removed from the pollen diagram.

Pollen percentages were computed on a total sum that includes trees, shrubs and herbs but excludes aquatic plants (*Typha*, Haloragaceae, etc.) and plants linked to water which were combined as aquatic on the pollen diagram, such as Cyperaceae and *Juncus*. The synthetic pollen diagram (see Fig. 6) shows the main dominant taxa. The R (R Development Core Team, 2007) and C2 (Juggins, 2007) programs were used for plotting the time series (pollen, XRF and grain size).

The XRF analysis of 21 chemical elements (Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Hg, Pb) was carried out by a non-destructive method at the Geosciences laboratory. Measurements were performed every 5 cm. For this paper, only five elements (Ti, Fe, Cu, Pb and Rb) were considered because of the significant changes they display along the core (Fig. 4).

Particle size analysis was performed in aqueous phase using a laser granulometer (Beckman Coulter LS13 320) at the Geosciences laboratory. Bulk samples are dissolved and sieved through a 2- mm mesh to eliminate coarse particles (roots, plant debris, shells fragments, etc.) and to homogenize the sediment. The solution is then poured into the Aqueous Liquid Module to analyse the particle size using ultrasound (to avoid particle aggregation) and a laser beam. Three grain size fractions were identified (Figs 4 and 5): sands (400–63 μm), silts (63–2 μm) and clays (2–0.375 μm).

Results

The REM record encompasses the last 18.3k cal a BP. To synthesize the main environmental changes, we have distinguished six zones based on pollen using stratigraphically constrained cluster analysis, particle size and elemental geochemistry data. The six time intervals corresponding to these clusters are 18 310–16 250, 16 250–12 430, 12 430–9310, 9310–3980 and 3980–1450 cal a BP, and from 1450 cal a BP to AD 2000. The succession of the key taxa in the pollen record, i.e. *C. atlantica*, *Quercus* (deciduous and evergreen oaks are represented by a single curve), *Ephedra*,

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

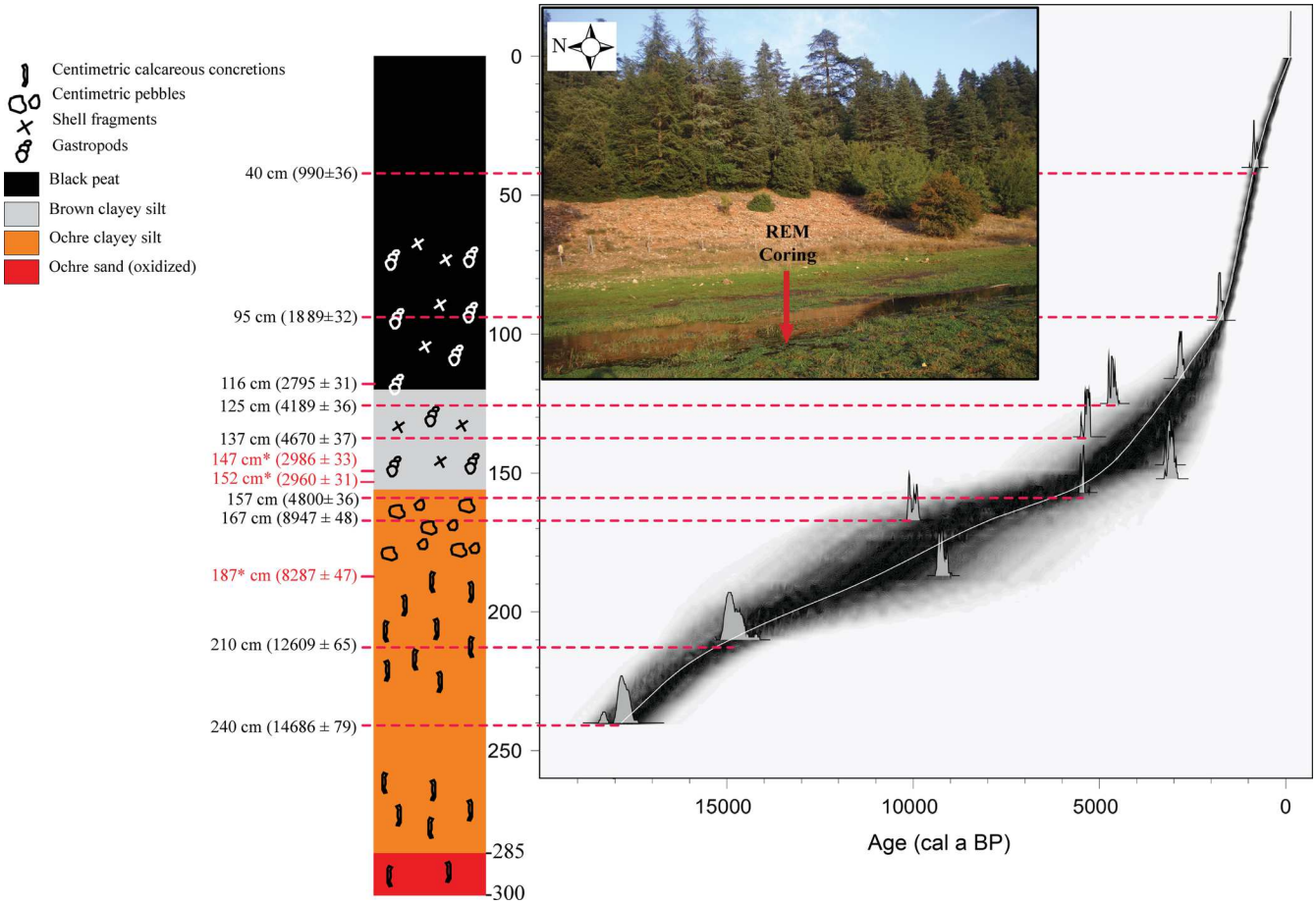


Figure 3. Photograph of the site where the core was collected, surrounded by a cedar forest, and age/depth model with a schematic stratigraphy of the core. *Dates with asterisks are not included in the age/depth model. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

Artemisia, *Alchemilla*, Poaceae and Chenopodiaceae (Fig. 6), which are all observed today in the area surrounding the site, reflect quite well the overall dynamics of the vegetation. *Pinus* is not represented in the pollen diagram as its pollen percentages never exceed 1%.

Concomitantly, sediment dynamics of the watershed (mainly basaltic, Fig. 1 and Table 1) is reflected in the grain size (Figs 4 and 5) and in the following chemical elements (Fig. 4). Iron (Fe) and titanium (Ti) are assumed to be related to the silty phase with a detrital origin (Nolting *et al.*, 1999). These two elements vary between 7038 and 50 699 p.p.m., and between 1400 and 6056 p.p.m., respectively.

Lead (Pb) levels vary between 6.7 and 27 p.p.m. with an average of 17.3 p.p.m. This element is concentrated in the upper part of the core. Copper (Cu) content varies between 9 and 41 p.p.m. It has a similar pattern to Pb, indicating whether they belong to the same mineralogical phase or a common origin (Algan *et al.*, 2004). These two elements are related either to the nature of the minerals that make up the sediment or increasing anthropogenic activities in the area (Fig. 4).

Zinc (Zn) content varies between 38 and 181 p.p.m. It is more concentrated in those samples where Fe and Ti have high values. Such a correlation could be explained by the preferential association of Zn with fine fractions and oxyhydroxides of iron (Algan *et al.*, 2004).

Chromium (Cr) shows a decreasing gradient towards the top of the core, with concentrations ranging from 0 to 149

Table 2. Radiocarbon ages for the REM core. Calibrations were carried out following Stuiver *et al.* (2005).

Depth (cm)	Material	^{14}C age (a BP)	Calibrated age (cal a BP, 2 δ)	cal a BP (median probability)	δ^{13}C ‰	Error
40	Organic sediment	990 ± 36	796–963	906	−33.3	0.5
95	Organic sediment	1889 ± 32	1730–1895	1838	−27.6	0.5
116	Organic sediment	2795 ± 31	2794–2965	2897	−24.5	0.4
125	Organic sediment	4189 ± 36	4586–4841	4726	−29	0.3
137	Organic sediment	4670 ± 37	5314–5572	5401	−25.7	0.4
157	Organic sediment	4800 ± 36	5469–5601	5519	−21.3	1.2
167	Organic sediment	8947 ± 48	9915–10221	10058	−20.6	0.3
210	Soil	12609 ± 65	14620–15235	14966	−16.8	0.1
240	Soil	14686 ± 79	17639–18084	17872	−16.3	0.1

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

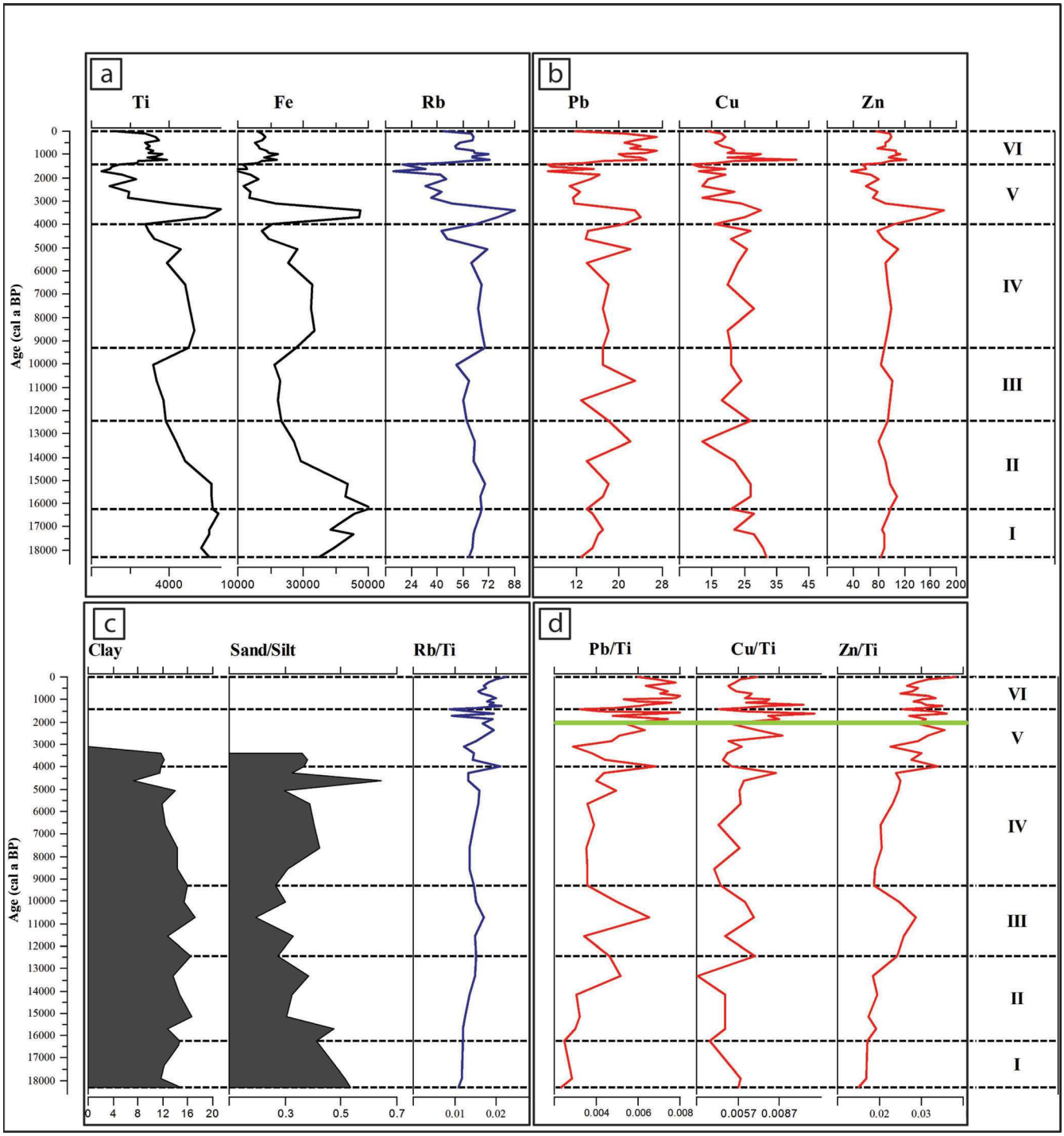


Figure 4. Evolution of some chemical elements and sediment fractions versus age (cal a BP): (a) main elements of the detrital fraction with major elements (Ti and Fe) and trace elements (Rb); (b) main elements related to anthropogenic activities; (c) detrital variability inferred from the sand/silt ratio, clay fraction and Rb/Ti ratio; (d) ratios of Pb, Cu and Zn to Ti (detrital material) – the green line highlights the increasing effects of human activities. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

p.p.m. The other chemical elements (Ba, Mn, Zr, Sr, Rb, Ni, Co, As and Sn) are characterized by a homogeneous distribution that is similar to the other elements described above. This distribution is highly dependent on detrital inputs from the watershed.

Zone I (300–220 cm), >18.3–16.2k cal a BP

This zone is mainly composed of highly oxidized sediments with a reduced organic matter content (including pollen grains). Only three samples contained enough pollen grains to make a statistically significant pollen sum. The pollen percentages in the other samples of this zone are doubtful, so vegetation reconstruction from this period is unreliable. Grain size analysis (Figs 4 and 5) shows that the core bottom (300 cm) is composed of sand (up to 60%). Silts and clay represent, on average, 35 and 5%, respectively. The sand contents tend to decrease and silt increases towards the top of this zone (Figs 4 and 5). Most chemical elements (Fig. 4) show a similar trend. Ti and Fe record their maximum values around 16.2k cal a BP (Fig. 4).

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

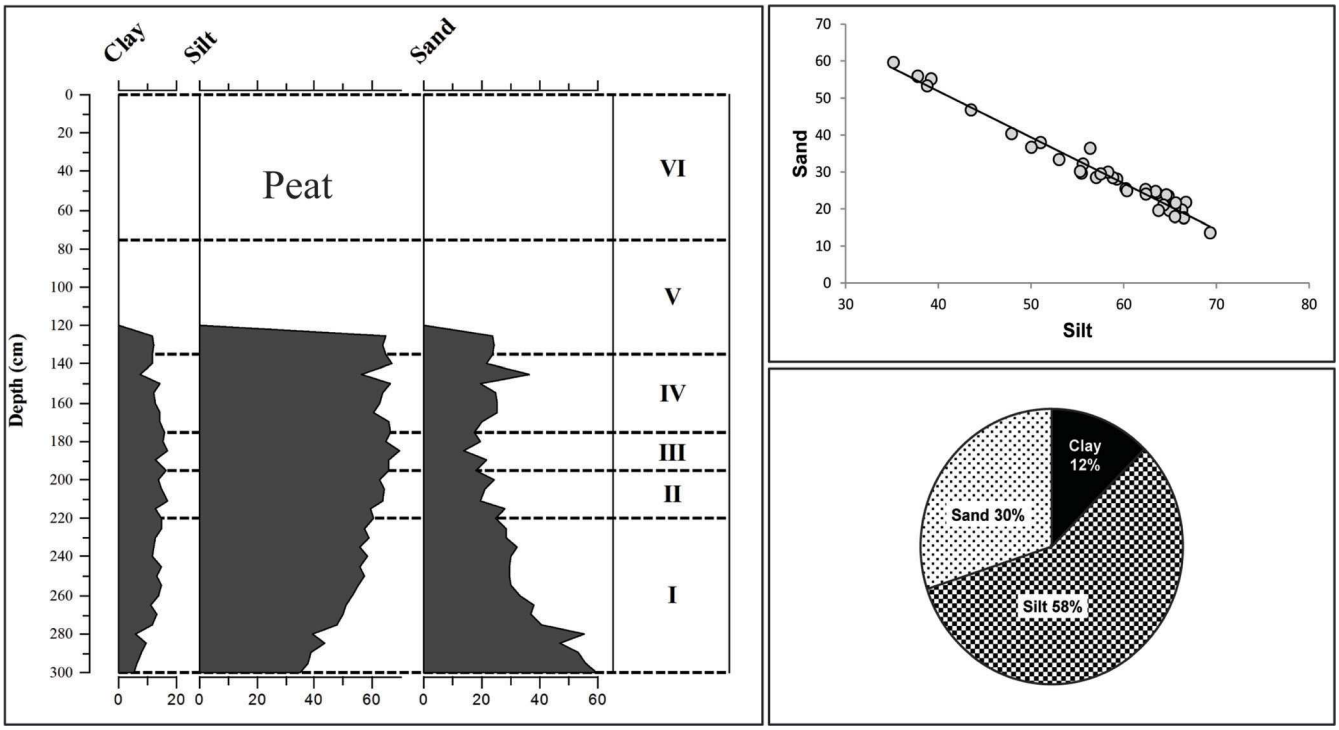


Figure 5. Grain size analysis showing the percentages of the main sediment fractions (silt, clay and sand), the negative correlation between silt and sand (correlation coefficient = −0.99) and sediment fraction evolution versus core depth (cm).

Zone II (220–195 cm), 16.2–12.4k cal a BP

Pollen data (Fig. 6) suggest an expansion of the steppe with diverse herbaceous drought-tolerant plants, such as *Artemisia*, *Ephedra*, *Alchemilla*, *Centaurea* and Poaceae. As observed elsewhere in the Mediterranean (Hajar *et al.*, 2010) Cichorioideae show high percentages, probably linked to problems with pollen preservation due to water decrease and temporary immersions. These taxa may also be over-represented as they have a very resistant exine. Although the decline in iron content may contradict this hypothesis, these high percentages may be interpreted as a local signal. Indeed, the low iron values suggest a reducting *in situ* environment, which should favour better preservation of all pollen grains. The sediment is rather silty and chemical elements (Ti, Fe and Cu) record a significant decline (Fig. 4). Thus, both pollen and sediment composition suggest an open environment that was probably arid and cold.

Zone III (195–175 cm), 12.4–9.3k cal a BP

Non-arboreal pollen percentages are still quite high with a significant expansion of *Artemisia*, *Ephedra*, *Alchemilla* and Poaceae. Such steppic vegetation requires a dry and arid climate which is confirmed by an important detrital silt input (Fig. 5).

Zone IV (175–135 cm), 9.3–4k cal a BP

This zone is also characterized by high values of Cichorioideae and Asteraceae, which may indicate that the other pollen grains are less well preserved. Pollen data show the development of *Quercus* and *Cedrus* forests. Steppic flora such as *Artemisia*, *Ephedra*, *Alchemilla* and Poaceae tend to decline. The low values of *Cedrus* indicate an expansion of the cedar forest towards the site rather than an expression from distant populations, first because its pollen percentages continue to increase steadily during the following zone (V) and, secondly, we know that cedar pollen grains are not transported over long distances (Hajar *et al.*, 2008). Such vegetation composition describes a period with a steady increase of available annual moisture. Unlike the sandy fraction, the silt content increases slightly (Figs 4 and 5). Chemical elements (Ti, Fe, Rb) tend to decrease (Fig. 4). During this period, the decline of terrigenous input is explained by soil fixation around the swamp, as confirmed by the forest expansion.

Zone V (135–75 cm), 4–1.4k cal a BP

The forest ecosystem is well developed; oak and cedar pollen percentages record their highest percentages (up to 30% for cedar). Concentricystes, *Lycopodium* and aquatics such as *Myriophyllum*, Cyperaceae, *Typha*, *Potamogeton*, *Juncus* and *Alisma*, thrive well also in this marshy environment and show quite high diversity (Fig. 6). From 120 cm to the top of this interval, sediment composition is more organic with peat deposition. Geochemical elements (particularly Ti, Fe, Rb, Pb and Cu; Fig. 4) show a noticeable peak around 3.4k cal a BP. They decrease thereafter sharply. An abrupt change in sediment dynamics is linked to low terrigenous inputs related to the stability of the watershed (forest cover).

Zone VI (75–0 cm), 1.4k cal a BP to present (AD 2000)

This period is mainly marked by regression of the *C. atlantica* and *Quercus* forest. Cereals, Plantaginaceae, *Helianthemum*, Cichorioideae, Asteroideae, Apiaceae and *Centaurea* expand slightly (Fig. 6). This degradation of the landscape is also corroborated by the presence of anthropogenic markers such as Helianthemum and Plantaginaceae which propagate over human-disturbed landscapes. The low occurrences of *Olea* pollen grains at such altitude may suggest also the presence of cultivated olive trees in the surroundings.

The chemical elements Ti, Rb and Fe are compared with the observed background levels (Fig. 4) calculated at the

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

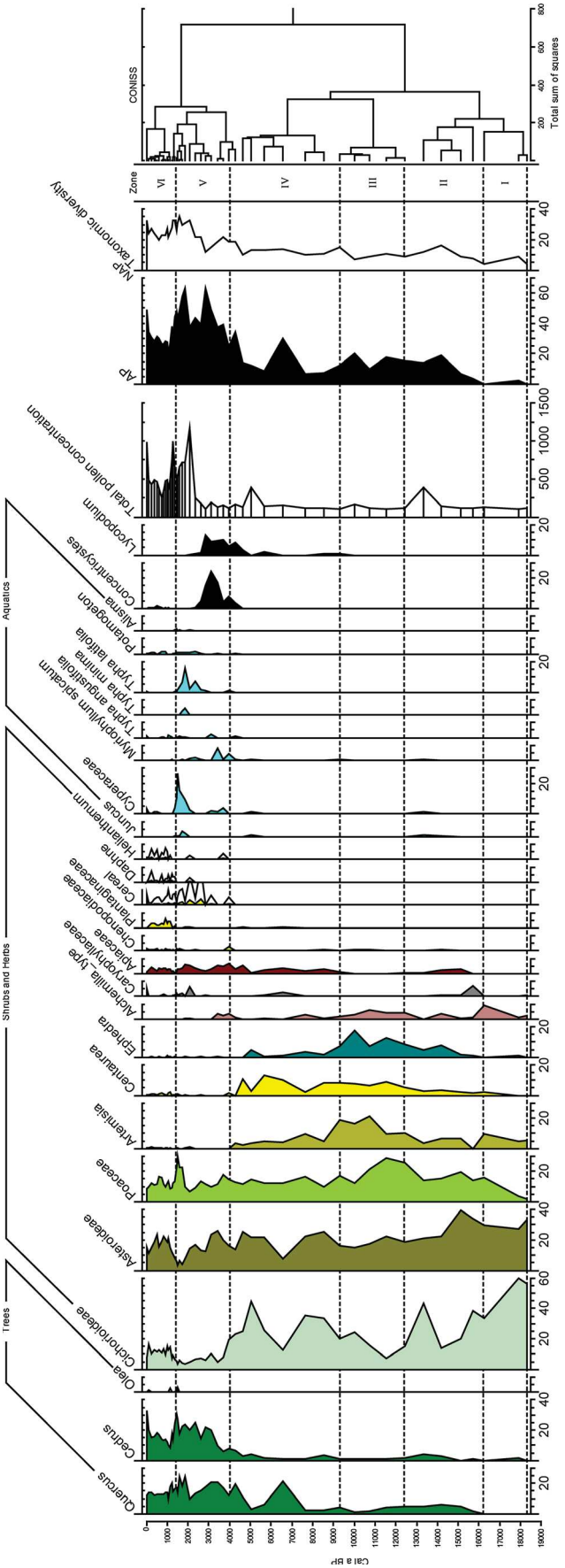


Figure 6. Diagram showing the percentages of the main pollen taxa identified in the Ras El Ma record and the taxonomic diversity inferred from a rarefaction analysis. The pollen percentages of *Olea*, cereals, *Daphne* and *Helianthemum* are magnified six-fold. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

bottom of the core, which seem to have a natural origin through contributions from the watershed. The distribution of these elements is largely controlled by climate. The opening of the landscape related to the reduction of the forest cover and the dominance of steppic taxa led to a decrease in plant biological productivity and consequently to a slight erosion of the watershed. This has led to the increase in accumulation rates of silt and consequently to the decrease in the 'sand/silt' ratio (Figs 4 and 5). Lead and copper (Pb and Cu, Fig. 4) show high concentrations compared with observed background levels. 'Cu/Ti' and 'Pb/Ti' ratios (Fig. 4) show a strong enhancement in this zone compared with the base of the core.

Discussion

The REM record covers the last 18.3k cal a BP. With 12 radiocarbon dates (Fig. 3), it is a robust sequence encompassing the last glacial termination and the Holocene. The detailed multiproxy study conducted on this record (pollen content (Fig. 6), grain size (Figs 4 and 5) and XRF elemental composition (Fig. 4) provides a set of bio- and geo-indicators that allow us to reconstruct past vegetation changes as well as their relationship with the sedimentary basin related to the studied site deposits.

The high content of iron (Fe) from the base of the sequence up to 16.2k cal a BP indicates a highly terrigenous input from the watershed. The sandy fraction is also dominant, which suggests that climate was dry. In such a sedimentary environment, the organic matter is less well preserved, including pollen grains, which does not allow us to reconstruct the ecosystem composition or identify the available plant taxa around the site during that time span. The pollen record from Lake Ifrah, which is located about 10 km from REM, shows also that climate was rather dry during this period (Cheddadi *et al.*, 2009; Rhoujjati *et al.*, 2010). This agrees with climatic reconstructions from the north-western African margin (e.g. Jullien *et al.*, 2007; Bouimetarhan *et al.*, 2012), which show that climate was dry during this period (i.e. Heinrich event 1), but it challenges an earlier work that suggests an increase in humidity (Zeroual, 1995).

Between 16.2 and 12.4k cal a BP, the pollen percentages of herbaceous plants are very high, indicating an open landscape under probably an even colder and more arid climate than before 16k cal a BP. One of the most striking features regarding ecosystems changes in the REM record is the presence of cedars during the termination of the last glacial period. This pattern has also been observed in the pollen record from Lake Ifrah (Cheddadi *et al.*, 2009).

The early Holocene (12.5–9.3k cal a BP) shows that the herbaceous plants still dominate the landscape. The strong expansion of *Artemisia*, *Alchemilla*, *Ephedra*, *Centaurea*, Poaceae and Asteroideae is accompanied by a decrease in the pollen percentages of *Quercus* and a total absence of aquatic plants. This tendency is probably related to a lower input of the water source that is located uphill and/or a reduction of the amount of precipitation. The steppe vegetation and the reduced forest cover made the site vulnerable to erosion. Sediment load from the watershed then increased after ca. 10k cal a BP. This affected both the sedimentation rate and the concentration of weathering chemical elements. An opposite correlation is then observed between the percentages of arboreal pollen percentages and weathering chemical elements (all 21 chemical elements) (Fig. 7).

In the REM record, cedar forest does not expand during the early Holocene but pollen grains are observed although with low percentages (around 5%). Earlier studies have shown that

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

percentages of cedar pollen grains >1% may be recorded in a surface sample that is near the source populations (Hajar *et al.*, 2008). The persistence of cedar populations around the REM site may be due to the permanent water sources in the area (at ca. 700 m from the site), which may have created a suitable 'micro-climate'. A climate reconstruction from the Holocene pollen record of Tigalmamine (Cheddadi *et al.*, 1998) shows that the early Holocene, between 10 and 7k cal a BP, was warmer but drier than the present. This may explain the late or the lack of expansion of cedar forests during the early Holocene around several lakes in the Middle Atlas (Tigalmamine, Sidi Ali, Ifrah), including REM.

The reconstructed low annual precipitation over the Middle Atlas may be related to low surface temperatures of the proximal Atlantic Ocean. Such oceanic cooling may be caused by the reorganization in the North Atlantic circulation main gyres due to boreal ice-sheet melting (e.g. Street-Perrott and Perrott, 1990; Staines-Urías *et al.*, 2013) and/or to local sea surface temperature changes in response to Morocco upwelling dynamics (e.g. Penaud *et al.*, 2010). This may have resulted in both a cooling over Morocco and reduced transfer of moisture supply over north-western Africa. In the REM site, where local water input may have compensated for the overall reduction in precipitation, the cedar forest has persisted but, according to the pollen record, probably with a reduced number of populations.

In fact, REM pollen data show that not only was the forest cover reduced during the early Holocene but there was also a significant presence of several steppe plant taxa (such as *Artemisia*), which seems to be coherent with the reconstructed low annual precipitation from the Tigalmamine fossil pollen record (Cheddadi *et al.*, 1998). Thus, one question arises: do these two sites suggest that the low precipitation affected a wider area in the high-elevation Middle Atlas mountains? These data contradict other fossil evidence that shows a rather higher moisture availability than today during the interval 10–6 ka (Ritchie and Haynes, 1987). Rohling *et al.* (2002) suggested that the African monsoon summer rain moved northward and reached the Mediterranean basin. This northward shift of the summer monsoon is corroborated by archaeological data from the Sahara, which date the onset of a humid period between 16 and 24°N at 10.5 ka (Kuper and Kröpelin, 2006). The Algerian and Tunisian sites show an early Holocene dominated by deciduous oak (Ben Tiba and Reille, 1982; Salamani, 1993), suggesting a humid phase, but these areas may well have received some local moisture from convective precipitation that originated from the Mediterranean Sea. In the eastern Mediterranean, marine pollen records show that Mediterranean plant taxa expanded during the early part of the past interglacials (other than the Holocene), suggesting an increase in summer aridity (Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995). We believe that the northward shift of the summer monsoon, suggested by other authors, may not have reached the Mediterranean. It is clear that the lack of data in such mountainous areas reduces the accuracy for reconstructing broad-scale and complex climate situations. Additional fossil records spanning the Holocene are badly needed to better understand these early Holocene mismatches in the Middle Atlas.

After 7k cal a BP, a mixed oak and cedar forest spread at the expense of the steppe ecosystem. Such land cover may explain the decrease of the weathering chemical element concentration. This vegetation composition describes a period characterized by a slight warming with a significant increase in annual precipitation. The slight decrease in the silty fraction is related to the reduction of terrigenous input due to soil fixation (potential reduction of wind impact). The fluctuations observed in the proportions of taxa (Fig. 6) may be due to frequent *in situ* oscillations of water level with a gradual increase of water flow in response to the increase in precipitation.

After the early Holocene dry period we observe an expansion of oak and then cedar forests. The strongest expansion of the forest ecosystem at the REM site is recorded later around 3.7k cal a BP. The oak forest, with a dominance of *Quercus ilex*, started to expand earlier than the cedar forest. During this time span, the Tigalmamine climate reconstruction shows that until 3.5k cal a BP winter temperature remained higher than the present but that annual precipitation became higher than during the early Holocene. During the last 3.5k cal a BP, both summer and winter temperatures were comparable to the present with maximum rainfall around 3.5k cal a BP, which made the area wetter than the present. This period corresponds to the appearance and the strong expansion of aquatic taxa (*Typha*, *Potamogeton*, *Myriophyllum* and Cyperaceae) in the REM pollen record (Fig. 6) and the deposition of peat sediments at the site. The strong expansion of forest cover led to a noticeable reduction of all chemical elements analysed (Ti, Fe, Cu, Pb, Rb) (Fig. 4).

South of the Middle Atlas, in the High Atlas, the pollen records are quite different (Reille, 1976; Bernard and Reille, 1987) with *Quercus ilex*-type as the only tree taxon that is present continuously while *C. atlantica* is not recorded. The landscape seems to be mainly dominated by herbaceous plants (grasses, sedges, Compositae and Chenopodiaceae) over the past 5k cal a BP. The pollen record of Tizi Inouzane (Reille, 1976), located north-east of the High Atlas, shows a transition between the vegetation of these two mountain ranges. Indeed, tree species have an intermediate importance and cedar pollen grains, in particular, are present in very small quantities. This studied site may represent the southern boundary of the cedar forests in Morocco during the Holocene.

After 2k cal a BP forest cover begins to degrade. This decline has been observed in all studied sites in the Middle Atlas cited above. The instability of the watershed led to an increased contribution of terrigenous elements (Fig. 4). It is difficult to infer a robust climate signal from pollen records for the last two millennia because of the expansion of human activities, which tend to bias the ecosystems composition. In the REM record we observe both a regression of all the aquatic plants and the appearance of *Olea* and cereals pollen grains. Such ecosystem changes, along with the regression of the cedar forest, may mark the start of both a strong wood intake in the area and the cultivation of olive trees. In addition, the increase of lead (Pb) and copper (Cu) concentrations around 2k cal a BP (Fig. 4) may be related to early Roman metalworking activities (Rico *et al.*, 2009) around

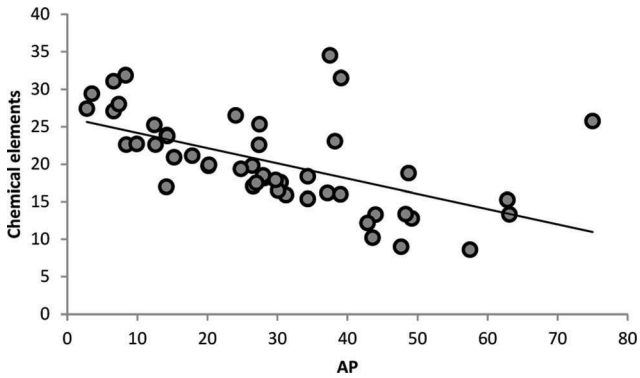


Figure 7. Plot of arboreal pollen (AP) percentages versus all chemical elements showing their strong inverse correlation.

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

Volubilis, one of the most extended Roman cities in Morocco, about 70 km north-west of the studied site. The impact of expansion of the Roman empire in North Africa may be identified through the introduction of cultivated species such as olives and cereals. However, this may be difficult to detect in some fossil records from mountainous areas, such as REM, where pollen percentages are very low (Fig. 4). By contrast, the sustainable use of the forests over at least five centuries may easily be detected in the fossil record through a decrease of the arboreal pollen percentages (Fig. 4), which took place around 2k cal a BP. At the same time we observe an increase of copper, lead and zinc contents. These environmental changes are clearly related to the use of the forest wood for construction (houses and boats) and for heating as well as a fuel for the extraction and smelting of metals (Cu, Pb and Zn) for making tools.

For the last millennium, historical archives and reconstructions from cedar tree rings in the Rif mountains (Till and Guiot, 1990) indicate considerable variation in synchrony with low frequency of rainfall and low temperature throughout the Mediterranean basin (McGregor *et al.*, 2009). These climate trends observed in northern Morocco may have favoured the recorded re-expansion of the cedar forests in the REM area.

Conclusions

The limited data available in north-west Africa prevents us, to some extent, from making spatial reconstructions of climate changes or species dispersal and migrational processes. Each new record, such as REM, provides complementary data that improve our knowledge of the past environmental changes in Morocco.

The REM record shows that since the last glacial period, at least after ca. 18.3k cal a BP, the ecosystems in the Middle Atlas have undergone major changes from an open steppe landscape to a temperate mixed oak and cedar forest. The expansion of *C. atlantica* after 6k cal a BP, which is observed in the sites available in the Middle Atlas, is confirmed in the REM record. *C. atlantica* was present during the beginning of the Holocene and during the last glacial termination but with small percentages, which may signify the presence of scarce populations close to the studied site. This persistence of cedars around the REM site may be due to permanent water sources in the area (at ca. 700 m from the site), which may have created a suitable 'microclimate' and a potential local refugium.

Thus, this new record suggests that *C. atlantica* dispersed before 5.7k cal a BP with probably a more extended geographical range in the Middle Atlas, and very probably a denser tree cover, between 5.7 and 1.4k cal a BP, than today.

Acknowledgements. M.N.E.B. was partially funded by the project PHC Volubilis: MA/11/251: Egide 24451WG and the fieldwork was supported by CNRS-T, Morocco. This is ISEM contribution number ISEM 2014-033.

Abbreviations. REM, Ras El Ma; XRF, X-ray fluorescence

References

Algan O, Balkis N, Namikcagatay M, *et al.* 2004. The sources of metal contents in the shelf sediments from the Marmara sea, Turkey. *Environmental Geology* **46**: 932–950.

Baali A. 1998. *Genèse et évolution au Plio-quaternaire de deux bassins intra montagneux en domaine carbonaté méditerranéen. Les bassins versants des dayets Afourgagh et Agoulmam (Moyen Atlas, Maroc).* Thesis, University of Fès (Morocco).

Ballouche A. 2001. Les paysages végétaux holocènes du Maghreb. Entre nature et culture. *Actes des premières journées nationales d'archéologie, Rabat* Vol. **I**: 120–130.

Ben Tiba B, Reille M. 1982. Recherches pollenanalytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale), premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* **7**: 75–86.

Benkaddour A. 1993. *Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas Marocain: chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine.* Thesis, University of Paris-Sud.

Bernard J, Reille M. 1987. Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. *Pollen et Spores, Paris* **29**: 225–240.

Bouimetarhan I, Prange M, Schefuß E, *et al.* 2012. Sahel megadrought during Heinrich Stadial 1: evidence for a three-phase evolution of the low- and mid-level West African wind system. *Quaternary Science Reviews* **58**: 66–76.

Brun A. 1989. Microflores et paléovégetations en Afrique du Nord depuis 30 000 ans. *Bulletin de la Société Géologique Française,* **V**: 25–33.

Cheddadi R, Fady B, Francois L, *et al.* 2009. Putative glacial refugia of *Cedrus atlantica* from Quaternary pollen records and modern genetic diversity. *Journal of Biogeography* **36**: 1361–1371.

Cheddadi R, Lamb H, Guiot J, *et al.* 1998. Reconstruction of the Holocene climatic events using a pollen record from Tigalmamine lake, Morocco: relationships to global climate change. *Climate Dynamics* **14**: 883–890.

Cheddadi R, Rossignol-Strick M. 1995. Eastern Mediterranean Quaternary paleoclimates from pollen and isotope records of marine cores in the Nile cone area. *Paleoceanography* **10**: 291–300.

Chillasse L, Dakki M. 2004. Potentialités et statuts de conservation des zones humides du Moyen-Atlas (Maroc), avec référence aux influences de la sècheresse. *Sécheresse* **15**: 337–345.

Damblon F. 1991. Contribution pollenanalytique a l'histoire des forets de chêne liège au Maroc: la subéraie de Krimda. *Paleoecology of Africa, Rotterdam* **22**: 171–183.

Dekayir A, Amouric M, Olives J. 2005. Clay minerals in hydrothermally altered basalts from Middle Atlas, Morocco. *Clay Minerals* **40**: 67–77.

El azzouzi M, Maury RC, Bellon H, *et al.* 2010. Petrology and K–Ar chronology of the Neogene–Quaternary Middle Atlas basaltic province, Morocco. *Bull. Soc. géol. Fr* **181**: 243–257.

Hajar L, Haïdar-Boustani M, Khater C, *et al.* 2010. Environmental changes in Lebanon during the Holocene: man vs. climate impacts. *Journal of Arid Environments* **74**: 746–755.

Hajar L, Khater C, Cheddadi R. 2008. Vegetation changes during the late Pleistocene and Holocene in Lebanon: a pollen record from the Bekaa Valley. *Holocene* **18**: 1089–1099.

Herbig HG. 1988. Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary. In *The Atlas System of Morocco,* Jacobshagen V (ed.). Springer-Verlag: Berlin; 321–337.

Hinaje S, Ait Brahim L. 2002. *Les Bassins Lacustres du Moyen Atlas (Maroc): un Exemple d'Activité Tectonique Polyphasée Associée a des Structures d'Effondrement. Com., Tomo 89.* Instituto Geologico e Mineiro; 283–294.

Juggins S. 2007. C2 version 1.5 user guide: software for ecological and paleoecological data analysis and visualisation. Department of Geography, University of Newcastle. [http://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/software/C2Home.htm]

Jullien E, Grousset F, Malaizé B, *et al.* 2007. Low latitude 'dusty events' vs. high-latitude 'icy Heinrich events'. *Quaternary Research* **68**: 379–386.

Kuper R, Kröpelin S. 2006. Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: Motor of Africa's evolution. *Science* **313**: 803–807.

Lamb HF, Gasse F, Benkaddour A, *et al.* 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* **373**: 134–137.

Lamb HF, van der Kaars S. 1995. Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas. *Holocene* **5**: 400–408.

Lecompte M. 1969. La végétation du moyen Atlas central: esquisse phytoécologique et carte des sèries de végétation au 1: 200.000. Institut Scientifique Chérifien.

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

Martin J. 1981. *Le Moyen Atlas central: étude géomorphologique. Notes et Mémoires du Service Géologique N° 258 bis*. Rabat.

McGregor HV, Dupont L, Stuut JBW, *et al*. 2009. Vegetation change, goats, and religion: a 2000-year history of land use in southern Morocco. *Quaternary Science Reviews* **28**: 1434–1448.

Nolting RF, de Baar HJW, Timmermans KR, *et al*. 1999. Chemical fractionation of zinc versus cadmium among other metals nickel, copper and lead in the northern North Sea. *Marine Chemistry* **67**: 267–287.

Penaud A, Eynaud F, Turon JL, *et al*. 2010. Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **29**: 1923–1939.

Pons A, Quezel P. 1985. The history of the flora and vegetation past and present human disturbance in the Mediterranean region. In *Plant Conservation in the Mediterranean Area*, Gomez-Campo C (ed.). W. Junk Publishers: Dordrecht; 25–43.

R. Development Core Team. 2007. *R: A language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing: Vienna.

Reille M. 1976. Analyse pollinique de sédiments postglaciaires dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas marocains: premiers résultats. *Ecologia Mediterranea* **2**: 153–170.

Reille M. 1977. Contribution pollen analytique à l'histoire holocène de la végétation des montagnes du Rif (Maroc septentrional). Xe congrès INQUA. Birmingham. *Supplément au Bulletin AFEQ* **50**: 53–76.

Rhoujjati A, Cheddadi R, Taieb M, *et al*. 2010. Environmental changes over the past c. 29,000 years in the Middle Atlas (Morocco): a record from Lake Ifrah. *Journal of Arid Environments* **74**: 737–745.

Rhoujjati A, Nourelbait M, Benkaddour A, *et al*. 2012. Significations paléoenvironnementale des dépôts du remplissage Holocène du Lac Iffer (Moyen Atlas, Maroc). *Quaternaire* **23**: 241–252.

Rico C, Fabre JM, Antolinos Marin JA. 2009. Recherches sur les mines et la métallurgie du plomb-argent de Carthagène à l'époque romaine. *Mélanges de la Casa de Velázquez, nouvelle série* **39**: 291–310.

Ritchie JC, Haynes CV. 1987. Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. *Nature* **330**: 645–647.

Ritchie M. 1984. Analyses polliniques de sédiments holocènes supérieurs des Hauts-Plateaux du Maghreb oriental. *Pollen et Spores, Paris* **XXVI**: 489–496.

Rohling EJ, Cane TR, Cooke S, *et al*. 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Sciences Letters* **202**: 61–75.

Salamani M. 1993. Premières données paleophytogéographiques du Cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) dans la région de grande-Kabylie (NE Algérie). *Palynosciences, Bordeaux* **2**: 147–155.

Staines-Urías F, Kuijpers A, Korte C. 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews* **76**: 66–81.

Street-Perrott FA, Perrott RA. 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature* **343**: 607–612.

Stuiver M, Reimer PJ, Reimer RW. 2005. *CALIB 5.0*. [program and documentation] [http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/].

Texier JP, Raynal JP, Lefevre D. 1985. Nouvelles positions pour un cadre chronologiques raisonne du Quaternaire marocain. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* **301**: 183–188.

Till C, Guiot J. 1990. Reconstruction of precipitation in Morocco since 1000 AD based on *Cedrus atlantica* tree-ring widths. *Quaternary Research* **33**: 337–351.

Zeroual E. 1995. *Enregistrement climatiques dans les sédiments du lac Isli (Haut Atlas, Maroc): variations des influences climatiques sahariennes et méditerranéennes (de 34,000 ans BP à nos jours)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Neuchatel.

Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)

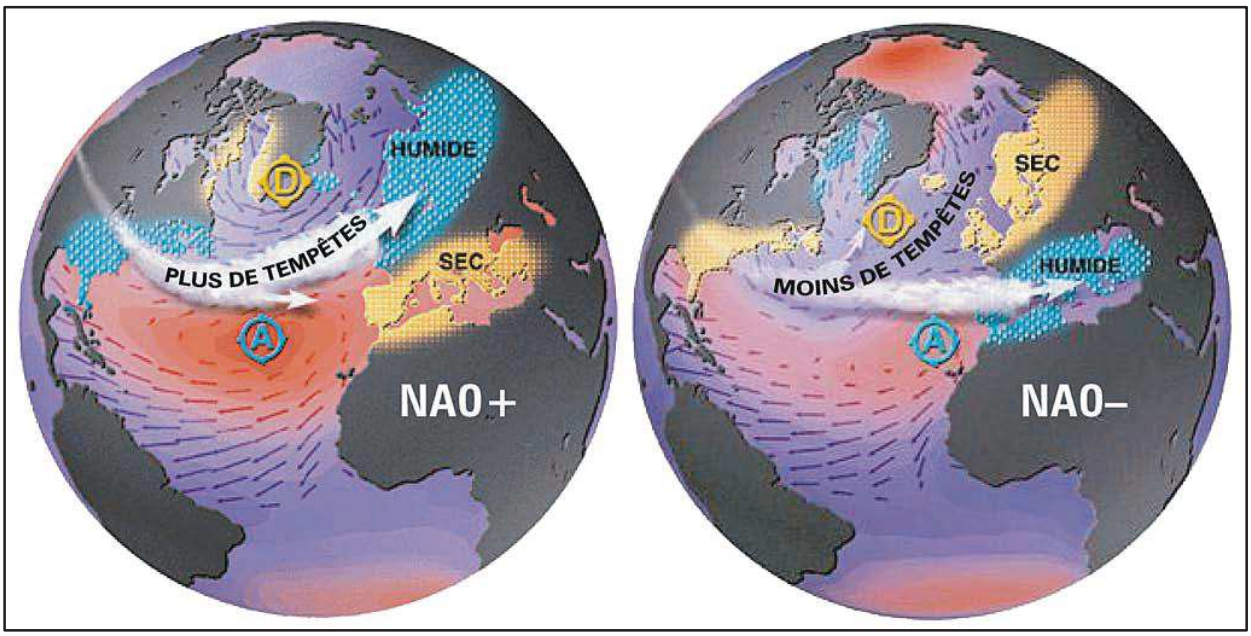


Figure 1 : Schéma récapitulatif des conditions météorologiques associées aux phases : positive (à gauche) et négative (à droite) de la NAO. Source : (Martin Visbeck).

Phénomène d'upwelling

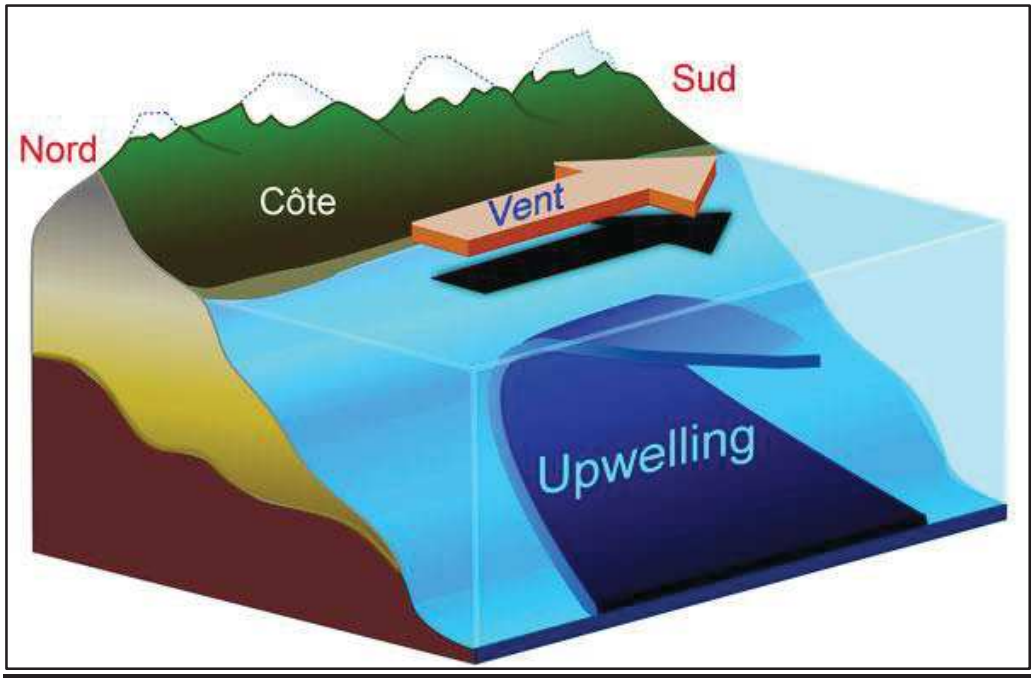


Figure 2 : Schéma représentant le phénomène d'upwelling. © Lichtspiel-IRD